

СОДЕРЖАНИЕ

География и экология

- Еремина И. Д. Химический состав атмосферных осадков в Москве и тенденции его многолетних изменений 3
- Пискарева В. М., Кошовский Т. С., Бисикалова Е. А., Геннадиев А. Н., Белик А. Д. Влияние пожаров на свойства почв национального парка «Земля леопарда» (Приморский край) 11

Методы географических исследований

- Семенков И. Н., Касимов Н. С., Терская Е. В. Латеральная дифференциация форм соединений металлов в почвенных суглинистых катенах центра Западно-Сибирской равнины 25
- Левченко Е. А., Лозбенев Н. И., Козлов Д. Н. Диагностика внутриландшафтной дифференциации гидроморфизма почв лесостепи Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности 38
- Герасимова М. И. Международная классификация почв и возможности ее применения в географических исследованиях 49

Региональные исследования

- Болиховская Н. С., Макшаев Р. Р. Раннехвалынский этап развития Каспия: палинофлора и климато-фитоценотические реконструкции 57
- Кулешова Л. А., Овсепян Е. А. Палеоокеанологические реконструкции для юго-западной части Атлантического океана в среднем–позднем плейстоцене на основе комплексов бентосных фораминифер 72
- Матлахова Е. Ю., Панин А. В., Беляев В. Р., Борисова О. К. Развитие долины Верхнего Дона в конце позднего плейстоцена 83
- Кошкин С. П. Оценка потенциала развития ветровой энергетики на региональном уровне (на примере штата Риу-Гранди-ду-Норти, Бразилия) 93
- Агибалов А. О., Сенцов А. А., Зайцев В. А. Влияние активизированных докембрийских разрывных нарушений на рельеф котловины Ладожского озера 99
- Беляев Ю. Р., Луговой Н. Н., Бредихин А. В. Типы берегов острова Матуа (Центральные Курильские острова) 106
- Бочарников М. В., Смирнова М. А. Парцеллярная структура среднетаежных плакорных биогеоценозов юго-востока Устьянского плато 114

C O N T E N T S

Geography and ecology

Eremina I. D. Chemical composition of atmospheric precipitation in Moscow and the trends of its long-term changes	3
Piskareva V.M., Koshovskiy T.S., Bisikalova E.A., Gennadiev A.N., Belik A. D. Impact of wildfires on soil properties in the «Leopard's Land» National Park (Primorsky Krai)	11

Methods of geographical studies

Semenkov I. N., Kasimov N. S., Terskaya E. V. Lateral differentiation of metal fractions in loamy soil catenas of the central part of Western Siberia plain	25
Levchenko E. A., Lozbenov N. I., Kozlov D. N. Diagnostics of the intra-landscape differentiation of hydromorphism of forest-steppe soils within the Vorona and Tsna rivers interfluvium of the Volga Upland	38
Gerasimova M. I. International soil classification and its potential application in geographic research	49

Regional studies

Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R. The Early Khvalynian stage of the Caspian Sea evolution: palynoflora and climatic phytocoenotic reconstructions.....	57
Kuleshova L.A., Ovsepyan E.A. Paleooceanographic reconstructions of the South-Western Atlantic for the Middle and Late Pleistocene based on benthic foraminifer assemblages	72
Matlakhova E. Yu., Panin A. V., Belyaev V. R., Borisova O. K. The Upper Don River valley evolution in the end of the Late Pleistocene	83
Koshkin S. P. The assessment of wind power development potential at the regional level (case study of the Rio Grande do Norte state, Brazil)	93
Agibalov A. O., Sentsov A. A., Zaitsev V. A. Assessment of the influence of activated Precambrian faults on the relief of the Ladoga Lake depression.....	99
Belyaev Y. R., Lugovoy N. N., Bredikhin A. V. Types of coasts of the Matua Island (Central Kuril isles)	106
Bocharnikov M. V., Smirnova M. A. Parcel structure of the middle taiga upland biogeocenoses within the south-eastern part of the Ustyansk Plateau	114

ГЕОГРАФИЯ И ЭКОЛОГИЯ

УДК 551.510.04:551.577

И.Д. Еремина¹**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В МОСКВЕ И ТЕНДЕНЦИИ ЕГО МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ**

Химический состав атмосферных осадков в Метеорологической обсерватории Московского университета проанализирован на основе мониторинга каждого случая влажных выпадений за период с 1982 по 2017 гг. Весь ряд наблюдений можно разделить на три периода, которые характеризуются различной кислотностью осадков, изменением минерализации и преобладанием тех или иных ионов. В 1982–1998 гг. наблюдались наиболее загрязненные атмосферные осадки с повышенной кислотностью; в 1999–2004 гг. – практически полностью отсутствовали кислотные выпадения, и уменьшилась минерализация осадков. Последний период 2005–2017 гг. отличается от предыдущего увеличением частоты кислотных осадков, при этом минерализация практически не изменилась, несмотря на заметное увеличение хлоридов в последние годы. Обсуждены возможные причины указанных тенденций. Среднее многолетнее значение рН составило $4,90 \pm 0,03$, минерализации – $17,1 \pm 1,0$ мг/л.

Ключевые слова: кислотные дожди, минерализация, анионно-катионный состав атмосферных осадков, противогололедные реагенты

Введение. Атмосферные осадки – один из важнейших факторов, который определяет экологическую обстановку в городской среде. Очистление атмосферы происходит, главным образом, при выпадении осадков. Однако при прохождении пути от подоблачного слоя до поверхности земли осадки, поглощая газы и аэрозоли каплями дождя или кристаллами снежинок, порой сами становятся опасными для окружающей среды. Поглощение примесей приводит к увеличению минерализации осадков, изменению их кислотности и возникновению «кислотных дождей». При выпадении кислотных осадков наблюдается деградация растений, ухудшается состояние почвы, водоемов, оказывается пагубное влияние на строительные сооружения, архитектурные памятники и металлические конструкции. Поэтому важно осуществлять мониторинг химического состава атмосферных осадков и выявлять тенденции его изменения, особенно в городских агломерациях, где степень загрязнения воздуха повышена. Отметим, что тенденции изменения кислотности осадков в разных географических точках земного шара различна. Так, в последние годы такие измерения проводились в Китае (Ханчжоу) [Hong Xu et al., 2011], где среднее значение составило 4,5 рН, повторяемость кислотных осадков в летние месяцы составила 95% с преобладанием сульфатов. Очень кислые дожди наблюдались в Силезии (Польша) – среднее годовое значение 4,1 рН, и 20% проб имели рН в диапазоне 3,1–4,0 рН [Hlawiczka et al., 2003]. В то же время в Илорине (Нигерия, Африка) преобладают щелочные выпадения с высокими значениями в интервале 6,6–7,4 рН [Abdus-Salam N. et al., 2014]. В России, на станции

Главной геофизической обсерватории (ГГО) в Воейково, осадки довольно чистые, и годовые значения показателя кислотности осадков за 57 лет увеличились с 5,2 до 5,5 рН (то есть кислотность уменьшилась с 20 до 3,2 мг/л H^+). Но размах значений большой – от 4,0 до 7,5 рН [Свистов с соавт., 2016]. В Приморье показатель рН осадков в 2012–2013 гг. изменялся в диапазоне 4,4–6,9 рН [Толстоконова, 2016]. Существует проблема кислотных осадков и в Восточной Сибири. Так, в пос. Листвянка в 2005–2011 гг. более 60% имели значение рН < 5,0 [Нецветова с соавт., 2013].

В Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ), расположенной в относительно чистом районе Москвы на территории Ботанического сада, мониторинг кислотности атмосферных осадков ведется более 35 лет, что дает возможность охарактеризовать многолетние тенденции изменения кислотности осадков, включая поэлементный состав и, следовательно, оценить экологическую нагрузку на окружающую среду. Целью данной работы является выявление тенденций изменения загрязнения атмосферных осадков в условиях крупного мегаполиса Москвы.

Материалы и методы исследований. В МО МГУ измерения химического состава атмосферных осадков основаны на отборе единичных проб влажных выпадений в круглосуточном режиме. Анализ кислотности осадков проводится с 1980 г., а полный анализ ионного состава – с 1982 г. Ежегодно отбирается и анализируется 100–150 проб дождя и снега, что составляет, 98–99% от всех выпадающих в году осадков. В каждой пробе оценивается концентрация анионов: сульфатов (SO_4^{2-}), гидрокарбонатов

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, вед. науч. с., канд. хим. н.; e-mail: meteo@rambler.ru

(HCO_3^-), хлоридов (Cl^-), нитратов (NO_3^-) и катионов: кальция (Ca^{2+}), магния (Mg^{2+}), натрия (Na^+), калия (K^+) и аммония (NH_4^+). Кислотность проб определяют по показателю pH, который измеряется сразу после подготовки пробы. Так же сразу оценивается и содержание HCO_3^- . Это связано с быстрым изменением этих характеристик во времени при хранении пробы. Значение pH и концентрацию HCO_3^- (титрованием с соляной кислотой) определяли с помощью прибора pH-340 или на иономере «Эксперт-001» («Эконикс», РФ). Концентрации остальных катионов и анионов определяли методом ионной хроматографии на приборе Джет Хром (Портлаб, РФ).

Всего за период наблюдений собрано примерно 4800 проб, из них около 65% в теплый, остальные – в холодный периоды.

Результаты исследований и их обсуждение.

Кислотность атмосферных осадков. Известно, что для незагрязненных осадков, из-за наличия в составе атмосферы углекислого газа и ряда других естественных примесей (сероводорода, двуокиси серы, соляной кислоты, оксидов азота, органических кислот) pH даже очень чистых атмосферных осадков, собранных вдали от источников загрязнений, будет заметно ниже 7. Принято считать, что нижней границей естественного закисления осадков можно считать $\text{pH}=5,0$ [Galloway et al., 1982].

Среднее значение кислотности осадков за все годы наблюдений с 1980 по 2017 гг. составляет $4,90 \pm 0,03$ pH, однако эта характеристика может меняться в широких пределах: от минимального 3,20 pH (дождь в июле 1987 г.) до 9,65 pH (снег в ноябре 1983 г.). Выпадение очень кислых дождей ($\text{pH}<4$) наблюдается редко – примерно от 1 до 6 проб в год или 1,8%. Следует отметить период с 2000 по 2007 гг., когда таких кислых проб за год не наблюдалось. Не собрано ни одной пробы с $\text{pH}<4,0$ и в 2017 г. Опасность для окружающей среды представляют случаи выпадения не только очень кислых осадков, но и щелочных с $\text{pH}>8,5$ [Попова с соавт., 2013]. Однако такие щелочные осадки в МО МГУ выпадают еще реже – менее 0,5% случаев.

Годовой ход кислотности осадков в Москве (рис. 1, А) характеризуется более низкими значениями pH в теплый период с апреля по октябрь (средневзвешенное значение $4,78 \pm 0,04$ pH), в то время как в холодные месяцы pH ближе к нейтральным величинам ($5,52 \pm 0,04$ pH). Отметим, что средние месячные многолетние с мая по сентябрь имеют кислотные значения $\text{pH}<5$. Кривая распределения повторяемости количества кислотных проб по месяцам имеет одномодальное распределение с максимумом в июле, когда половина выпадающих осадков имеют $\text{pH}<5,0$ (рис. 1, Б). В холодный период только 2% осадков имеют $\text{pH}<5$, то есть относятся к классу кислотных осадков.

Рассмотрим, как менялась относительная доля кислотных осадков с $\text{pH}<5,0$ за каждый год, с 1980 по 2017 гг., рассчитанная от количества проб, со-

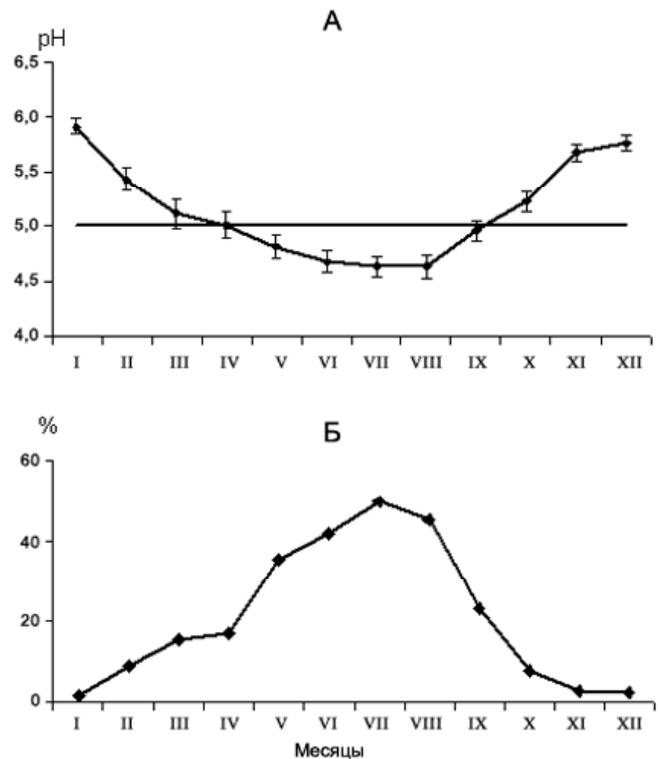


Рис. 1. Многолетний годовой ход значений кислотности осадков (А) и повторяемость кислотных проб по месяцам года (Б) за 1980–2017 гг.

Fig. 1. Long-term seasonal changes of precipitation acidity (A) and the frequency of acidic samples by months of the year (B) (1980–2017)



Рис. 2. Повторяемость (%) кислотных проб осадков с $\text{pH}<5,0$ за все годы наблюдений относительно числа проб, собранных за текущий год

Fig. 2. Repeatability (%) of acidic precipitation samples ($\text{pH}<5,0$) for all years of observations relative to the number of samples collected for each year

бранных за год (рис. 2). Видно, что по этому показателю весь ряд наблюдений можно разделить на три периода. В начале наших наблюдений в 80–90-х годах прошлого века (первый период) кислые осадки составляли в среднем около 20–25% всех выпадающих в году осадков. Максимальное их количество

(40,3%) наблюдалось в 1987 г. Средневзвешенное значение кислотности проб за этот период составило $4,78 \pm 0,06$ pH. Но с 1999 по 2004 гг. (второй период) количество кислотных осадков резко уменьшилось в среднем до 2% в год, а в 2002 г. не было ни одной пробы с $\text{pH} < 5,0$. Среднее значение кислотности проб осадков за этот период составило $5,58 \pm 0,05$ pH. Вспомним, что pH – это показатель степени концентрации ионов H^+ , то есть во втором периоде кислотность уменьшилась в 6 раз по сравнению с первым.

Начиная с 2005 г. по настоящее время (третий период) кислотные осадки вновь выпадают в значительном количестве, и их доля увеличивалась, достигнув в 2009 г. значения 34% кислотных осадков в год. В последние годы это количество несколько уменьшилось, но, как и в первом периоде наблюдений, в среднем около 20–25% проб в год имеет $\text{pH} < 5,0$ (рис. 2). И снова средняя величина за период с 2005 по 2017 гг. имеет кислотное значение $4,85 \pm 0,04$ pH, практически не отличаясь от pH осадков в первом периоде.

Изменение кислотности осадков от года к году представлено на рис. 3, А. Средние годовые значения кислотности изменялись от минимального 4,25 pH в 1987 г. до 6,25 pH в 2002 г. С 1980 по 1998 гг. наблюдались низкие значения pH при среднем значении кислотности проб $\text{pH} < 5,0$. С 1999 г. по 2005 г. кислотность осадков заметно снизилась, как мы уже сказали, и средние значения pH были более высокими. Но уже в 2005–2006 гг. тенденция опять изменилась, и с 2006 г. почти все средние годовые значения pH были кислыми. Аналогичные изменения видны и для многолетних сезонных значений pH проб теплого периода (дождь) (рис. 3, Б). Для холодного периода изменения также существуют, но выражены менее четко. В последние годы можно наблюдать общее небольшое повышение pH (уменьшение кислотности осадков), которое примерно соответствует уровню начала 1990-х гг. Около 15 лет от начала наблюдений значения pH для проб твердых и жидких осадков различались довольно значительно (около 1 pH и более), а потом стали сближаться, и в 1995, 2002 и 2005 гг. эти среднесезонные значения pH почти совпали, в основном благодаря уменьшению кислотности дождей (то есть увеличению значений pH). В последние годы за счет увеличения кислотности летних осадков средние значения pH дождя и снега вновь значительно различаются.

Таким образом, проявляются выраженные тенденции существенных изменений pH осадков и числа кислотных проб за периоды 1980–1998, 1999–2004 и 2005–2017 гг.

Ионный состав осадков. Интегральным показателем загрязненности атмосферных осадков является суммарная концентрация всех ионов, или минерализация осадков. В табл. 1 представлены средневзвешенные годовые и сезонные значения минерализации и концентрации всех определяемых ионов за период с 1982 по 2017 гг. При среднем зна-

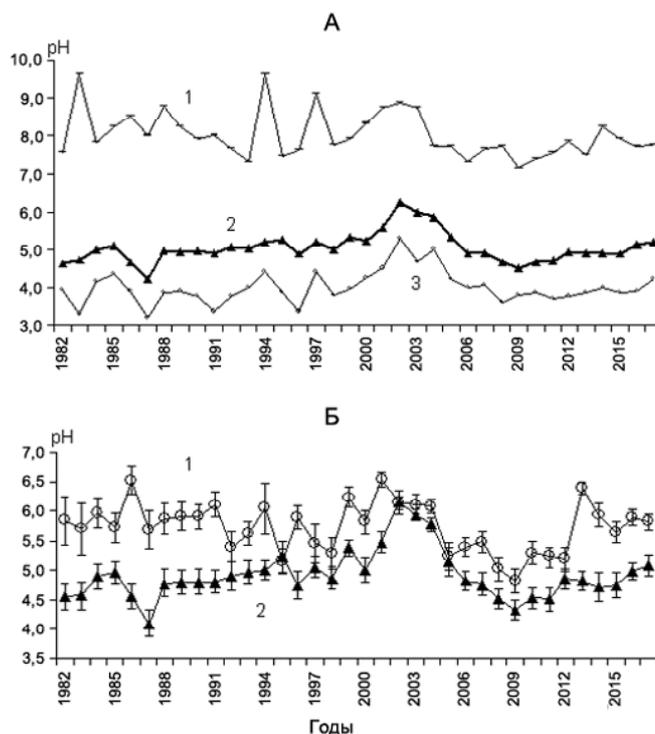


Рис. 3. Средние значения pH за все годы наблюдений: А – годовые (1 – максимальные значения, 2 – средние, 3 – минимальные); Б – сезонные (1 – холодный, 2 – теплый периоды года)

Fig. 3. Average pH values for all years of observations: А – annual (1 – maximum values, 2 – average, 3 – minimum); Б – seasonal (1 – cold, 2 – warm periods of the year)

чении минерализации 17,1 мг/л наблюдаются значительные изменения в отдельные годы: от 11,8 мг/л в 2001 году до 27,0 мг/л в 1991 г. Абсолютный минимум минерализации за весь период наблюдался 31 мая 2001 г. (1,2 мг/л, количество осадков 28,7 мм) в условиях интенсивного периода выпадения осадков в течение предшествующих 2 недель, причем отмечалось усиление их интенсивности накануне, когда за двое суток выпало 83 мм. Абсолютный максимум минерализации наблюдался 6–7 апреля 1991 г. (363,5 мг/л). Отметим, что здесь, наоборот, количество осадков было минимальным (1 мм), и накануне неделю осадки не выпадали. Таким образом, видно, что в очищении атмосферы от примесей выпадение осадков играет существенную роль.

Однако в целом минерализация осадков в МО МГУ невысока и в 70% проб не превышает 30 мг/л, причем около 40% проб осадков имеют значение минерализации $M \leq 15$ мг/л, а такие значения характерны для региональных фоновых станций наблюдения [Свистов с соавт., 2014] или небольших городов на севере европейской части страны [Котова, 2012]. В крупных городах средние значения минерализации выше – в 1,5–2,5 раза, например, в Воронеже средняя минерализация составляет 38 мг/л [Прожорина с соавт., 2013], в Сухуми – более 40 мг/л [Ахсалба с соавт., 2009], в некоторых городах Беларуси (Гродно, Барановичи, Бобруйск) – от 26 до 42 мг/л [Мониторинг ..., 2011].

Таблица 1

Средние значения концентрации ионов в осадках за все годы наблюдений (1982–2017 гг.)

Ионы	Год	Теплый период (IV–X)	Холодный период (XI–XII, I–III)	Год	Теплый период (IV–X)	Холодный период (XI–XII, I–III)
pH	4,90	4,78	5,52			
		мг/л			микро-экв/л	
HCO ₃ ⁻	2,7	1,9	4,6	44	31	75
SO ₄ ²⁻	4,3	4,3	4,2	89	90	87
Cl ⁻	3,6	3,8	3,1	102	108	87
NO ₃ ⁻	1,77	1,7	1,95	29	27	32
Ca ²⁺	3,1	2,9	3,5	155	146	174
Mg ²⁺	0,17	0,17	0,16	14	14	14
Na ⁺	0,39	0,22	0,76	17	9	33
K ⁺	0,17	0,18	0,14	4	5	4
NH ₄ ⁺	0,92	1,04	0,67	51	58	37
Сумма ионов	17,1	16,3	19,0	518	505	545

Средние многолетние годовые и средне-сезонные значения минерализации и всех определяемых ионов представлены в табл. 1. Главные различия средних концентраций для проб дождей и снегопадов получены для pH и ионов гидрокарбоната (HCO₃⁻), натрия (Na⁺) и аммония (NH₄⁺). Кислотность проб (pH) и их щелочность (содержание HCO₃⁻) находятся в обратной зависимости, и в кислых пробах, которых гораздо больше в теплый период, содержание гидрокарбонатов стремится к нулю, поэтому в теплый период их средние концентрации малы. Натрия больше зимой, по-видимому, в результате использования противогололедных реагентов, в состав которых он входит. А аммония больше летом, поскольку аммиак выделяется в результате жизнедеятельности животных и человека, и в теплый сезон он прекрасно растворяется в каплях влаги и в результате окислительно-восстановительных реакций образует ион аммония. Содержание остальных катионов и анионов в течение года различаются мало. Концентрации ионов приведены как в весовой (мг/л), так и в эквивалентной (микро-экв/л) формах. Использование эквивалентных, а не весовых концентраций позволяет учесть эквивалентный вес различных ионов при оценке вклада каждого иона. На рис. 4, А даны средние относительные эквивалентные концентрации различных ионов за весь период наблюдений по отношению к сумме концентраций всех ионов (минерализации) (% экв.).

Катионный состав осадков очень постоянный, преобладающим в осадках всегда является ион кальция, остальные катионы убывают в следующем порядке: Ca²⁺>NH₄⁺>Na⁺>Mg²⁺>H⁺>K⁺.

Что касается анионов, то в разные годы их соотношение менялось очень существенно (рис. 4, Б). В первый период наблюдений – с 1982 по 1998 гг. – преобладающим анионом в осадках практически всегда был сульфат-ион, на втором месте был хлорид, и затем – гидрокарбонат-ион. Во втором периоде наблюдений (1999–2004 гг.), когда почти полностью отсутствовали кислотные осадки, наблюдалось резкое уменьшение концентрации сульфатов и хло-

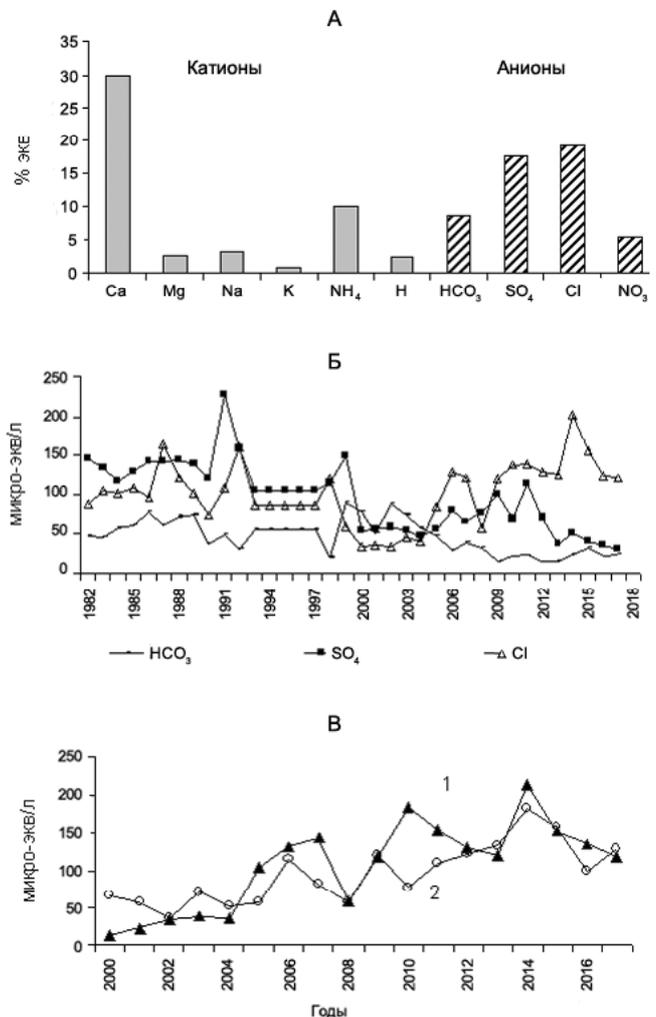


Рис. 4. Осредненный относительный состав проб осадков в МО МГУ (А); изменчивость средних годовых значений анионов в 1982–2017 гг. (Б); увеличение хлоридов в последние годы в пробах дождя (1) и снега (2) (Б)

Fig. 4. Average relative composition of precipitation samples for the MO MSU (A); variation of annual average values of anions in 1982–2017 гг. (B); increase of chlorides in rain (1) and snow samples (2) in recent years (B)

ридов, зато возросла концентрация гидрокарбонат-иона, имеющего щелочной характер. В третий период – с 2005 г. по настоящее время – вновь начинают выпадать кислотные осадки, и увеличиваются концентрации сульфатов и, особенно, хлоридов, а содержание гидрокарбонатов уменьшается. Нитратов в осадках всегда меньше всех анионов, и изменения его от года к году незначительны, поэтому содержание нитрат-иона не показано. Содержание хлоридов в последние годы увеличилось очень заметно: в 2014 г. было зафиксировано максимальное годовое значение 7,2 мг/л, а в 2014–2017 гг. средняя годовая концентрация Cl⁻ почти в 4 раза превышала концентрацию SO₄²⁻. Добавим, что с 2013 г. наблюдаются очень низкие концентрации сульфата, а в 2017 г. его содержание составило 1,5 мг/л – наименьшее за все годы наблюдений. О том, что выпадение серы на станциях ГГО стало в 3 раза меньше, чем в прошлом веке, отмечается и в работе [Свистов с соавт., 2009]. Такая тенденция прослеживается как в пробах дождя, так и снега.

В последние годы именно хлорид-ион стал преобладающим среди анионов. Рис. 4, В наглядно подтверждает существенное увеличение хлорид-ионов как в пробах дождя, так и снега. Наблюдаемые тренды значимы, уравнение регрессии для дождевых осадков $y=8,5x+25,1$, а для снежных пробы $y=5,9x+39,1$.

Причины указанных изменений анионного состава осадков и уменьшения содержания сульфатов связаны с сокращением эмиссий сернистого ангидрида в атмосферу после перехода московских ТЭЦ на природный газ.

Следует отметить, что в последние годы увеличение кислотности коррелирует с увеличением содержания хлоридов в пробах осадков. Получены расчетные данные, что источником хлорид-анионов в атмосферных осадках выступают в основном хлориды противогололедных реагентов. При этом происхождение хлорид-анионов, наряду с хлоридами металлов – компонентами этих реагентов – отчасти обусловлено и растворением хлористого водорода. Показано, что появление хлористого водорода в атмосфере Москвы – результат гетерофазных хи-

мических реакций с участием противогололедных реагентов [Еремина с соавт., 2015]. Вероятно, это типично для фоновых условий и лесопарковых районов Москвы, где много растений и естественный почвенный покров, в котором могут накапливаться хлориды. Подтверждение этому – отсутствие преобладания хлоридов в осадках в центральных районах Москвы, где регулярно происходит очистка поверхности дорог и нет накопления хлоридов.

Детальный анализ pH и концентрации различных ионов в отмеченные нами 3 периода наблюдений, концентрации которых претерпели изменения, приводятся в табл. 2. Хорошо видно, что при переходе ко второму периоду, (1999–2004 гг.) существенное уменьшение минерализации проб (с 21,0 до 14,7 мг/л) связано с более чем двукратным уменьшением в осадках сульфатов и хлоридов. Соответственно произошло уменьшение содержания катионов кальция и аммония. Немного увеличилось содержание только гидрокарбонат-иона, поскольку в щелочных осадках его роль возрастает.

В третьем периоде, несмотря на вновь возросшую кислотность осадков, минерализация осталась довольно низкой (15,1 мг/л). Следует отметить уменьшение содержания гидрокарбонатов (до 1,6 мг/л) и увеличение концентрации аммония (до 1,0 мг/л). Эти изменения как раз характерны для кислотных осадков, вновь выпадающих в эти годы. В то же время продолжает уменьшаться содержание сульфатов и увеличиваться содержание хлоридов, пока в пределах доверительных интервалов. Все эти значимые различия для тех же ионов прослеживаются в большей или меньшей степени и для теплого и для холодного сезонов, причем для хлорид-ионов в теплый период эти изменения выражены еще заметнее: изменения по трем периодам составляют соответственно 4,3±0,9; 1,0±0,5 и 4,6±0,9 мг/л Cl⁻ для первого, второго и третьего периодов.

Следует обратить внимание, что средняя минерализация единичных осадков в МО МГУ во втором и третьем периодах практически совпадает с верхней границей загрязненности осадков региональных фоновых станций (диапазон значений минерализации

Таблица 2

Ионный состав осадков и pH в разные периоды наблюдений (среднее ±ДИ*)

Период, количество случаев	pH	Концентрация ионов**, мг/л					
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	NH ₄ ⁺	сумма ионов
Первый период, 1982–1998 гг., n=1113	4,78±0,06	3,3±0,6	6,8±0,6	3,7±0,6	3,7±0,4	0,9±0,1	21,0±2,0
Второй период, 1999–2004 гг., n=771	5,58±0,05	4,3±0,6	3,2±0,6	1,5±0,3	2,7±0,4	0,62±0,09	14,7±1,9
Третий период, 2005–2017 гг., n=3720	4,85±0,04	1,6±0,2	2,9±0,3	4,4±0,6	2,8±0,3	1,0±0,1	15,1±1,4

*ДИ – доверительный интервал.

**Изменение содержания ионов нитратов, магния, натрия и калия не приводится, так как эти данные не значимы.

для них от 3 до 15 мг/л) [Свистов с соавт., 2014]. Однако полученная гетерогенность при изучении распределения минерализации единичных проб осадков по городу, проведенном в предыдущих исследованиях, показала, что минерализация закономерно существенно выше в центральных районах, примерно в 2–3 раза. Кроме этого, в разных районах Москвы в пробах дождя могут преобладать ионы сульфатов или гидрокарбонатов, а не только хлоридов, как почти в 90% проб в МО МГУ [Еремина с соавт., 2014].

Похожие результаты получены нами и при изучении сезонного снега в Москве и ближайшем Подмосковье. Средняя минерализация проб снежного покрова в МО МГУ за несколько зимних сезонов (13,4 мг/л) была в 1,5 раза меньше, чем в лесопарковой зоне на окраинах Москвы (20,6 мг/л), и почти в 5 раз меньше, чем в парках и скверах центрального округа (61,2 мг/л). По степени загрязненности наши пробы ближе всего к пробам Подмосковья (14,5 мг/л) [Климат Москвы ..., 2017].

Итак, мы видим, что МО МГУ является чистым островком в огромном мегаполисе и вполне может служить фоновой станцией при сравнении состава осадков в разных районах Москвы.

Выделенная периодизация кислотности осадков и уменьшение минерализации скорее всего связаны с застоем в промышленности, повсеместным закрытием многих заводов и фабрик в 90-х гг. Это соответствует и последним тенденциям изменения

кислотности осадков в России [Свистов с соавт., 2016], что может также определяться сменой топлива на европейской территории России и уменьшением выбросов в атмосферу оксидов серы и азота [Chubarova et al., 2016]. Указанные изменения, вероятно, и привели к заметному уменьшению минерализации проб осадков в МО МГУ.

Выводы. Таким образом, анализ многолетних изменений химического состава осадков в МО МГУ показал, что выделяются три периода, характеризующиеся различной кислотностью осадков, содержанием отдельных компонентов и преобладанием тех или иных ионов. В отличие от первого периода наблюдений (1980–1998 гг.) в 1999–2004 гг. кислотных осадков практически не было, а с 2005 г. они вновь стали выпадать, и их количество достигло уровня до 1999 г. (20–25% от всех выпавших в году осадков).

В период наблюдений с 1982 до 1998 гг. пробы атмосферных осадков были более загрязнены. В 1999–2004 гг. средняя минерализация проб значительно уменьшилась. И в последние годы минерализация остается на невысоком уровне, то есть загрязненность проб не увеличивается, и среднее ее значение примерно на 5 мг/л ниже, чем в начале наших наблюдений. В целом минерализация осадков в районе МО МГУ небольшая и, следовательно, мы можем сказать, что состояние атмосферы здесь близко к региональному фону.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00149).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахсалба А.К., Эмба Я.А.* Особенности формирования химического состава атмосферных осадков в Сухуме // Известия ЮФУ. Технические науки. 2009. № 6(95). С. 234–240.
- Еремина И.Д., Алоян А.Е., Арутюнян В.О., Ларин И.К., Чубарова Н.Е., Ермаков А.Н.* Кислотность и минеральный состав осадков в Москве. Влияние противогололедных реагентов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 700–709.
- Еремина И.Д., Чубарова Н.Е., Алексеева Л.И., Суркова Г.В.* Кислотность и химический состав осадков на территории Московского региона в теплый период года // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2014. № 5. С. 3–11.
- Климат Москвы в условиях глобального потепления / Под ред. А.В. Кислова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2017. 288 с. ISBN 978-5-19-011227-6.
- Котова Е.И.* Формирование химического состава осадков на севере европейской территории России // Вестн. Северного (Арктического) федерального университета. Сер. Естественные науки. 2012. № 4. С. 116–122.
- Мониторинг атмосферных осадков в Беларуси. Минск, 2011. Гл. 3. С. 92–103. http://minpriroda.gov.by/uploads/files/000677_662012_3.pdf
- Нецветаева О.Г., Чипанина Е.В., Оболкин В.А., Зимник Е.А., Селько Н.П., Лопатина И.Н., Ходжер Т.В.* Особенности химии атмосферных осадков станций Листвянка (Иркутская область) и Приморская (Приморский край) в 2005–2011 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 466–471.
- Попова Е.С., Семенец Е.С.* Зависимость реакции среды (рН) единичных атмосферных осадков от метеорологических условий по данным для Санкт-Петербурга за 2005–2009 гг. // Тр. ГГО им. А.И. Воейкова. 2013. Вып. 568. С. 280–286.
- Прождорина Т.И., Нефедова Е.Г.* Исследование метеорологических и химических параметров атмосферных осадков в осенне-зимний период как индикатора загрязнения воздуха г. Воронежа // Вестн. ВГУ. Сер. География. Геоэкология. 2013. № 1. С. 145–149.
- Свистов П.Ф., Полищук А.И., Першина Н.А.* Фоновый уровень состояния атмосферы по многолетним данным о химическом составе атмосферных осадков // Тр. ГГО им. А.И. Воейкова. 2009. № 560. С. 116–142.
- Свистов П.Ф., Полищук А.И.* Атмосферные осадки над городами и регионами России // Природа. 2014. № 3. С. 28–36.
- Свистов П.Ф., Талаш А.С., Семенец Е.С.* О пространственно-временных изменениях кислотности атмосферных осадков // Климат и природа. 2016. № 2(19). С. 14–26.
- Толстоконева Е.Н.* Мониторинг кислотности атмосферных осадков и кислотно-основного состояния почв береговой зоны южного Приморья // Эколого-географические проблемы регионов России. Мат-лы VII всероссийской научно-практической конференции. Самара, 2016. С. 206–210.
- Abdus-Salam N., Adekola F.A., Otuyo-Ibrahim M.* Chemical composition of wet precipitation in ambient environment of Ilorin north central Nigeria // J. of Saudi Chemical Society. 2014. V. 18. P. 528–534.

Chubarova N., Poliukhov A., Gorlova I. Long-term variability of aerosol optical thickness in eastern Europe over 2001–2014 according to the measurements at the Moscow MSU MO aeronet site with additional cloud and NO₂ correction // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2016. V. 9. № 2. P. 313–334.

Galloway J.N., Likens G.E., Kneen W.C., Miller J.M. The composition of precipitation in remote areas of the world // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87(11). P. 8771–8786.

Hlawiczka S., Dyduch B., Fudala J. Long-Term Changes of Particulate Emission in the Industrial Region of Upper Silesia (Poland) and their Effect on the Acidity of Rainwater // *Water, Air, and Soil Pollution*. 2003. V. 142. Iss. 1–4. P. 151–163.

Hong Xu, Xiao-Hui Bi, Yin-Chang Feng. Chemical composition of precipitation and its sources in Hangzhou, China // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2011. V. 183. Iss. 1–4. P. 581–592.

Поступила в редакцию 21.06.2018

Исправлена 15.01.2019

Принята к публикации 21.02.2019

I.D. Eremina¹

CHEMICAL COMPOSITION OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION IN MOSCOW AND THE TRENDS OF ITS LONG-TERM CHANGES

The chemical composition of atmospheric precipitation for the Meteorological Observatory of Moscow University is analyzed basing on the monitoring of every event of wet atmospheric fallout for 1982 to 2017 period. The whole number of observations can be grouped into three periods, which are characterized by different acidity of precipitation, changes in mineralization and the predominance of certain ions. The 1980–1998 period is characterized by the most polluted atmospheric precipitation with high acidity; the 1999–2004 period – by almost complete absence of acid deposition and decrease in mineralization of precipitation. The latest period (2005–2017) is characterized by increasing frequency of acid fallouts, while the mineralization shows no changes despite a significant increase of chlorides in precipitation in recent years. The possible reasons for these trends are discussed. The average long-term pH value was $4,90 \pm 0,03$ and the mineralization value was $17,1 \pm 1,0$ mg/l.

Key words: acid rains, mineralization, anion-cationic composition of atmospheric precipitation, deicing reagents

Acknowledgements. The work was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 18-17-00149).

REFERENCES

Abdus-Salam N., Adekola F.A., Otuyo-Ibrahim M. Chemical composition of wet precipitation in ambient environment of Ilorin north central Nigeria // *J. of Saudi Chemical Society*. 2014. V. 18. P. 528–534.

Ahsalba A.K., Jekba Ja.A. Osobennosti formirovaniya himicheskogo sostava atmosferynyh osadkov v Suhume [Specific features of forming the chemical composition of atmospheric precipitation in Sukhum] // *Izvestija JuFU. Tehnicheskie nauki*. 2009. № 6(95). P. 234–240. (In Russian)

Chubarova N., Poliukhov A., Gorlova I. Long-term variability of aerosol optical thickness in eastern Europe over 2001–2014 according to the measurements at the Moscow MSU MO aeronet site with additional cloud and NO₂ correction // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2016. V. 9. № 2. P. 313–334.

Eremina I.D., Aloyan A.E., Arutyunyan V.O., Larin I.K., Chubarova N.E., Yermakov A.N. Kislotsnost' i mineral'nyj sostav osadkov v Moskve. Vlijanie protivogololeдных reagentov [Acidity and mineral composition of precipitation in Moscow: Influence of deicing salts] // *Izvestija RAN. Fizika atmosfery i okeana*. 2015. V. 51. № 6. P. 700–709. (In Russian)

Eremina I.D., Chubarova N.E., Alekseeva L.I., Surkova G.V. Kislotsnost' i himicheskij sostav osadkov na territorii Moskovskogo

regiona v teplyj period goda [Acidity and chemical composition of summer precipitation within the Moscow region] // *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geogr.* 2014. № 5. P. 3–11. (In Russian)

Galloway J.N., Likens G.E., Kneen W.C., Miller J.M. The composition of precipitation in remote areas of the world // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87(11). P. 8771–8786.

Hlawiczka S., Dyduch B., Fudala J. Long-Term Changes of Particulate Emission in the Industrial Region of Upper Silesia (Poland) and their Effect on the Acidity of Rainwater // *Water, Air, and Soil Pollution*. 2003. V. 142. Iss. 1–4. P. 151–163.

Hong Xu, Xiao-Hui Bi, Yin-Chang Feng. Chemical composition of precipitation and its sources in Hangzhou, China // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2011. V. 183. Iss. 1–4. P. 581–592.

Klimat Moskvy v uslovijah global'nogo potepnenija / Pod red. A.V. Kislova. [Climate of Moscow under the global warming]. Moskva: Izd. Moskovskogo universiteta, 2017. ISBN 978-5-19-011227-6. 288 p. (In Russian)

Kotova E.I. Formirovanie himicheskogo sostava osadkov na severe evropejskoj territorii Rossii [Formation of the chemical composition of precipitation in the north of European Russia] // *Vestnik Severnogo (Arkticheskogo) federal'nogo universiteta. Serija: Estestvennye nauki*. 2012. № 4. P. 116–122. (In Russian)

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Leading Research Scientist, PhD. in Chemistry; e-mail: meteo@rambler.ru

Monitoring atmosferyh osadkov v Belarusi [Monitoring of atmospheric precipitation in Belarus]. Minsk, 2011. Ch. 3. P. 92–103. http://minpriroda.gov.by/uploads/files/000677_662012_3.pdf. (In Russian)

Necvetaeva O.G., Chipanina E.V., Obolkin V.A., Zimnik E.A., Sez'ko N.P., Lopatina I.N., Hodzher T.V. Osobennosti himii atmosferyh osadkov stancij Listvjanka (Irkutskaja oblast') i Primorskaja (Primorskij kraj) v 2005–2011 gg [Specific chemical features of atmospheric precipitation at Listvyanka (Irkutsk region) and Primorskaya (Primorye territory) stations in 2005–2011] // *Optika atmosfery i okeana*. 2013. V. 26. № 6. P. 466–471. (In Russian)

Popova E.S., Semenec E.S. Zavisimost' reakcii sredy (pH) edinichnyh atmosferyh osadkov ot meteorologicheskikh uslovij po dannym dlja Sankt-Peterburga za 2005–2009 gg. [Relationship between pH values of precipitation and weather conditions in Saint-Petersburg over 2005–2009 period] // *Trudy GGO im. A.I. Voejkova*. 2013. Iss. 568. P. 280–286. (In Russian)

Prozhorina T.I., Nefedova E.G. Issledovanie meteorologicheskikh i himicheskikh parametrov atmosferyh osadkov v osenne-zimnij period kak indikatora zagryaznenija vozduha g. Voronezha [The study of meteorological and chemical parameters of atmospheric

precipitation in autumn-winter period as an indicator of air pollution in Voronezh] // *Vestnik VGU. Serija: Geografija. Geojekologija*. 2013. № 1. P. 145–149. (In Russian)

Svistov P.F., Polishhuk A.I. Atmosfernye osadki nad gorodami i regionami Rossii [Atmospheric precipitation over cities and regions of Russia] // *Priroda*. 2014. № 3. P. 28–36. (In Russian)

Svistov P.F., Polishhuk A.I., Pershina N.A. Fonovyj uroven' sostojanija atmosfery po mnogoletnim dannym o himicheskom sostave atmosferyh osadkov [Background state of the atmosphere according to the long-term data on the chemical composition of precipitation] // *Trudy GGO im. A.I. Voejkova*. 2009. № 560. P. 116–142. (In Russian)

Svistov P.F., Talash A.S., Semenec E.S. O prostranstvenno-vremennyh izmenenijah kisljotnosti atmosferyh osadkov [Spatial and temporal changes of the acidity of precipitation] // *Klimat i priroda*. 2016. № 2(19). P. 14–26. (In Russian)

Tolstokoneva E.N. Monitoring kisljotnosti atmosferyh osadkov i kisljotno-osnovnogo sostojanija pochv beregovoj zony juzhnogo Primor'ja [Monitoring of the acidity of atmospheric precipitation and the acidic-basic conditions of soils of the coastal zone in the southern Primorye] // *Jekologo-geograficheskie problemy regionov Rossii. Materialy VII vserossijskoj nauchno-prakticheskoj konferencii*. Samara, 2016. P. 206–210. (In Russian)

Received 21.06.2018

Revised 15.01.2019

Accepted 21.02.2019

УДК 631.481

В.М. Пискарева¹, Т.С. Кошовский², Е.А. Бисикалова³, А.Н. Геннадиев⁴, А.Д. Белик⁵**ВЛИЯНИЕ ПОЖАРОВ НА СВОЙСТВА ПОЧВ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «ЗЕМЛЯ ЛЕОПАРДА» (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)**

Изучены почвы юга Приморья, испытывающие воздействие весенних палов с различной частотой. На основе сравнения с фоновыми почвами выявлены отличия морфологического строения пирогенных почв, их физических, химических и физико-химических свойств. Благодаря пирогенно обусловленной смене растительности с лесной на луговую, в постпирогенных почвах повышено содержание органического вещества в среднем с 5 до 7%, увеличены мощности гумусовых горизонтов в среднем с 8 до 14 см. В постпирогенных почвах запасы органического углерода относительно фоновых возрастают в 3–4 раза для слоя 0–20 см. После прохождения пожара изменяется распределение величин магнитной восприимчивости по профилю с увеличением их в приповерхностной части. На гаях возрастают величины рН на 1–2 единицы, что отмечается во всех приповерхностных горизонтах почв, в результате чего верхние горизонты становятся наименее кислыми во всем профиле. Пирогенные горизонты характеризуются меньшим содержанием оксалаторастворимого железа по сравнению с нижележащими горизонтами. Пирогенные почвы обладают повышенными концентрациями полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), но при этом качественный состав ПАУ изменяется слабо. Во всех исследованных почвах преобладают легкие структуры полиаренов и доминируют фенантроново-дифенилово-нафталиновая ассоциация, что является показателем природного, а не техногенного происхождения ПАУ.

Ключевые слова: постпирогенные почвы, органическое вещество, рН, магнитная восприимчивость, оксалаторастворимое железо, полициклические ароматические углеводороды

Введение. В последние десятилетия на территории России все чаще фиксируются случаи возникновения природных пожаров, которые приносят значительный экономический и экологический ущерб. Причиной этих явлений в основном является деятельность человека. Для предотвращения возгораний и борьбы с пожарами необходимо осуществление целого комплекса мероприятий, в том числе научный анализ последствий прохождения огня в природной среде, изучение его влияния на различные компоненты ландшафта, и в частности, почвы.

После прохождения пожара под воздействием высоких температур, а также последующей смены растительных ассоциаций и изменения уровня микробиологической активности, трансформируются практически все физические, физико-химические и химические свойства почв. Почвы долгое время сохраняют следы как прямого, так и косвенного воздействия огня, поэтому изучение свойств постпирогенных почв важно для формирования адекватного представления о состоянии экосистем.

Особенности влияния пожаров на почвы активно исследуются с начала XX века. Наиболее обоснованы и не вызывают противоречий оценки изменения основных физических свойств почв [Крас-

нощевых 1994; Сапожников, Карпачевский, Ильина, 2001; Certini, 2005; Тарасов, Иванов, Иванова, 2008; Коган, Панина, 2010; Максимова, Быкова, Абакумов, 2014; Шахматова, 2015]. В то же время такая физическая характеристика послепожарных почв как их магнитная восприимчивость нуждается в дополнительных исследованиях. В условиях высоких температур при прохождении природных пожаров, гематит, лепидопротит, гетит (парамагнетики) могут переходить в сильномагнитные соединения (ферромагнетики) [Цибарт, Геннадиев, 2008]. По данным А.Ф. Вадюниной и В.Ф. Бабанина [1972], в большинстве постпирогенных почв горизонты, подвергшиеся обжигу, имеют более высокие значения магнитной восприимчивости. При ухудшении аэрации магнитная восприимчивость (МВ) заметно снижается ввиду гидратации железистых соединений.

При термическом воздействии на почвы может происходить повышение рН почвенной среды. Это обусловлено попаданием золы на поверхность почв после полного сгорания органического вещества [Certini, 2005]. Также возможно подкисление почв на гаях, в случае их активного эрозионного смыва на горных склонах.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафта и географии почв, техник; *e-mail:* v.m.piskareva@yandex.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафта и географии почв, науч. с.; *e-mail:* tkzv@ya.ru

³ ФГБУ «Объединенная дирекция государственного природного биосферного заповедника «Кедровая падь» и национального парка «Земля леопарда»; заместитель директора по науке; канд. биол. н.; *e-mail:* bisikalova@leopard-land.ru

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафта и географии почв, профессор, докт. геогр. н.; *e-mail:* alexagenna@mail.ru

⁵ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафта и географии почв, техник; *e-mail:* ms.anna.belik@gmail.com

Результаты исследований химических свойств пирогенных почв также не столь однозначны [Khanna and Raison 1986; Ulery et al., 1993; Сапожников, Карпачевский, Ильина, 2001; Макарычев, Трофимов, Беховых, 2003; Тарасов, Михно, Сизина, 2011; Горбунова с соавт., 2013; Максимова, Абакумов, 2014]. В частности, имеет место противоречивость оценок постпирогенной динамики содержания органического вещества в почвах [Certini, 2005]; влияния пирогенеза на качественный состав полициклических ароматических углеводородов [Цибарт, Геннадиев, 2009, 2013; Максимова с соавт., 2014; Геннадиев с соавт., 2015; Дымов с соавт., 2015]. Во время пожара большое количество органического вещества почв сгорает, однако в дальнейшем происходит его заметное увеличение в результате восстановления растительности и увеличения скорости гумификации в условиях возрастающей микробиологической активности [Цибарт, Геннадиев, 2008]. Наибольшее содержание органического углерода в почвах отмечалось на горяч, пройденных наиболее интенсивными пожарами. В целом, послепожарный уровень содержания органического вещества значительно превышает фоновые значения [Certini, 2005]. Однако при частом воздействии высоких температур содержание органического углерода может значительно уменьшаться. Особенно данная тенденция заметна в почвах склоновых участков, где активно идет эрозионный смыв.

Согласно результатам исследования постпирогенных почв Е.Ю. Максимовой с соавт. [2014], в почвах происходит большее накопление ПАУ после прохождения низовых пожаров по сравнению с верховыми. При наиболее сильных лесных пожарах возможен вынос ПАУ из зоны горения с восходящими токами воздуха и последующее их рассеяние по прилегающим территориям [Цибарт, Геннадиев, 2009; Максимова с соавт., 2014]. В большей степени это характерно для легких ПАУ, таких как дифенил, флуорен, гомологи нафталина и фенантрен. Количество более тяжелых соединений в почвах, напротив, с увеличением интенсивности пожара возрастает [Цибарт, Геннадиев, 2009]. Однако в исследованиях А.А. Дымова с соавт. [2015] выявлено увеличение количества и 2–3-ядерных ПАУ в постпирогенных почвах.

После прохождения пожаров ПАУ сорбируются преимущественно на тонких частицах, богатых органическим веществом, или высокоуглеродистых веществах, таких как уголь, сажа и т. п. Условия окружающей среды также влияют на активность сорбции ПАУ. Некоторыми авторами описывается возможность латеральной миграции ПАУ, в том числе из постпирогенных почв в почвы подчиненных геохимических позиций [Дымов с соавт., 2015].

Целью данного исследования было установление постпирогенных изменений почв юга Приморского края. Поставленная цель определила следующие задачи: а) выявление особенностей морфологических, физических, физико-химических и химических свойств постпирогенных почв; б) ха-

рактеристику свойств постпирогенных почв в зависимости от давности и интенсивности прохождения пожаров; в) установление связи концентраций и состава ПАУ в почвах с характером воздействия пирогенного фактора.

Материалы и методы исследований. Территория исследования расположена в Хасанском районе Приморского края (43°06' с. ш., 131°32' в. д.), к юго-востоку от пос. Барабаш, в национальном парке «Земля леопарда», в заповеднике «Кедровая падь» и на прилегающих к нему территориях (рис. 1). Климат муссонный умеренный, переходный к субтропическому, с выраженными сезонами – сухой и холодной зимой, очень влажным и теплым летом [<https://www.meteoblue.com>]. Рельеф участка исследования сильно расчлененный низкогорный, с узкими водоразделами и крутыми вогнутыми и прямыми склонами; относительные превышения составляют около 300 м.

Почвообразующие породы представлены элювиальными, элювиально-делювиальными и делювиальными отложениями. Территория сложена преимущественно плотными породами мезозойского возраста – кварцевыми порфирами, порфиритами, туфами, с выходами магматических пород (порфиритовых гранитов, гранодиоритов и др.) [Карта ..., 1959].

Пожары на исследуемой территории возникают в весеннее время, и преимущественно являются низовыми – то есть захватывают травянистый и кустарниковый ярусы. Происходят они практически ежегодно, но с разной территорией охвата. Основной причиной возникновения пожаров в национальном парке являются травяные палы в сухую весеннюю погоду. Они распространяются от полосы населенных пунктов, расположенных недалеко от побережья, и границы особо охраняемых природных территорий (ООПТ). Дневное направление ветра с моря на сушу приводит к активному распространению огня вглубь территории национального парка, реже – заповедника. Наблюдается обратная зависимость между удаленностью участков от границ ООПТ и частотой проходящих на них пожаров [Микелл с соавт., 2004]. В зависимости от расположения по отношению к населенным пунктам, наблюдается различная частота горения: очень высокая (более 10 раз за 20 лет), высокая (5–10 раз за 20 лет), средняя (2–5 раз за 20 лет) и низкая (менее 2 раз за 20 лет).

В районе исследований растительный покров представлен вторичными послепожарными порослевыми дубняками. Плотность лесной растительности зависит от частоты и давности прохождения пожаров. В заповеднике «Кедровая падь» на опытных участках, где производилось опробование почв, лес сомкнутый с подлеском и травостоем. Древостой представлен неморальными видами с преобладанием дуба монгольского. В кустарниковом ярусе преобладает лещина разнолистная и леспедеца двуцветная. На участках вне заповедника растительность значительно деградирована пожарами и представлена редколесьями и пустолями. Древостой

сильно разреженный, преобладает дуб монгольский. Кустарники представлены леспедецей. В травяном ярусе преобладают полынь и таволга.

Наши исследования проходили в дубовых лесах разной степени нарушенности пожарами. В рамках эколого-флористического подхода к классификации растительности П.В. Крестов с соавт. [2006] выделили данную обособленную формацию дубняков в порядок *Lespedezo bicoloris* – *Quercetalia mongolicae*. Положение лесов с участием *Quercus mongolica* в районе исследований определено до уровня порядка [Krestov et al., 2006]. Обозначение высших единиц растительности (I – класс; I-A – порядок): I. *Quercus mongolicae* – *Betuletea davuricae* Ermakov et Petelin 1997; I-A. *Lespedezo bicoloris* – *Quercetalia mongolicae* [Krestov et al., 2006].

В почвенном покрове преобладают буроземы темногумусовые (AU-au/bm-bm/au-ВМ-ВС-С) и

темногумусовые метаморфизованные почвы (AU-au/bm-bm/au-ВС-С). Вершины сопок и крутые склоны могут быть заняты литоземами темногумусовыми (AU-au/bm-M) и литоземами серогумусовыми (AY-Cau-M). На подножьях сопок и выположенных участках склонов, способствующих заставиванию влаги, формируются оподзоленные буроземы и темно-серые метаморфические почвы с профилем AUw-AUay-AEL-el,m-ВМel-ВМ-ВС. Почвы склонов сопок отличаются высоким содержанием каменистого материала, унаследованного от почвообразующих пород. Из-за высокого содержания оксидов железа для буроземов каменисто-щебнистых характерна бурая окраска всего профиля [Бояркин, Костенков, 2009; Костенков с соавт., 2013; Костенков, Жарикова, 2018].

Исследование проведено на шести ключевых участках (рис. 1), которые выбирались с учетом давности и частоты прохождения пожаров (табл. 1).

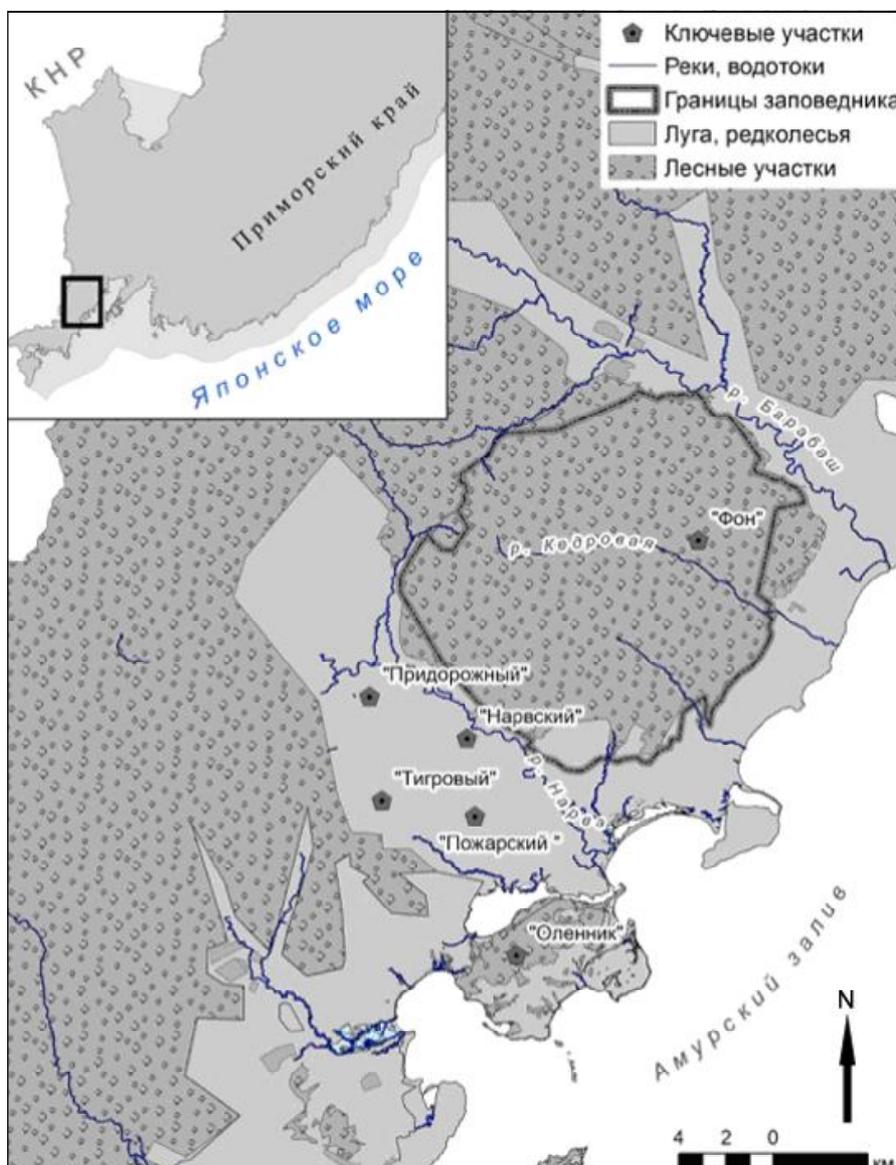


Рис. 1. Картограмма фактического материала

Fig. 1. Schematic map of actual data

Таблица 1

Характеристика ключевых участков

Участок, номер разреза	Годы пожаров	Возраст гари*	Количество пожаров**	Растительность (по позициям в кате-не)***	Количество разрезов
Фон, ЗЛ-15 – 19	начало XX в.	~100 лет	0	Ю, С, П: кленово-дубовый лиановый разнотравно-осоково-папоротниковый лес	5
Оленник, ЗЛ-23 – 25	до 1990-х гг.	~20 лет	0	Ю, П: осоково-разнотравный луг С: дубовый папоротниково-осоковый лес	3
Придорожный, ЗЛ-26 – 28, 43	1998, 2008, 2014	3 года	3	С, П: дубово-ясеневый-липовый малиновый хлоранто-ариземо-осоковый лес	4
Нарвский, ЗЛ-33 – 36	1996, 1998, 2003, 2006, 2008, 2009, 2010, 2011, 2014	3 года	9	С, П: дубовое лещиново-леспедециевое папоротниково-осоковое редколесье	3
Тигровый, ЗЛ-37 – 41	1996, 1998, 2001, 2005, 2009, 2012, 2014, 2016	1 год 3 месяца	8	С, П: бархатно-дубовый рабдозиево-леспедецевый лес	5
Пожарский, ЗЛ-13, 14, 30, 31, 32	1996, 1997, 1998, 2000, 2001, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2012, 2014, 2017	3 месяца	15	Ю, П: полынно-землянично-осоковый луг С: дубовое леспедециевое папоротниково-осоковое редколесье	5

*Время с момента прохождения последнего пожара.

**Количество пожаров с 1995 по 2017 гг.

***П – вершинные плакорные позиции, Ю – склоны южной экспозиции, С – склоны северной экспозиции.

На каждом участке были изучены катенарные сопряжения, включающие 3–4 точки опробования: на вершине сопки, в верхней части склона, в средней части склона и в пределах подножия. Катены закладывались на склонах северной экспозиции, на трех участках («Фон», «Оленник», «Пожарский») они дополнялись разрезами на склонах южной экспозиции. Ключевые участки отличаются по степени пирогенной нагрузки.

Полевые исследования проводились в июле 2017 г. В точках опробования характеризовались рельеф, растительность, проводилось подробное морфологическое описание профиля почвы, включающее выделение генетических горизонтов в соответствии с субстантивно-генетической классификацией [Полевой ..., 2008]. Особое внимание уделялось признакам пирогенной трансформации. Образцы почв отбирались по генетическим горизонтам. Кроме того, в почвах на участках «Фон», «Пожарский» и «Оленник» была определена доля мелкоземистого и каменистого материала в почвах с целью последующего пересчета количественных показателей на мелкоземную часть почвы и расчета запасов органического углерода, ПАУ, ряда других веществ. Для этого материал почвенного горизонта вырезали из передней стенки разреза с площади 20×20 см по всей его мощ-

ности, определяли массу вещества всего горизонта и массу крупных каменистых включений (более 5 см). Почвенный материал со включениями менее 5 см гомогенизировали и отбирали пробу, в которой в лабораторных условиях определяли долю мелко-го щебня (от 1 мм до 5 см).

В отобранных образцах почв в лабораторных условиях были определены: удельная магнитная восприимчивость почвы на приборе Magnetic Susceptibility Balance, содержание оксалаторстворимого железа в вытяжке Тамма методом пламенной атомизации на приборе атомно-абсорбционный спектрометр novAA-400 (Analytik-Jena AG), величину рН водной суспензии потенциометрическим методом на приборе «Иономер И-500», содержание органического углерода по методу И.В. Тюрина в модификации Б.А. Никитина, Д.С. Орлова и Н.М. Гриндель с использованием двухлучевого спектрофотометра «Specord M40» (двухлучевая спектрофотометрия), содержание ПАУ методом спектрофлуориметрии (эффект Э.В. Шпольского) на спектрофлуориметре «Флюорат Панорама». Статистическая обработка результатов проведена с использованием пакетов «R», «Statistica», картографические и графические работы – в пакетах «ArcGIS 9.3» и «Grapher».

Результаты и обсуждение. Морфологические свойства почв. В морфологическом строении исследованных почв выявлено 3 типа пирогенных изменений. Среди них к прямым последствиям пожаров относятся: изменение состава и количества опадоподстилочных образований; формирование пирогенного углесодержащего приповерхностного горизонта AU_{pr}. К косвенным последствиям причисляются изменения мощностей гумусовых горизонтов (AU, au/bm) (рис. 2).

На фоновой территории почвы имеют наиболее мощный слой опада (более 4 см), состоящий из четырех подгоризонтов с различной степенью разложившимся органического материала: неразложившийся опад прошлого года (Op), неразложившаяся слабоизмельченная подстилка (O), слаборазложившаяся сильноизмельченная подстилка (OL), среднеразложившаяся слабооторфованная подстилка (OT). Средние запасы подстилки составляют 1220 г/м². На территориях, подвергшихся воздействию пожаров, запасы и мощность подстилки и количество ее подгоризонтов уменьшены. Минимальные запасы подстилки, вплоть до ее отсутствия, наблюдаются на участке гари 2017 г. «Пожарский», с очень высоким уровнем пирогенной нагрузки (15 пожаров за 20 лет) и малым временем – 3 месяца – с момента последнего пожара. Тенденция изменения запасов подстилки в остальных участках неоднозначна. Так, низкими запасами подстилки (370 г/м²) – характеризуется участок минимального пирогенного воздействия – «Придорожный» (только 3 пожара за 20 лет,

3 года с момента последнего пожара). Напротив, высокие величины запасов подстилки (680 г/м²) – обнаружены на участке «Тигровый» с высоким уровнем пирогенной нагрузки (8 пожаров за 20 лет, один год с момента последнего пожара). Средние величины запасов (555 г/м²) – выявлены для участка «Нарвский», характеризующегося высоким уровнем пирогенной нагрузки (7 пожаров за последние 20 лет, 3 года с момента последнего пожара). Выявленная тенденция может быть обусловлена особенностями формирования опада в постпирогенных биогеоценозах: при пожарах невысокой частоты (раз в 3–4 года) в промежутке между ними успевает сформироваться кустарниковый покров (*Lespedeza bicolor*) и подрост древесных растений (*Fraxinus rhynchophylla*, *Quercus mongolica*), который при следующем пожаре отмирает и его опад участвует в формировании подстилок. Менее частые пожары сокращают поступление органического вещества в подстилку указанным путем. Таким образом, среди гарей максимальное количество опада выявляется на участках со средним уровнем частоты пожаров: более редкие пожары не приводят к дополнительному поступлению органических веществ при высыхании кустарников, а более частые не допускают формирования кустарникового покрова.

Пирогенный приповерхностный органо-минеральный горизонт AU_{pr} выделяется в почвенном профиле за счет более темного цвета: цвет по шкале Манселла образца почвы в сухом состоянии 10YR 4/2, в сравнении с 10YR 4/3 для нижележаще-

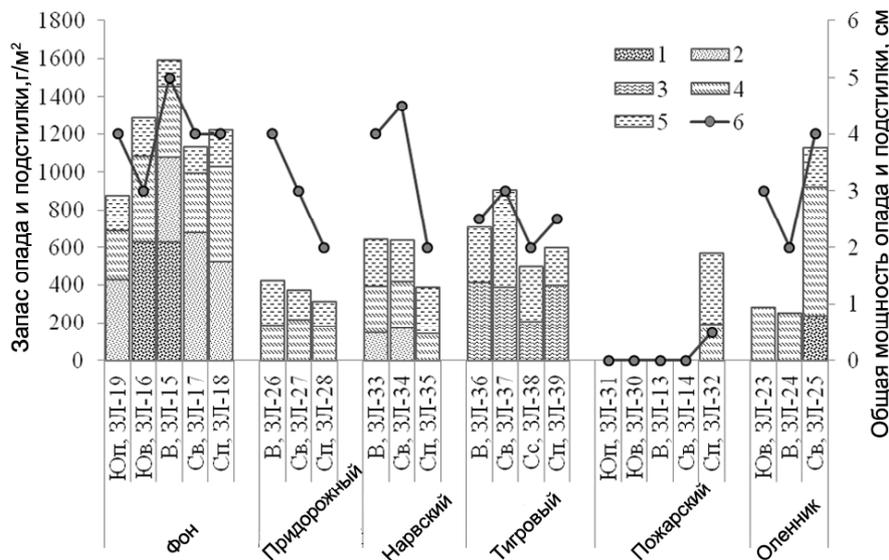


Рис. 2. Распределение опада и подстилки в исследуемых почвах. В – вершинные позиции, Св – склон северной экспозиции, верхняя часть, Сс – склон северной экспозиции, средняя часть, Сп – склон северной экспозиции, подножие, Юв – склон южной экспозиции, верхняя часть, Юп – склон южной экспозиции, подножие. Запас органических горизонтов в г/м²: 1 – оторфованная подстилка Ot, 2 – ферментированная подстилка Ol, 3 – обугленная подстилка Op_{ir}, 4 – слаборазложившаяся лесная подстилка O, 5 – опад неразложившийся текущего года, 6 – общая мощность горизонтов опада и подстилки, см

Fig. 2. Distribution of leaf litter and debris layer in investigated soils. В – summit positions, Св – slopes of northern exposition, upper parts, Сс – slopes of northern exposition, middle parts, Сп – footslopes of northern exposition, Юв – slopes of southern exposition, upper parts, Юп – footslopes of southern exposition. Organic horizons yields, g/m²: 1 – peat-like debris, 2 – fermented debris Ol, 3 – charred debris Op_{ir}, 4 – semi-decomposed debris O, 5 – undecomposed debris, 6 – total thickness of leaf litter and debris, cm

го горизонта AU. В горизонте присутствуют обильные включения угольков. За счет приповерхностного расположения горизонт насыщен корнями травянистых растений. Средняя мощность горизонта составляет 3 см, на участках с повышенной частотой горимостью она возрастает до 6 см. Данный горизонт обнаружен на большинстве ключевых участков, испытавших воздействие пожаров (рис. 3). Исключением является участок «Придорожный» (гарь 2014 г. с низкой частотой горения), в почвах которого данный горизонт не сформировался.

Соответственно, для формирования морфологически выделяемого горизонта необходима частота горения большая, чем 2 пожара за 10 лет. Причиной формирования пирогенного темногогумусового горизонта является включение в материал горизонта выпавших на поверхность почвы частиц углей и сажи за счет партлюваии, вноса с дождями, зоо- и фитотурбаций. Замечено, что постпирогенный горизонт выражен лучше в почвах под луговой растительностью, в сравнении с лесной, вероятно за счет уменьшения интенсивности плоскостного смыва при повышенной задернованности верхнего слоя почвы.

Косвенное влияние пирогенного фактора на почвы проявляется в мощностях гумусовых горизонтов (рис. 3). В сравнении с фоновыми почвами, в большинстве послепожарных почв выявлено значимое возрастание их мощности: для фона среднее значение составило 8 см с варьированием от 6,5 до 10 см, а для участка гари Пожарский среднее составило 14 см с варьированием от 10 до 18 см. Отметим, что для участка Оленник, не испытывающего влияние пожаров с 1990-х гг., также выявлено возрастание глубин прогумусированности почв. Таким образом, увеличение мощности связано не столько с непосредственным воздействием огня, сколько с пирогенно обусловленной сменой растительности с лесной на луговую или лугово-лесную с соответствующим возрастанием количества корневого опада.

Органическое вещество почв. Выявлено существенное влияние пожаров на содержание и распределение органического углерода (ОУ) почв. В большинстве исследованных постпирогенных почв наблюдается увеличение содержания ОУ в сравнении с фоновыми почвами (табл. 2): так, средняя концентрация ОУ в гумусовых горизонтах пирогенных почв

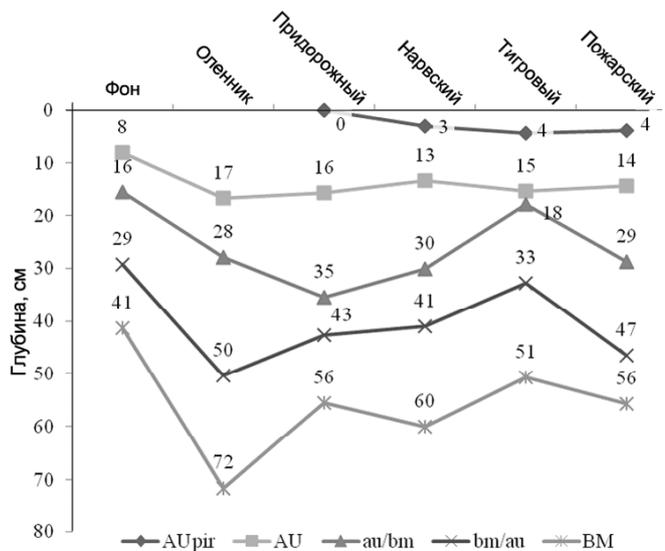


Рис. 3. Средние значения глубин генетических горизонтов для почв ключевых участков

Fig. 3. Mean depths of soil horizons for key areas

составила 5,4% ($N=15$, $\sigma=1,6\%$), а фоновых почв – 4,4% ($N=5$, $\sigma=0,8\%$). Добавим, что в почвах гарей в верхней части гумусового горизонта сформирован пирогенный подгоризонт AUpir, в котором содержание ОУ существенно повышено: среднее равно 10,4% при $N=15$ и $\sigma=2,8\%$.

Среди пирогенных почв наименьшее содержание органического углерода в гумусовых горизонтах выявлено для почв участка Пожарский, характеризующегося максимальной частотой пожаров. Частое или ежегодное выгорание приводит к формированию низкорослой разреженной травянистой растительности или редколесья без яруса подлеска с соответствующим сниженным количеством опада. Дополнительные потери органического углерода могут быть обусловлены сгоранием гумусового вещества и корневого материала почв. Возможно и подавление микробиологической деятельности, обуславливающей гумификацию растительных остатков [Prieto-Fernandezetal, 1998].

Самое большое содержание органического углерода гумусовых веществ выявлено в верхних го-

Таблица 2

Среднее содержание органического углерода (%) в буроземных почвах ключевых участков

Горизонт	Ключевой участок (количество разрезов)					
	Фон (4)	Придорожный (4)	Нарвский (3)	Тигровый (4)	Пожарский (5)	Оленник (3)
W, AUpir	—	13,6	9,6	11,0	7,9	9,9
AU	4,8	6,9	4,5	4,6	5,1	6,3
au/bm	3,3	4,4	2,7	1,9	3,4	4,3
bm/au	2,2	2,4	1,6	0,6	1,9	3,0
BM	1,6	—	1,1	—	1,4	2,1

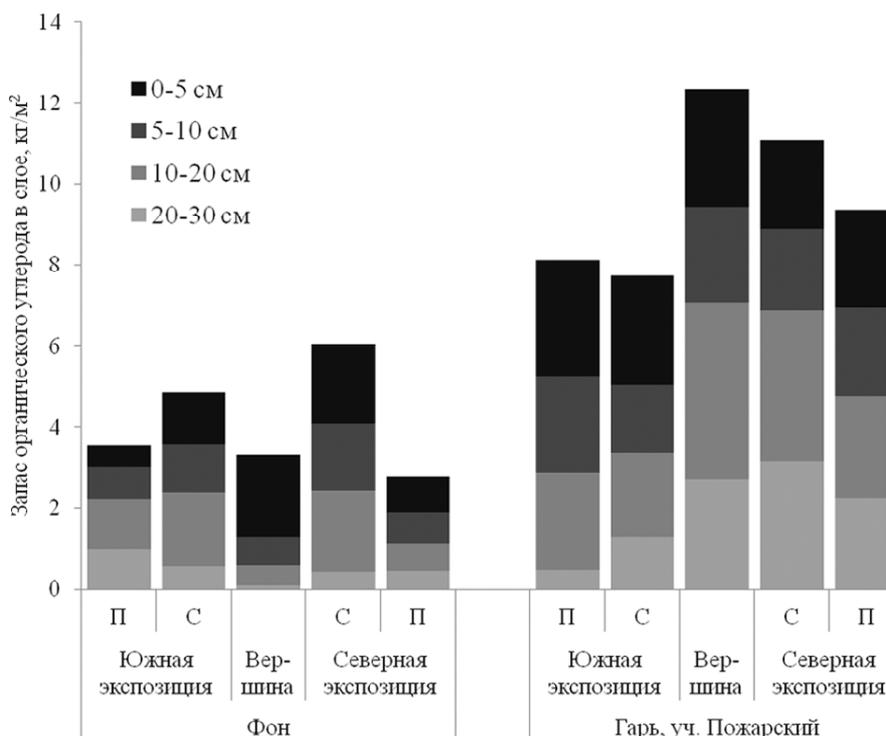


Рис. 4. Запасы органического углерода по слоям почв

Fig. 4. Organic carbon yields in soil layers

ризонтах почв участка Придорожный. Согласно литературным данным [Сапожников, Карпачевский, Ильина, 2001], через несколько лет после прохождения последнего пожара происходит усиление микробиологической активности, что приводит к усилению гумификации растительных остатков и накоплению гумуса в почвах.

В почвах гарей за счет возрастания концентраций ОУ и мощностей гумусовых горизонтов происходит существенное увеличение общих запасов органического углерода. Оценка запасов была проведена с учетом объема каменистости почв, сравнивались участки Фон и Пожарский (рис. 4).

Выявлено, что на участках гари запасы ОУ увеличиваются и в приповерхностном слое (0–5 см) и, в большей степени, в нижележащих слоях почвы (5–20 см). В постпирогенных почвах запасы органического углерода составляют в слое 0–30 см 4,1 кг/м² для фоновых почв и 9,7 кг/м² для почв гари. При этом разница в запасах органического углерода между фоновыми и пирогенными почвами возрастает с глубиной: в слое 0–5 см и 5–10 различия достигают двух раз, в слое 10–20 – 2,5 раз, в слое 20–30 см – четырех раз. Более значительное увеличение запасов ОУ на глубинах 10–30 см скорее всего обусловлено сменной растительной ассоциацией на травянистую и соответствующим увеличением корневой массы и корневого опада.

Магнитная восприимчивость почв и содержание оксалаторастворимого железа. В постпирогенных почвах содержание оксалаторастворимого железа несколько меньше, чем в фоновых почвах – среднее содержание в почвах исследуемой территории

составляет 1 г/100 г для фоновых почв и 0,8 г/100 г для постпирогенных почв (табл. 3). Уменьшение содержания оксалаторастворимого железа в почвах гарей можно объяснить тем, что в постпирогенных почвах, в условиях увеличивающегося по сравнению с фоном рН среды, металлы становятся более подвижными и легче поддаются выносу за пределы профиля, а также могут поглощаться растениями [Несговорова, Савельев, Иванцова, 2014].

Преимущественно распределение оксалаторастворимого железа по профилям почв иллювиальное или поверхностно-аккумулятивное. Исключением является почва на вершинной позиции фоновой катены (рис. 5), где обнаружено ясно выраженное глубинно-аккумулятивное распределение по профилю (максимум составляет 1,8 г/100 г в горизонте au/bm). Пирогенные горизонты во всех почвах гарей обеднены оксалаторастворимым железом по сравнению с нижележащими гумусовыми горизонтами (среднее содержание железа в горизонте AU_{rig} – 0,9 г/100 г, в горизонтах AU постпирогенных почв – 1,1 г/100 г).

После прохождения пожаров меняется характер распределения величин магнитной восприимчивости по профилю почв. Фоновые почвы характеризуются ее возрастанием с глубиной, что связано с богатством почвообразующих пород сильномагнитными минералами. В то же время, в ряде постпирогенных почв, особенно на участке гари 2017 г. с максимальной частотой пожаров, имеет место приповерхностная приуроченность наибольших значений магнитной восприимчивости. По мере увеличения возраста гари распределение магнитной восприимчивости в постпирогенных почвах приближается

Таблица 3

Содержание оксалаторастворимого железа в вытяжке Тамма, %

Горизонт	Ключевой участок					
	Фон		Пожарский		Нарвский	
	вершина	склон	вершина	склон	вершина	склон
W, AU _{pir}	–	–	1,1	0,8	0,7	1,0
AU	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2
au/bm	1,3	0,6	0,7	1,1	1,1	1,2
bm/au	1,8	0,7	0,6	0,4	0,4	0,6
BM	–	0,6	0,6	0,3	0,3	0,3

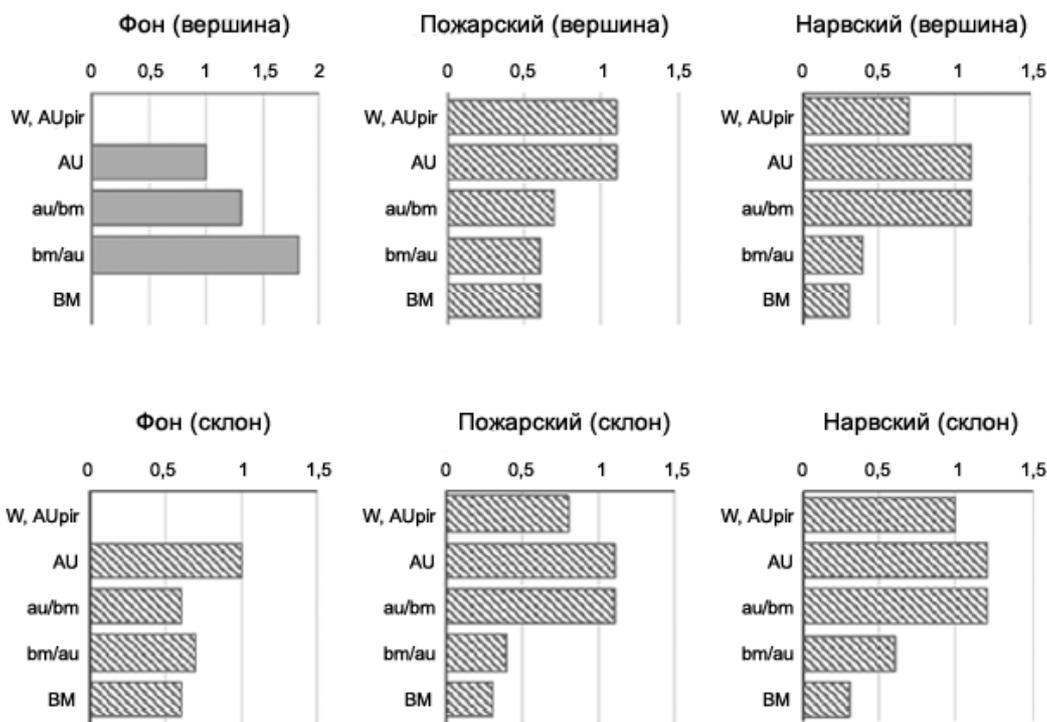


Рис. 5. Содержание оксалаторастворимого железа в фоновых и постпирогенных почвах, %

Fig. 5. Oxalate-soluble iron concentrations in background and post-fire soils, %

к фоновому. Так, уже на второй-третий годы после пожара явного поверхностного максимума не наблюдается. По абсолютным величинам магнитная восприимчивость оказывается близкой в фоновых и в постпирогенных почвах.

Значения pH. Прохождение низовых пожаров на юге Приморья влияет на значения pH. Их увеличение после прохождения пожара обусловлено единовременным поступлением большого количества зольных элементов в почвы.

Не горевшие почвы (Фон; Оленник) исследуемой территории характеризуются слабокислой реакцией среды, с равномерным распределением величин pH по профилю почв или небольшой тенденцией к увеличению в его нижней части (табл. 4). После прохождения пожара происходит увеличение значений pH на 0,5–2 единицы в верхних горизонтах и возникновения здесь максимумов значений pH. Послепожарные максимумы pH в приповерхност-

ных горизонтах характерны для всех почв гарей старше одного года (участки Придорожный, Нарвский, Тигровый). Распределение величин pH по профилям почв самой молодой гари (Пожарский) сходно с распределением в фоновых почвах (Фон; Оленник), где выявлено равномерное распределение, с небольшим увеличением в нижних горизонтах.

На участке Пожарский выявлена экспозиционная неоднородность значений pH. Для почв южных склонов характерной оказалась реакция среды 4,9–5,2, в то время как почвы вершинной позиции и северных склонов отличались самыми низкими (4,3–4,9) значениями pH среди постпирогенных почв. Согласно полученным данным, постпирогенные изменения величин pH в почвах сохраняются не менее 3 лет и не более 20 лет.

Полициклические ароматические углеводороды. Суммарное содержание ПАУ во всех почвах национального парка «Земля леопарда» и заповед-

Таблица 4

Величины рН водной суспензии исследуемых почв

Участок	Горизонт	Позиция в катене				
		Юп	Юв	В	Св	Сп
Фон	AU	4,5	4,3	3,6	5,0	4,9
	au/bm	4,7	4,6	4,0	4,5	4,8
	bm/au		4,5	4,0	5,6	4,7
	BM; BC		4,5		4,9	4,8
Придорожный	W, AU _{pir}			4,6	6,1	5,2
	AU			4,3	4,9	4,7
	au/bm			4,4	4,8	4,3
	bm/au; BM				4,9	4,8
Нарвский	AU _{pir}			5,1		5,5
	AU			4,6		4,7
	au/bm			4,9	4,7	4,8
	bm/au			4,9	4,5	4,9
	BM			4,9	4,5	5,1
Тигровый	O _{pir}				5,8	
	AU _{pir}			5,4	5,2	5,1
	au/bm			4,8	4,7	4,7
	bm/au			4,9	5,0	4,7
	BM			4,9	5,5	5,0
Пожарский	W, AU _{pir}	5,0	5,2	4,6	4,6	4,5
	AU	4,9	5,2	4,5	4,5	4,3
	au/bm	5,1	5,1	4,7	4,9	4,6
	bm/au	5,0	5,2	4,6	4,4	4,7
	BM		5,2	4,8		4,7
	BC					4,9
Оленник	W		5,2	4,7	5,0	
	AU		5,1	4,9	4,7	
	au/bm		5,6	5,0	5,1	
	bm/au			5,1	5,1	
	BM			5,2		

Примечание. В – вершинные позиции, Св – склон северной экспозиции, верхняя часть, Сп – склон северной экспозиции, подножие, Юв – склон южной экспозиции, верхняя часть, Юп – склон южной экспозиции, подножие.

ника «Кедровая падь» не превышали 170 нг/г, (рис. 6), что для природных территорий, где преобладающим источником ПАУ являются природные пожары, является значительным содержанием [Цибарт, Геннадиев, 2010]. При этом в постпирогенных почвах изученной территории выявлено некоторое увеличение содержания ПАУ по сравнению с фоновыми участками, которые концентрируются в самой верхней части почвы. Это наиболее заметно в почвах, горевших не более полугодом назад (участок Пожарский), в них среднее суммарное содержание полиаренов составляет 48 нг/г (диапазон 20–170 нг/г), при фоновом содержании 38 нг/г (диапазон 10–110 нг/г).

Поверхностно-аккумулятивное распределение суммы ПАУ по профилю почв, как правило, свойственное постпирогенным почвам [Цибарт, 2012], наблюдается только на участке Пожарский с высокой частотой горения. Максимумы ПАУ в пирогенных и гумусовых горизонтах достигают 170 нг/г на наиболее поврежденных огнем склонах южной экспозиции. Для почв участка Нарвский с меньшей частотой горения не характерны максимумы ПАУ в приповерхностном горизонте, распределение суммарного содержания полиаренов в них относительно рав-

номерное, с небольшим увеличением книзу (от 25–50 до 50–70 нг/г). Глубинно-аккумулятивное распределение ПАУ выявлено на участке Тигровый (15–30 нг/г в приповерхностных горизонтах и 37–70 нг/г в нижней части профиля), что, вероятно, обусловлено замедленным разложением полиаренов в переувлажненных условиях в нижней части профиля почв. В почвах запоевника на участке Фон и постпирогенных почвах участка Придорожный максимумы ПАУ (70–100 нг/г) были обнаружены в переходных от гумусовых к метаморфическим горизонтах (au/bm), а минимальные (20–60 нг/г) – в гумусовых горизонтах (AU).

С увеличением времени с момента прохождения низового пожара суммарное содержание полиаренов, качественный состав ПАУ и их распределение по профилю приближаются к фоновым показателям. В почвах гарей, пострадавших от огня более года назад, увеличение содержания ПАУ и их профильное распределение ближе к фоновым значениям, по сравнению с почвами гари текущего года.

Согласно полученным результатам, участок Придорожный с редкой частотой горения характеризуется более высокими средними концентрациями ПАУ, чем участок Нарвский с высокой частотой

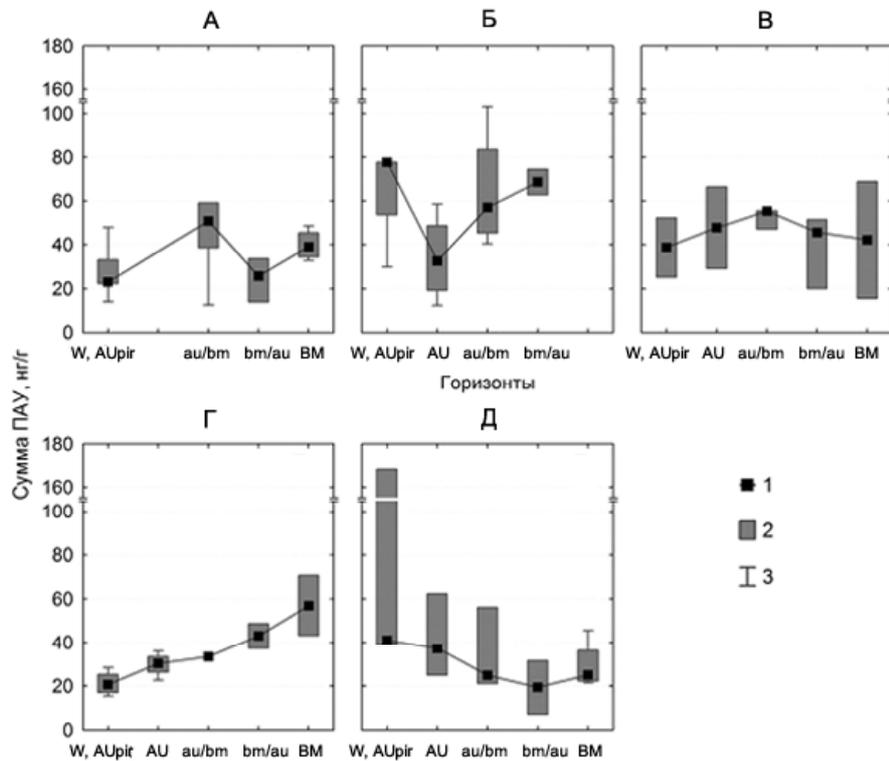


Рис. 6. Распределение суммы ПАУ по профилям почв на разных участках исследования: А – Фон, Б – Придорожный, В – Нарвский, Г – Тигровый, Д – Пожарский; 1 – медиана, 2 – межквартильный размах, 3 – диапазон значений от минимального до максимального
 Fig. 6. Total PAHs distribution in soil profiles of different key areas: А – background, Б – Pridorozhny, В – Narvsky, Г – Tigrovy, Д – Pozharsky; 1 – median, 2 – interquartile range, 3 – range of values from minimum to maximum

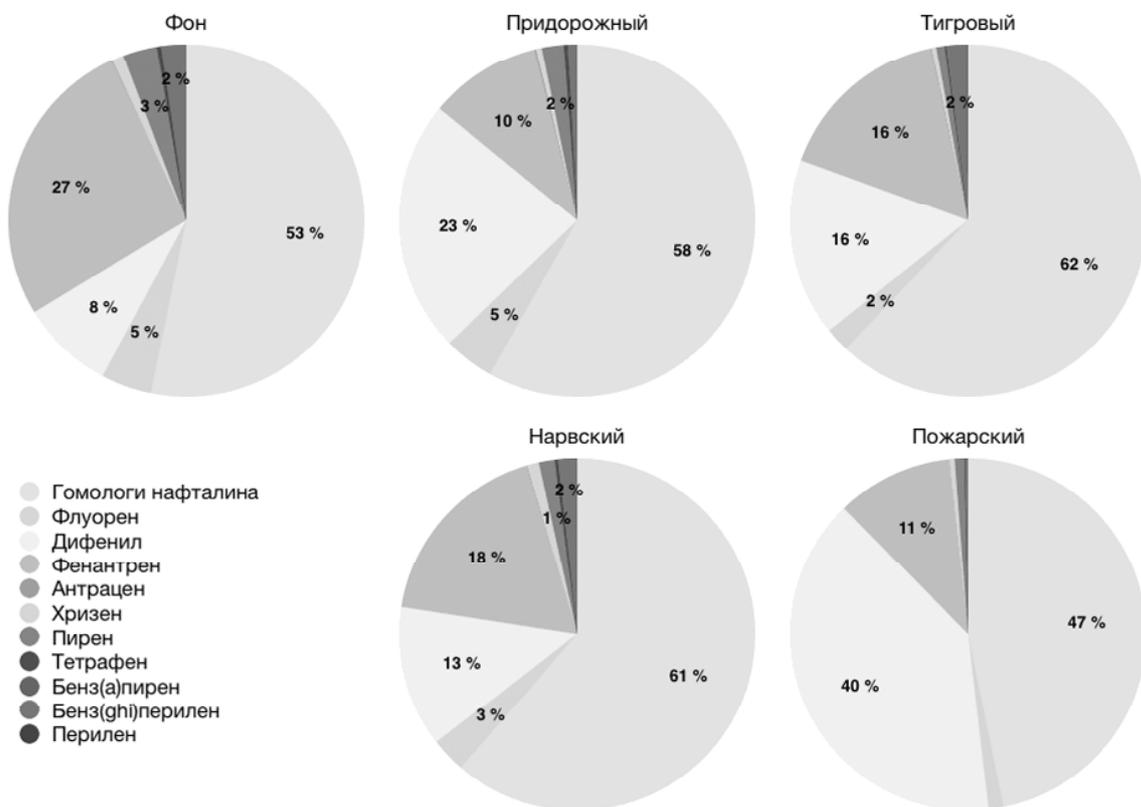


Рис. 7. Качественный состав ПАУ в почвах изученных участков
 Fig. 7. Qualitative composition of PAHs in soils of investigated key areas

той горения, но одинаковым временем последнего пожара. Вероятно, на участке с редкой частотой горения к моменту пожара 2014 г. сформировалось большее количество органического материала, подверженного горению, из-за чего происходило повышенное разовое поступление ПАУ.

Во всех изученных фоновых и постпирогенных почвах заповедника и национального парка преобладают легкие структуры полиаренов – гомологи нафталина, дифенил и фенантрен, что может служить показателем отсутствия крупных техногенных источников загрязнения ПАУ на изучаемой территории (рис. 7). Наибольшая доля тяжелых, 5- и 6-кольчатых соединений в фоновых и постпирогенных почвах наблюдается в приповерхностных горизонтах (AU, W ли AUpir). Тяготение тяжелых структур к верхней части профиля может указывать выпадение данных соединений в сорбированном состоянии из атмосферы. Данные ПАУ могут быть продуцированы как при пожарах, так и автомобильным или железнодорожным транспортом. Есть указание на то, что преобладание 6-кольчатого бенз(ghi)перилена над остальными тяжелыми (5- и 6-кольчатыми) структурами служит показателем автомобильного источника полиаренов [Menichini, 1992].

По мере увеличения частоты и уменьшения давности прохождения пожара абсолютное содержание и доля тяжелых структур в суммарном содержании ПАУ в постпирогенных почвах уменьшается (рис. 4), что подтверждает данные Дымова с соавт. [2015] и противоречит данным Цибарт и Геннадиева [2009]. Так, в пирогенных почвах на участках со средней и высокой частотой пожаров с возрастными гари более года (Придорожный, Нарвский, Тигровый) содержится 4–5% тяжелых структур от средней суммы ПАУ, а на участке с очень высокой частотой пожаров и возрастом гари менее года – только 1% (в 6–7 раз меньше данного показателя на участке

Фон), что также свидетельствует в пользу техногенного, а не пирогенного происхождения 4-, 5- и 6-кольчатых ПАУ на изучаемой территории.

Таким образом, в изученных почвах преобладают дифенилово-фенантreno-нафталиновая и нафталин-фенантreno-дифениловая ассоциации (выделены на рис. 8). При этом зависимости преобладания той или иной ассоциации от возраста гари, глубины, типа генетического горизонта выявлено не было.

Выводы:

На основании полученных данных о свойствах постпирогенных почв национального парка «Земля леопарда» и фоновых почв заповедника «Кедровая падь» можно сделать следующие выводы.

В постпирогенных почвах происходит увеличение содержания и запасов органического углерода, различия с фоновыми почвами достигают двух и более раз. При этом в случае частого выгорания растительного покрова содержание органического углерода в почвах оказывается более низким, чем на участках с менее частыми гарями.

В почвах, испытавших воздействие пожара, формируются приповерхностные максимумы величин магнитной восприимчивости, что, вероятно, связано с дегидратацией соединений железа в условиях высоких температур.

При нагревании во время пожара соединения железа переходят в окристаллизованную форму, в результате чего содержание оксалаторастворимых форм железистых соединений в пирогенных горизонтах почв становится меньшим, чем в нижележащих горизонтах.

Значения pH в постпирогенных почвах возрастают на 1–2 единицы в связи с поступлением в приповерхностные горизонты повышенного количества зольных элементов. Поверхностные горизонты становятся наименее кислыми во всем почвенном профиле. Увеличенные относительно фоновых величини

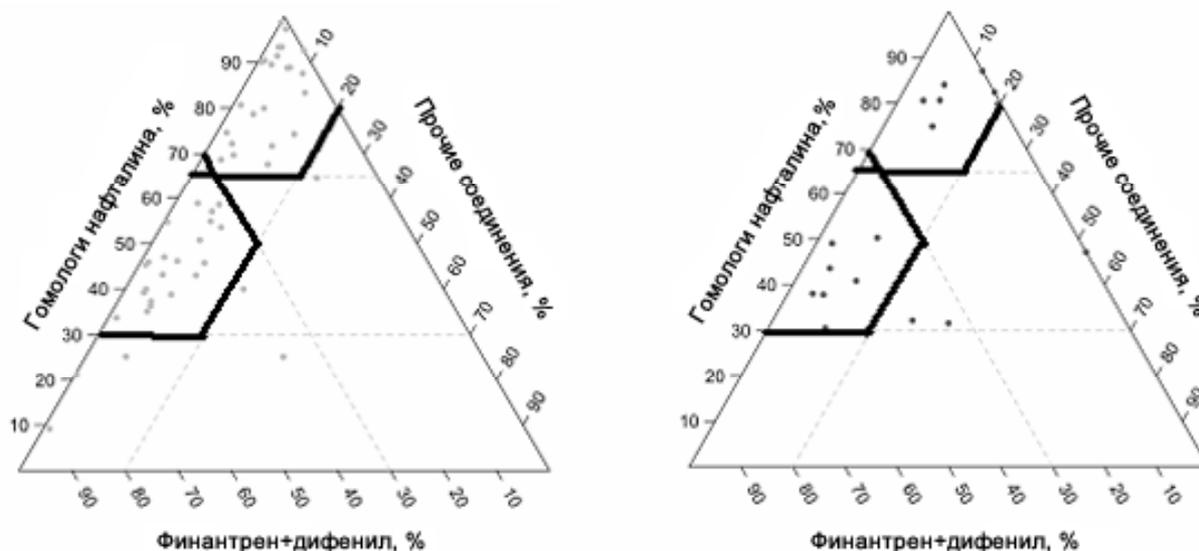


Рис. 8. Диаграмма качественного состава ПАУ в постпирогенных (слева) и фоновых (справа) почвах района исследования

Fig. 8. Qualitative composition of PAHs in post-fire (left) and background (right) soils of investigated area

ны рН наблюдаются более отчетливо в почвах вершин сопок и склонов южных экспозиций, в сравнении со склонами северных экспозиций.

После прохождения пожара в почвах обнаруживается слабое повышение концентраций ПАУ, при этом качественный состав ПАУ изменяется мало. И в пирогенных, и в фоновых почвах преобладают

легкие структуры полиаренов и доминируют фенантреново-дифенилово-нафталиновые ассоциации, что может быть показателем природного, а не техногенного происхождения ПАУ. По мере увеличения частоты и интенсивности горения участка в почвах обнаруживается большее содержание ПАУ и уменьшение доли тяжелых соединений.

Благодарности. Организационная и аналитическая работа для данной публикации выполнена за счет Российского научного фонда (проект РНФ № 14-17-00083).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бояркин Р.В., Костенков Н.М. Почвенный покров государственного заповедника «Кедровая падь» // Вестн. КрасГАУ. 2009. № 11. С. 34–38.
- Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55–66.
- Васильев Б.И., Шуваев А.С. Карта геологического строения южной части Приморского края // Четвертое геологическое управление. Картографическая фабрика Госгеолтехиздата Министерства геологии и охраны недр СССР, 1959.
- Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Цибарт А.С., Смирнова М.А. Углеводороды в почвах: происхождение, состав, поведение (обзор) // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1195–1209.
- Горбунова Ю.С., Девятова Т.А., Григорьевская А.Я. Состояние почвенного и растительного покрова березняка Усманского бора после пожара // Вестн. Воронежского гос. ун-та. Сер. География. Геоэкология. Воронеж, 2013. № 2. С. 113–116.
- Дымов А.А., Дубровский Ю.А., Габов Д.Н., Жангуров Е.В., Низовцев Н.А. Влияние пожара в северотаежном ельнике на органическое вещество // Лесоведение. 2015. № 1. С. 52–62.
- Климат России – <https://www.meteoblue.co> (дата обращения 10.11.2017)
- Коган Р.М., Панина О.Ю. Исследование влияния лесных пожаров на почвы широколиственных лесов (на примере Еврейской автономной области) // Региональные проблемы. 2010. Т. 13. № 1. С. 67–70.
- Костенков Н.М., Жарикова Е.А., Качур А.Н. Почвенный покров национального парка «Земля леопарда» // Вестн. ДВО РАН. 2013. № 5. С. 105–112.
- Костенков Н.М., Жарикова Е.А. Почвы прибрежной территории юго-западной части Приморья // Почвоведение. 2018. № 2. С. 141–154.
- Краснощечков Ю.Н. Влияние пожаров на свойства горных дерново-таежных лиственных почв Монголии // Монголия. 1994. № 9. С. 102–109.
- Макарычев С.В., Трофимов И.Т., Беховых Ю.В. Дерново-подзолистые почвы ленточных боров и особенности теплоаккумуляции и теплообмена в них после лесных пожаров // Вестн. Алтайского гос. аграрного ун-та. 2003. № 4. С. 92–94.
- Максимова Е.Ю., Абакумов Е.В. Зольный состав верхних горизонтов и основные биологические параметры почв Тольяттинского островного бора, и их изменение в результате действия лесных пожаров. // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. 2014. Сер. 3. Вып. 1.
- Максимова Е.Ю., Быкова Г.С., Абакумов Е.В. Характеристика физических свойств послепожарных почв // Изв. Самарского научного центра Российской академии наук. 2014. Т. 16. № 5. С. 51–57.
- Микелл Д.Г., Мурзин А.А., Хетте М. Пожары и их влияние на популяцию дальневосточного леопарда на юго-западе Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2004. 33 с.
- Несоворова Н.П., Савельев В.Г., Иванцова Г.В. Изучение проблемы лесных пожаров как фактора экологической опасности: региональный аспект // Фундаментальные исследования. 2014. Т. 6. № 12. С. 1207–1211.
- Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
- Сапожников А.П., Карпачевский Л.О., Ильина Л.С. Послепожарное почвообразование в кедрово-широколиственных лесах // Вестн. Моск. гос. ун-та леса – Лесной вестник. 2001. № 1. С. 132–164.
- Тарасов П.А., Иванов В.А., Иванова Г.А. Особенности температурного режима почв в сосняках средней тайги, пройденных низовыми пожарами // Хвойн. бореал. зоны. 2008. Т. 25. С. 300–304.
- Тарасов П.А., Михно А.С., Сизина А.Ф. Оценка пирогенного влияния на почвы ленточных боров Алтая // Вестн. КрасГАУ. 2011. № 1. С. 26–30.
- Цибарт А.С., Геннадиев А.Н. Влияние пожаров на свойства лесных почв Приамурья (Норский заповедник) // Почвоведение. 2008. № 7. С. 783–792.
- Цибарт А.С., Геннадиев А.Н. Направленность изменения лесных почв Приамурья под воздействием пирогенного фактора // Вестн. Моск. ун-та. 2009. № 3. С. 66–74.
- Цибарт А.С., Геннадиев А.Н. Полициклические ароматические углеводороды в фоновых и пирогенных почвах Приильменской низменности (Полистовский заповедник) // Наука и современность. Географические науки. 2010. С. 32–37.
- Цибарт А.С., Геннадиев А.Н. Полициклические ароматические углеводороды в почвах: источники, поведение, индикационное значение // Почвоведение. 2013. № 7. С. 788–802.
- Цибарт А.С. Полициклические ароматические углеводороды в пирогенных почвах заповедных территорий (Хакасский заповедник) // География и природные ресурсы. 2012. № 2. С. 50–55.
- Шахматова Е.Ю. Пирогенность – ответная реакция почв сухих сосновых лесов на воздействие пожаров // Междунар. ж. прикладных и фундаментальных исследований. 2015. № 5. С. 260–264.
- Certini G. Effects of fire on properties of forest soils: a review // Ecologia. 2005. С. 1–10.
- Khanna P.K. Effect of fire intensity on solution chemistry of surface soil under a Eucalyptus pauciflora forest // Soil Res. Aust. 1986. P. 423–434.
- Krestov P.V., Jong-Suk Song, Yukito Nakamura, Verkhohat V.P. A phytosociological survey of the deciduous temperate forests of mainland Northeast Asia // Phytocoenologia. Berlin-Stuttgart. 2006. V. 36(1). P. 77–150.
- Menichini E. Urban air pollution by polycyclic aromatic hydrocarbons: levels and sources of variability // Sci. Total Environ. 1992. V. 116. P. 109–135.
- Prieto-Fernández A., Acea M.J., Carballas T. Soil microbial and extractable C and N after wildfire // Biology and Fertility of Soils. 1998. V. 27(2). P. 132–142. (<https://doi.org/10.1007/s003740050411>)
- Ulery A.L., Graham R.C., Amrhein C. Wood-ash composition and soil pH following intense burning // Soil Sci. 1993. 156 (5). P. 358–364.

Поступила в редакцию 15.10.2018
После доработки 19.11.2018
Принята к публикации 21.02.2019

V.M. Piskareva¹, T.S. Koshovskiy², E.A. Bisikalova³,
A.N. Gennadiev⁴, A.D. Belik⁵

**IMPACT OF WILDFIRES ON SOIL PROPERTIES
IN THE «LEOPARD'S LAND» NATIONAL PARK
(PRIMORSKY KRAY)**

We investigated soils of southern Primorye, which are affected by wildfires of different frequency. Comparing post-fire soils with background ones we found out specific features of their morphological, physical, chemical and physico-chemical properties. Due to fire-induced changes of plant communities (from forest to meadow) the organic matter content has increased from 5% to 7% and the humus horizon thickness from 8 to 14 cm. The organic matter stocks in 0–20 cm layer of post-fire soils are 3–4 times higher than in the background ones. After wildfires the pattern of magnetic susceptibility changes along the soil profile with the increase in subsurface layers. The pH values are 1–2 points higher in subsurface horizons of all investigated post-fire soils. As a result the upper layers become the least acid along the whole soil profile. Pyrogenic horizons contain less oxalate-soluble iron than the underlying ones. The post-fire soils have higher PAHs concentrations but the composition of PAH changes just slightly. Light polyarene structures are prevalent in all investigated soils with predominance of the phenanthren-diphenil-naftaline association which proves the natural rather than technogenic origin of PAHs.

Key words: post-fire soils, organic matter, pH, magnetic susceptibility, oxalate-soluble iron, polycyclic aromatic hydrocarbons

Acknowledgements. Administrative and analytical part of the current research was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 14-17-00083).

REFERENCES

- Boyarkin R.V., Kostenkov N.M. Pochvennyj pokrov gosudarstvennogo zapovednika «Kedrovaya pad'» [Soil cover of «Kedrovaya Pad'» state nature reserve] // Vestn. KrasGAU. 2009. № 11. S. 34–38. (In Russian)
- Certini G. Effects of fire on properties of forest soils: a review // *Ecologia*. 2005. S. 1–10.
- Dymov A.A., Dubrovskij YU.A., Gabov D.N., ZHangurov E.V., Nizovcev N.A. Vliyanie pozhara v severotaeznom el'nike na organicheskoe veshchestvo pochvy [Fire impact on soil organic matter in the northern taiga spruce stand] // *Lesovedenie*. 2015. № 1. S. 52–62. (In Russian)
- Gennadiev A.N., Pikovskij U.I., Tsibart A.S., Smirnova M.A. Uglevodorody v pochvah: proiskhozhdenie, sostav, povedenie (obzor) [Hydrocarbons in soils: origin, composition, and behavior (Review)] // *Pochvovedenie*. 2015. № 10. S. 1195–1209. (In Russian)
- Gorbunova YU.S., Devyatova T.A., Grigor'evskaya A.YA. Sostoyanie pochvennogo i rastitel'nogo pokrova bereznyaka Usmanskogo bora posle pozhara [The post-fire state of soil and vegetation cover of birch stands in the Usman Bor forest] // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Ser. Geografiya. Geohkologiya. Voronezh*, 2013. № 2. S. 113–116. (In Russian)
- Khanna P.K. Effect of fire intensity on solution chemistry of surface soil under a Eucalyptus pauciflora forest // *Soil Res. Aust.* 1986. P. 423–434.
- Klimat Rossii [Climate of Russia] – <https://www.meteoblue.co> (data obrashcheniya 10.11.2017) [Accessed on 10.11.2017]
- Kogan R.M., Panina O.YU. Issledovanie vliyaniya lesnykh pozharov na pochvy shirokolistvennykh lesov (na primere Evrejskoj avtonomnoj oblasti) [Investigation of the forest fires influence on broad-leaved forest soils (case study of the Jewish Autonomous Oblast)] // *Regional'nye problemy*. 2010. T. 13. № 1. S. 67–70. (In Russian)
- Kostenkov N.M., Zharikova E.A., Kachur A.N. Pochvennyj pokrov nacional'nogo parka «Zemlya leoparda» [Soils of the «Leopard's Land» National Park] // *Vestnik DVO RAN*. 2013. № 5. S. 105–112. (In Russian)
- Kostenkov N.M., Zharikova E.A. Pochvy pribrezhnoj territorii yugo-zapadnoj chasti Primor'ya [Soil of the coastal land in the south-western part of the Primorskij Krai] // *Pochvovedenie*. 2018. № 2. S. 141–154. (In Russian)
- Krasnoshchekov Yu.N. Vliyanie pozharov na svojstva gornyh dernovo-taeznykh listvennichnikov Mongolii [Impact of fire on the properties of mountain soddy-taiga larch forests of Mongolia] // *Mongoliya*. 1994. № 9. S. 102–109. (In Russian)
- Krestov P.V., Jong-Suk Song, Yukito Nakamura, Verkholat V.P. A phytosociological survey of the deciduous temperate forests of mainland Northeast Asia // *Phytocoenologia*. Berlin-Stuttgart 20. 2006. V. 36(1). P. 77–150.
- ¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, technician; *e-mail*: v.m.piskareva@yandex.ru
- ² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Research Scientist; *e-mail*: tkzv@ya.ru
- ³ Joint Direction of Kedrovaya Pad' State Biosphere Nature Reserve and Leopard's Land National Park, Deputy Director for Science, PhD. in Biology; *e-mail*: bisikalova@leopard-land.ru
- ⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Professor, D.Sc. in Geography; *e-mail*: alexagenna@mail.ru
- ⁵ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, technician; *e-mail*: ms.anna.belik@gmail.com

Makarychev S.V., Trofimov I.T., Bekhovych Yu.V. Dernovo-podzolistye pochvy lentochnyh borov i osobennosti teploakkumulyatsii i teploobmena v nih posle lesnyh pozharov [Sod-podzolic soils of belt hogs and specific features of heat accumulation and heat exchange in them after forest fires] // Vestnik Altajskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta. 2003. № 4. S. 92–94. (In Russian)

Maksimova E.Yu., Abakumov E.V. Zol'nyj sostav verhnih gorizontov i osnovnye biologicheskie parametry pochv Tol'yattinskogo ostrovnogo bora, i ih izmenenie v rezul'tate dejstviya lesnyh pozharov [Ash composition of upper soil horizons and the biological parameters of soils of the Tolyatti island pine forest and their changes due to forest fires] // Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. 2014. Ser. 3. Vyp. 1. (In Russian)

Maksimova E.Yu., Bykova G.S., Abakumov E.V. Charakteristika fizicheskikh svojstv poslepozharnyh pochv [The characteristic of physical properties of post-fire soils] // Izvestiya Samarskogo nauchnogo centra Rossijskoj akademii nauk. 2014. T. 16. № 5. S. 51–57. (In Russian)

Menichini E. Urban air pollution by polycyclic aromatic hydrocarbons: levels and sources of variability // Sci. Total Environ. 1992. V. 116. P. 109–135.

Mikell, D.G., Murzin A.A., Hette M. Pozhary i ih vliyanie na po-pulyatsiyu dal'nevostochnogo leoparda na yugo-zapade Primorskogo kraya [Fires and their impact on the population of the Amur leopard in the south-western Primorye]. Vladivostok: Dal'nauka. 2004. 33 s. (In Russian)

Nesgorova N.P., Savel'ev V.G., Ivancova G.V. Izuchenie problemy lesnyh pozharov kak faktora ehkologicheskoy opasnosti: regional'nyj aspekt [Study of forest fires problem as a factor of environmental hazards: regional dimension] // Fundamental'nye issledovaniya. 2014. T. 6. № 12. S. 1207–1211. (In Russian)

Polevoj opredelitel' pochv Rossii [Field guide of Russian soils]. M.: Pochvennyj institut im. V.V. Dokuchaeva, 2008. 182 s. (In Russian)

Prieto-Fernández A., Acea M.J., Carballas T. Soil microbial and extractable C and N after wildfire // Biology and Fertility of Soils. 1998. V. 27(2). P. 132–142. (<https://doi.org/10.1007/s003740050411>)

Sapozhnikov A.P., Karpachevskij L.O., Il'ina L.S. Poslepozharное почвообразование в кедрово-широколиственных лесах [Post-fire soil formation in Siberian pine-broadleaved forests] // Vestnik Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta lesa Lesnoj vestnik. 2001. № 1. S. 132–164. (In Russian)

Shahmatova E.Yu. Pirogennost' – tsvetnaya reakciya pochv suhikh osnovnyh lesov na vozdejstvie pozharov [Pyrogenicity as a response of the soils of dry pine forests on fire impact] // Mezhdunar. zhurn. prikladnyh i fundamental'nyh issledovanij. 2015. № 5. S. 260–264. (In Russian)

Tarasov P.A., Ivanov V.A., Ivanova G.A. Osobennosti temperaturnogo rezhima pochv v sosnyakah srednej tajgi, projdennyh nizovymi pozharami [Specific features of soil temperature regime in the middle-taiga pine forests after ground fires] // Hvojn. boreal. zony. 2008. T. 25. S. 300–304. (In Russian)

Tarasov P.A., Mihno A.S., Sizina A.F. Ocenka pirogennoego vliyaniya na pochvy lentochnyh borov Altaya [Estimation of pyrogenic influence on the soils of band pine forests of the Altai Mountains] // Vestnik KrasGAU. 2011. № . S. 6–30. (In Russian)

Tsibart A.S., Gennadiev A.N. Vliyanie pozharov na svojstva lesnyh pochv Priamur'ya (Norskij zapovednik) [The Influence of Fires on the Properties of Forest Soils in the Amur River Basin (the Norskii Reserve)] // Pochvovedenie. 2008. № 7. S. 783–792. (In Russian)

Tsibart A.S., Gennadiev A.N. Napravlenost' izmeneniya lesnyh pochv Priamur'ya pod vozdejstviem pirogennoego faktora [Trend of forest soils transformation under the influence of pyrogenic factor in the Amur River region] // Vestnik Moskovskogo universiteta. 2009. № 3. S. 66–74. (In Russian)

Tsibart A.S., Gennadiev A.N. Policiklicheskie aromatische uglevodorody v fonovyh i pirogenykh pochvah Priil'menskoj nizmennosti (Polistovskij zapovednik) [Polycyclic aromatic hydrocarbons in background and post-fire soils of the Near-Ilsen Lowland (the Polistov Reserve)] // Nauka i sovremennost'. Geograficheskie nauki. 2010. S. 32–37. (In Russian)

Tsibart A.S., Gennadiev A.N. Policiklicheskie aromatische uglevodorody v pochvah: istochniki, povedenie, indikacionnoe znachenie [Polycyclic aromatic hydrocarbons in soils: sources, behavior, and indication significance (a review)] // Pochvovedenie. 2013. № 7. S. 788–802. (In Russian)

Tsibart A.S. Policiklicheskie aromatische uglevodorody v pirogenykh pochvah zapovednyh territorij (Hakasskij zapovednik) [Polycyclic aromatic hydrocarbons in post-fire soils of reserves (the Hakass Reserve)] // Geografiya i prirodnye resursy. 2012. № 2. S. 50–55. (In Russian)

Ulery A.L., Graham R.C., Amrhein C. Wood-ash composition and soil pH following intense burning // Soil Sci. 1993. V. 156 (5). P. 358–364.

Vadyunina A.F., Babanin V.F. Magnitnaya vospriimchivost' nekotoryh pochv SSSR. [Magnetic susceptibility of some soil in the USSR] // Pochvovedenie. 1972. № 10. S. 55–66. (In Russian)

Vasil'ev B.I., Shuvaev A.S. Karta geologicheskogo stroeniya yuzhnoj chasti Primorskogo kraya. [Geological map of the southern part of Primorskij Kray] / Chetvertoe geologicheskoe upravlenie / Kartograficheskaya fabrika Gosgeoltekhizdata Ministerstva geologii i ohrany nedr SSSR. 1959. (In Russian)

Received 15.10.2018

Revised 19.11.2018

Accepted 21.02.2019

МЕТОДЫ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 550.424.4; 631.416.9

И.Н. Семенков¹, Н.С. Касимов², Е.В. Терская³

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ФОРМ СОЕДИНЕНИЙ МЕТАЛЛОВ В ПОЧВЕННЫХ СУГЛИНИСТЫХ КАТЕНАХ ЦЕНТРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Для оценки латеральной дифференциации форм соединений Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr и Zn (извлеченных ацетатно-аммонийным буфером (ААБ), ААБ с 1% этилендиаминтетрауксусной кислотой (ЭДТА) и 1н. HNO_3) в почвах суглинистых катен изучено три балочных водосбора в южной тайге, подтайге и лесостепи Западной Сибири. Общее содержание Mn (среднее и стандартное отклонение в гумусовом горизонте почв трех водосборов 2442 ± 3359 мг/кг), Sr (179 ± 71), Co (20 ± 10), Cu (42 ± 18), Ni (48 ± 35) и Pb (41 ± 51) соответствует фоновым уровням для почв Западной Сибири; Fe ($3,7 \pm 0,9\%$), Cr (170 ± 34 мг/кг) и Zn (154 ± 141 мг/кг) повышено из-за обогащенности ими почвообразующих пород. В гумусовых, срединных и нижних горизонтах от таежных дерново-подзолистых почв и глееземов к темно-серым почвам, черноземам и солодам подтайги и лесостепи увеличивается среднее содержание обменных соединений Fe, Cu, Pb, Co, Zn, Cr, Mn, Ni и Sr. Лишь в гумусовом горизонте этого ряда увеличивается содержание комплексных соединений Cu, Co, Ni, Pb и Fe за счет повышенного количества органического вещества и уменьшается – Mn, интенсивно накапливающегося древесной растительностью. Зональные особенности дифференциации сорбированных соединений Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Sr и Zn не обнаружены.

В таежных катенах от дерново-подзолистых почв к глееземам в подстилке в 2–3 раза уменьшается подвижность Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr и Zn пропорционально доле комплексных соединений. В подтаежных катенах с темно-серыми почвами она уменьшается с глубиной для Ni (от 40 до 15%), Pb ($45 \rightarrow 40$), Cu ($24 \rightarrow 15$), Co ($15 \rightarrow 11$) и Fe ($5 \rightarrow 2$); слабо варьирует для Mn и Zn (60–50 и 10–9% соответственно) и увеличивается для Sr ($10 \rightarrow 14$) и Cr ($5 \rightarrow 7$). В солодах эти тенденции сохраняются для Co, Cu, Fe и Ni. В лесостепных катенах с черноземами подвижность Co, Mn ($95 \rightarrow 56\%$), Ni и Pb ($60 \rightarrow 25\%$) уменьшается с глубиной, Sr ($37 \rightarrow 46\%$) – увеличивается, а Cu (40–50), Zn (10–13), Fe (7–8) и Cr (4) – варьирует слабо. В солодах аналогичным образом ведет себя подвижность Co, Mn, Ni, Pb и Sr. Суммарная частота встречаемости значений коэффициентов латеральной дифференциации, отражающих контрастное накопление и рассеяние элементов в подчиненных ландшафтах, уменьшается с $35 \pm 14\%$ в таежной микроарене до $15 \pm 4\%$ и $13 \pm 7\%$ в подтаежной и лесостепной.

Ключевые слова: катена, подвижность, глеезем, дерново-подзолистая почва, солод, темно-серая почва, чернозем, миграция тяжелых металлов, потенциально токсичные элементы

Введение. Для обоснованной оценки степени загрязнения экосистем необходимо знать фоновую радиальную и латеральную геохимическую структуру катен [Глазовская, Касимов, 1987], то есть различия содержаний веществ в автономных ландшафтах междуречий и сопряженных с ними склонов, днищ балок и поверхностей террас и пойм. На равнинах модельными системами для оценки латеральной дифференциации элементов, протекающей при нарастании гидроморфизма в катенах, являются балочные водосборы, или микроарены [Ландшафтно-геохимические основы ..., 1989].

В настоящее время все большее внимание уделяется не общему содержанию, а разнообразным формам соединений элементов в почвах, извлекае-

мым вытяжками нейтральных солей и кислот [Kabata-Pendias, 2011; Motuzova et al., 2014 и др.] и полнее отражающим подвижность и миграционную способность. Наиболее подвижные (водорастворимые, обменные и частично карбонатные) формы соединений металлов для краткости можно обозначить *F1*; комплексные соединения, включающие гуматы и фульваты, – *F2*; сорбированные гидроксидами Fe и Mn – *F3*, труднорастворимые – *F4*, общее содержание – *F5*. Такой *F*-анализ дает представление о полиструктурной геохимической организации ландшафтов, описываемой моделями радиального и латерального распределения форм нахождения (фракций) металлов [Самсонова, 2008; Семенков с соавт., 2016]. Полученные для некоторых районов

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: semenkov@geogr.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, профессор, академик, зав. кафедрой, докт. геогр. н.; e-mail: secretary@geogr.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, науч. с.; e-mail: elena_terskaya@mail.ru

Восточно-Европейской равнины результаты изучения форм нахождения металлов [например, Shcheglov et al., 2013; Samonova et al., 2018] пока еще не дают целостного представления о зонально-провинциальных закономерностях катенарного фракционирования элементов.

Цель работы – анализ латеральной почвенно-геохимической структуры балочных катен в фоновых ландшафтах тайги, подтайги и лесостепи центра Западной Сибири.

Материал и методы исследований. В трех балочных водосборах (36 разрезов и 5 точек поверхностного опробования) исследованы поперечные катены от правого и левого бортов и продольные вдоль днищ (рис. 1). *Таежные катены* на озерно-аллювиальных суглинках изучены на водосборе площадью 3,7 га в западной части Тобольского материка, в 100 км к северу от г. Тобольска и 4 км от поселка Туртас, где междуречье и склоны с крутизной бортов 4° заняты елово-пихтовым с рябиной разнотравно-хвощово-осоковым лесом на дерново-подзолистых почвах со вторым гумусовым горизонтом (рис. 2). В воронке сбора талых вод и днище балки под низкобонитетным елово-пихтово-зеленомошным лесом находятся перегнойно-глеевые почвы (глеоземы). *Подтаежные катены* на лёссовидных суглинках исследованы в северной части Ишимской равнины на водосборе площадью 76 га, в 150 км к югу от Тюмени и 8 км к северо-востоку от железнодорожной станции Омутинская. На междуречье под березняком разнотравно-злаковым и распаханых склонах крутизной $7-10^\circ$ развиты темно-серые почвы; под осиновым колком и на распаханном днище балки – солоды. *Лесостепные катены* на лёссовидных суглинках с агроландшафтами на месте разнотравно-ковыльной степи изучены в западной части Ишимской равнины на водосборе площадью 48 га, в 2 км к югу от г. Шадринска, где междуре-

чье занято выщелоченными черноземами, склоны крутизной $7-10^\circ$ – оподзоленными черноземами, днище балки – солодями.

В Эколого-геохимическом центре географического факультета МГУ в 271 пробе определены содержания гумуса по И.В. Тюрину титриметрически с фенилантрапиловой кислотой и величина pH в водной суспензии в динамических условиях (соотношение почва: раствор 1:2,5) на приборе «Эксперт-pH» (Россия), гранулометрический состав – методом лазерной дифрактометрии в образцах, обработанных 4% $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$, на приборе «Analizer 22» фирмы «Fritsch» (Германия); элементный состав – рентген-флуоресцентным методом на приборе «PANalytical» (Нидерланды), содержание металлов в вытяжках – атомно-абсорбционным (на приборах «novAA 400» фирмы «Analytik-Jena AG», Германия (атомизация в пламени ацетилен – воздух), и «GTA 120 AA 240Z» фирмы «Varian» (США) с электротермической атомизацией азотнокислой матрицы в среде аргона) и масс-спектрометрическим (на приборе «Elan-6100» фирмы «Perkin-Elmer» (США) в азотнокислой матрице) методами. Непрочно связанные соединения Fe, Mn, Pb, Co, Ni, Zn, Cu, Cr и Sr экстрагировали в течение 18 ч тремя параллельными вытяжками: ацетатно-аммонийным буфером (ААБ) с pH 4,8 (соотношение почва:раствор 1:5), ААБ с 1% этилендиаминтетрауксусной (ЭДТА) кислотой (1:5) и 1н HNO_3 (1:10). Комплексные соединения F2 рассчитаны по разнице концентрации элементов в вытяжке ААБ с 1% ЭДТА и ААБ; F3 – по разнице содержания в азотнокислой и ацетатно-аммонийной вытяжках, трудно растворимые F4 – по разнице между F5 и непрочно связанными соединениями F1+F2+F3.

Региональная геохимическая специализация почв (рис. 3) оценена путем сравнения общего содержания металлов с кларками верхней части континентальной коры (подстрочные индексы – клар-

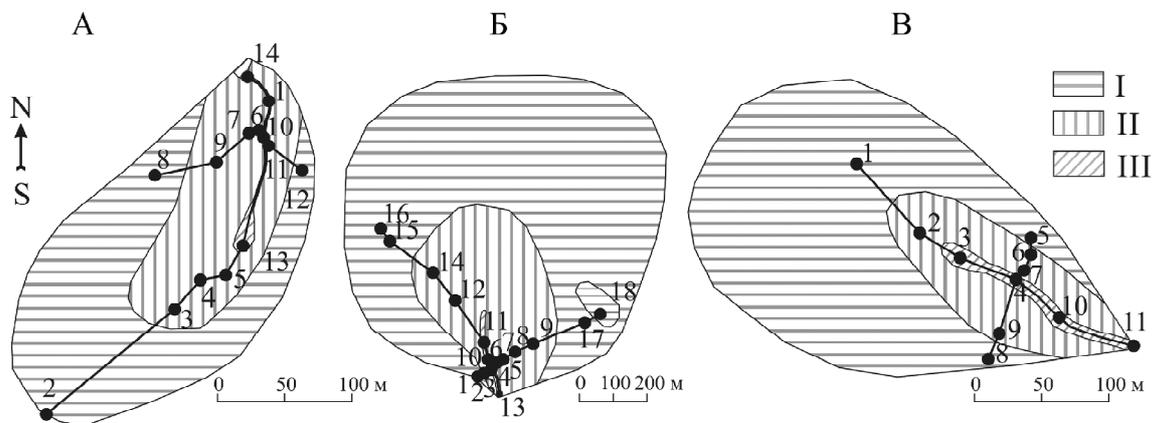


Рис. 1. Схема отбора проб в катенах микроарен: А – таежная, Б – подтаежная, В – лесостепная. 1–18 – разрезы (далее в рисунках порядок катен сохраняется). Элементарные ландшафты: I – автономный выровненной поверхности междуречья, II – трансэлювиальный склонов, III – трансэлювиально-аккумулятивный днищ балок

Fig. 1. Scheme of sampling in the catenas of gully catchments: А – taiga, Б – subboreal forest, В – forest-steppe (the order of catenas is the same for all figures). 1–18 – soil profiles. Landscapes: I – autonomous of the interfluvial surface, II – trans-eluvial of slopes, III – trans-eluvial-accumulative of gully catchments bottoms

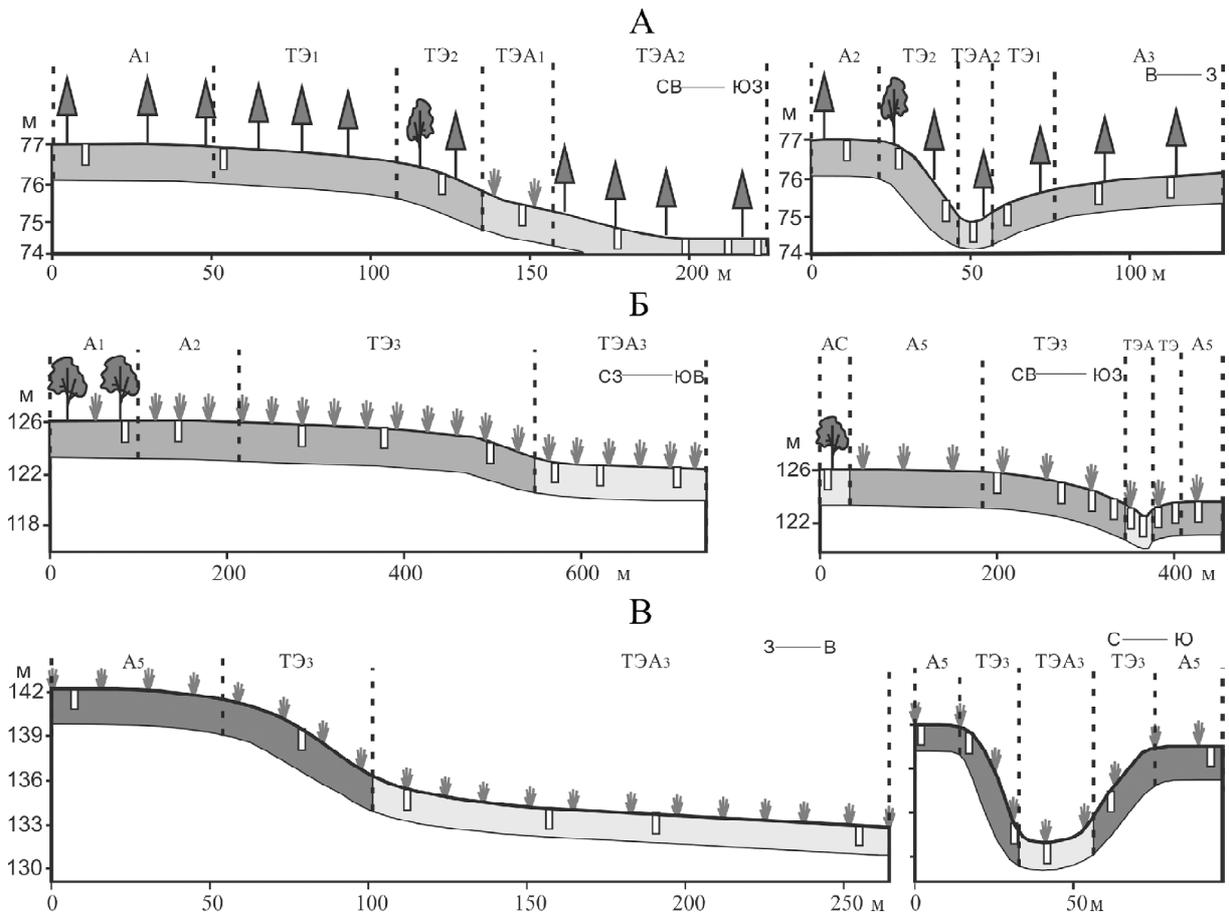


Рис. 2. Продольные (слева) и поперечные (справа) катены балочных микроарен. **А – таежная, Б – подтаежная, В – лесостепная.** Автономные ландшафты междуречья: А1 – пихтарник хвощово-осоковый на дерново-подзолистых глееватых почвах, А2 – елово-пихтовый хвощово-осоковый лес на дерново-подзолистых глееватых почвах, А3 – елово-пихтовый хвощово-осоково-зеленомошный лес на дерново-подзолистых глееватых почвах, А4 – березовый злаковый колок на темно-серой почве, А5 – агроценоз на пахотных темно-серых почвах и черноземах. АС – автономный супераквальный ландшафт с осиновым мертвopoкpовным колокoм на солоди. Транселювиальные ландшафты склонов: ТЭ1 – елово-пихтовый хвощово-осоковый лес на дерново-подзолистых глееватых почвах, ТЭ2 – березово-елово-пихтовый хвощово-осоковый лес на дерново-подзолистых глееватых почвах, ТЭ3 – агроценоз на пахотных темно-серых почвах и черноземах. Транселювиально-аккумулятивные ландшафты днищ балок: ТЭА1 – таволжатник на глееземе, ТЭА2 – елово-пихтовый хвощово-осоково-зеленомошный лес на глееземах, ТЭА3 – агроценоз на солоди пахотной

Fig. 2. Longitudinal (left) and transverse (right) transects in catenas of gully catchments. **A – taiga, B – subboreal forest, B – forest-steppe.** Autonomous landscapes of the interfluves: A1 – fir (*Abies sibirica*)-horsetail-sedge forest on Retisols Gleyic, A2 – fir-spruce (*Abies sibirica, Picea sp*)-horsetail-sedge forest on Retisols Gleyic, A3 – fir-spruce (*Abies sibirica, Picea sp*)-horsetail-sedge-moss forest on Retisols Gleyic, A4 – birch-grass forest on Phaeozems, A5 – agrocnosis on Phaeozems and Chernozems. AC – autonomous supraqual landscape with aspen forest on Planosols. Transeluvial landscapes of the slopes: ТЭ1 – fir-spruce (*Abies sibirica, Picea sp*)-horsetail-sedge forest on Retisols Gleyic; ТЭ2 – birch-fir-spruce (*Abies sibirica, Picea sp*)-horsetail-sedge forest on Retisols Gleyic, ТЭ3 – agrocnosis on Phaeozems and Chernozems; Transeluvial-accumulative landscapes of gully catchments bottoms: ТЭА1 – meadowsweet on Gleysols, ТЭА2 – fir-spruce (*Abies sibirica, Picea sp*)-horsetail-sedge-moss forest on Gleysols, ТЭА3-agrocnosis on Planosols

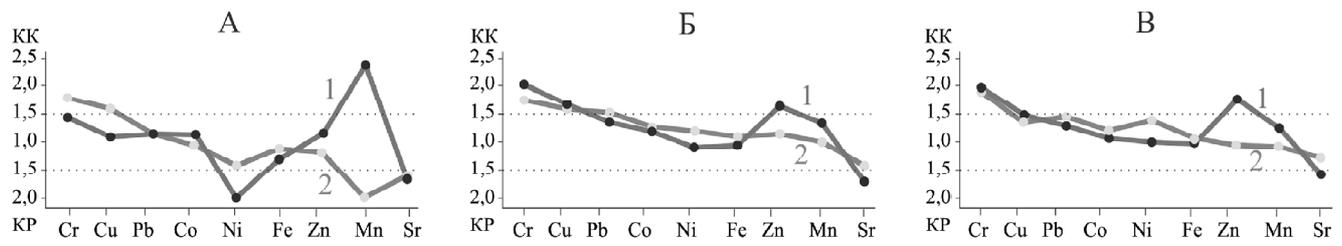


Рис. 3. Геохимические спектры гумусовых горизонтов (1) и почвообразующих пород (2) катен: А – таежная (16/12), Б – подтаежная (31/13) и В – лесостепная (25/11). В скобках слева от черты – число проб в гумусовом горизонте, справа – в почвообразующих породах

Fig. 3. Geochemical spectra of A-horizons (1) and soil-forming rocks (2) in catenas: A – taiga (n=16 in A horizon/n=12 in soil-forming rocks), Б – subboreal forest (31/13) and В – forest-steppe (25/11)

ки, мг/кг): Fe₄₁₀₀, Mn₇₇₀, Sr₂₇₀, Cr₉₂, Zn₇₅, Ni₅₀, Pb₁₇ [Григорьев, 2009] и Cu₂₇, Co₁₅ [Hu, Gao, 2008]. Кларк концентрации (**КК**) – отношение содержания металла в почве к его кларку, кларк рассеяния (**КР**) – отношение кларка к содержанию в почве. Контрастность распределения металлов в гумусовых горизонтах оценивали коэффициентом *латеральной дифференциации (L)* – отношением содержания в почвах подчиненных ландшафтов к содержанию в почвах автономных позиций. Накопление или рассеяние металлов в горизонтах почв относительно пород выявляли с помощью коэффициента *радиальной дифференциации (R)* – отношения содержания в горизонте к содержанию в почвообразующей породе или переходном к ней горизонте. Подвижность (*P*) рассчитывали как отношение содержания непрочно связанных соединений к *F5*, умноженному на 100%. Связи между показателями считали значимыми по коэффициентам линейной корреляции *r* с уровнем значимости менее 0,05, так же как и различия между средними (по результатам *t*-теста различий среднего).

Результаты исследований и их обсуждение. Для почв балочных водосборов, удаленных от источников загрязнения, характерны фоновые уровни большинства металлов за исключением Cr, содержание которого в 2 раза больше кларка (табл. 1, рис. 3), что типично для Западной Сибири из-за возможного влияния рудных районов Урала и Центрального Казахстана с повышенным фоновым уровнем металла. Содержание Co, Cu, Fe, Ni, Pb, Sr и Zn в дерново-подзолистых, темно-серых почвах, чернозе-

мах, глееземах и солодах соответствует фоновым значениям в почвах Западной Сибири [Структура ..., 1974; Ильин, Сысо, 2001; Сысо, 2007; Нечаева с соавт., 2010; Московченко, 2013 и др.]. Изученные почвы Тобольского материка относительно дерново-подзолистых почв Германии и Польши [Reimann et al., 2018] содержат близкие уровни Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Mn, Pb, Sr и Zn.

В *таежных катенах Тобольского материка* в средне-, легкосуглинистых крупнопылеватых дерново-подзолистых почвах и глееземах содержится 78±7% (*n*=85) физического песка. Из-за оподзоливания доля илистой и пылеватых фракций в элювиальном и переходном к текстурному горизонтам уменьшается, а песчаных – возрастает (рис. 4, А). Значения pH уменьшаются по профилю почв с 6,0–6,5 в органогенных горизонтах до 4,7–5,0 в гумусовом, монотонно увеличиваясь с глубиной до 6,0 в глеевом. Латеральное распределение гранулометрических фракций, гумуса и величины pH в катенах значимо не отличается (табл. 1, рис. 4, А).

В озерно-аллювиальных суглинках западной части Тобольского материка понижено содержание подвижного Mn, соединения которого мигрируют в кислой глеевой обстановке [Московченко, 2016]. Изученные почвы обеднены Cu по сравнению с почвообразующими породами (*R*=0,1±0,8) и обогащены Mn, что связано с его избирательным накоплением и поглощением древесной растительностью [Нечаева с соавт., 2010]. В дерново-подзолистых почвах междерья и склонов Ni имеет регрессивное распределение (*R*=0,1±0,7), накапливаясь в глееземах днища

Содержание гранулометрических фракций, углерода органических веществ (C_{орг}, %)

Катены		Гранулометрические фракции						C орг	Co				
		G1	G2	G3	G4	G5	G6		F1*	F2	F3	F4	F5
Таежные	п,5	<0,1	40	42	6,3	9,5	2,9	1,7	2,8	1,2	7	6,8	15
	ц,4	<0,1	17	55	11	13	3,2	2,1	1,9	1,3	4,8	–	12
	л,4	16	40	29	6,2	7,8	1,9	3,6	2,8	0,9	13,9	8,5	22
Подтаежные	л,1	<0,1	2,5	38	16	35	9,1	8,4	0,1	1,7	0,7	13	15
	ц,3	<0,1	2,6	51	11	26	6,1	8,4	0,2	1,8	0,6	16	18
	п,2	<0,1	4,4	43	15	30	7,5	6,5	0,2	1,5	1,3	15	18
Лесостепные	л,2	0	3,2	43	17	30	6,8	4,4	0,1	5,9	7,8	4,4	18
	ц,2	0,1	13	37	17	27	6,4	4,3	0,3	6	7,9	3,8	18
	п,2	15	6,2	39	8,2	26	6,1	4,5	0,2	5,5	7,6	0,5	14
Катены		Mn					Ni					Pb	
		F1	F2	F3	F4	F5	F1*	F2	F3	F4	F5	F1	F2
Таежные	п,5	0,4	279	966	111	1356	2,4	2,2	4,6	18	25	2,9	0,6
	ц,4	0,2	124	323	118	1054	2,9	2,6	5,1	14	21	4,1	1,6
	л,4	2,3	742	2668	704	6524	9,0	1,9	11	5,6	42	7,2	0,5
Подтаежные	л,1	44,4	322	269	395	1030	0,3	6,1	11	30	47	0,4	0,9
	ц,3	78	352	323	433	1216	0,8	8,6	12	20	41	0,3	0,8
	п,2	60	402	303	277	1041	0,6	13	10	22	45	0,3	0,4
Лесостепные	л,2	48	321	381	25	776	0,8	8,9	15	21	46	0,15	3,8
	ц,2	55	310	349	15	722	0,9	9,3	14	14	40	0,23	3,8
	п,2	70	285	344	40	739	0,6	11	15	14	40	0,19	4,6

Примечание. Катены: л – левая, п – правая, ц – продольная и число проб. Формы металлов: F1 – обменная, F2 – содержание ниже предела обнаружения. Гранулометрические фракции: G1 – крупно- и среднелесчаная, G2 – мелколесчаная, входящая более чем в 1,5 раза от среднего содержания в микроарене.

* Обменные соединения Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr и Zn в мкг/кг в таежных катенах.

** Обменные соединения Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr и Zn в %.

балки (1,5÷3,5). Из-за глеевой обстановки, благоприятной для выноса подвижных форм, в этих почвах содержится в 10–30 раз меньше обменных соединений Co, Cu, Ni, Pb, Zn (5–9 мкг/кг) и Mn (0,72 мг/кг), чем в зональных почвах тайги Восточно-Европейской равнины [Семенков с соавт., 2016]. В почвах западной части Тобольского материка из-за повышенного гидроморфизма и перехода Fe как типоморфного элемента в подвижную форму по сравнению с подзолистыми и дерново-подзолистыми почвами лесных ландшафтов Европы в 2–5 раз больше комплексных соединений Cr (0,82±0,40 мг/кг), сорбированных – Ni (13,7±7,4 мг/кг) и Zn (20±18 мг/кг) [Содержание ..., 1979; Самонова с соавт., 1998; Saby et al., 2009; Sipos, 2009].

В дерново-подзолистых почвах катены левого борта микроарены повышено содержание крупнопесчаной фракции, а также обменного Mn, комплексных соединений Mn, Ni, Zn, сорбированных Mn, Co и Zn, труднорастворимых Mn и Pb и общего – Mn, Pb и Zn, с которыми выявлена положительная корреляция большинства металлов, за исключением комплексных соединений Ni. Повышенное общее содержание Co, Cr, Fe, Mn и Ni обнаружено также в крупнопесчаной фракции дерново-подзолистых почв Сатинского полигона, к которой приурочена основная часть Fe-Mn конкреций [Samonova et al., 2018]. Изученные почвы содержат меньше обменных соединений Cu, Zn и Sr (по 2 мкг/кг), сорбированной и труднорастворимой Cu (3,7 и 9,3 мг/кг соответственно).

В глееземах подчиненных позиций относительно автономных почв катены правого борта микро-

арены повышенное содержание преобладающих в гранулометрическом составе пылеватых фракций привело к более контрастному распределению Ni, Pb (L=1,4), Fe (1,8), Co, Zn (2,2–2,3) и Mn (2,7). В катене правого борта за счет более интенсивного накопления гумуса и повышенного содержания средней пыли в глееземах днища балки относительно автономных почв повышена частота встречаемости коэффициентов L>1,3: 60% по сравнению с 32% в левой и 40% – в продольной катенами. Повышенные и пониженные содержания отдельных форм металлов в автономных ландшафтах продольной катены, связаны, вероятно, с другими неучтенными факторами: оглеением или фракционно-групповым составом гумуса.

Общее содержание Cr, Co, Cu, Fe и Sr в почвах микроарены варьирует слабо (рис. 5). Из подчиненных ландшафтов Mn выносится в речную сеть как наиболее подвижный элемент, а Ni – накапливается. На склонах увеличивается содержание Zn и уменьшается – Pb. Обменные соединения Fe и Ni аккумулируются на биогеохимическом барьере в подчиненных ландшафтах; в дерново-подзолистых почвах склонов – Cu (от 6,5 до 8,7 мкг/кг), днище балки – Zn (от 4,5 до 9,7 мкг/кг) и рассеиваются на склонах Mn и Co: L=0,2÷0,8. Комплексные соединения Fe, Ni, Sr и Pb накапливаются, а Cu и Co рассеиваются в почвах подчиненных ландшафтов. В почвах склонов понижено содержание Mn и Zn, накапливающихся в глееземах днища балки до 461 и 9,0 мг/кг соответственно. Содержание сорбированных Cr и Ni больше в почвах подчиненных ландшафтов, а Co и Pb – меньше на склонах.

Таблица 1

и металлов (мг/кг) в гумусовых горизонтах почв автономных ландшафтов микроарен

Cr					Cu					Fe				
F1*	F2	F3	F4	F5	F1*	F2	F3	F4	F5	F1	F2	F3**	F4	F5
0,8	0,8	3,4	141	137	10	2,5	9,5	52	27	1,6	3	0,7	2,7	2,8
1,3	1	3,3	166	147	12	3,1	11,1	31	36	1,2	1,5	0,2	2,6	2,7
0,4	0,3	2,2	117	131	2	0,1	3,7	9,3	25	1,8	4	0,4	2,2	2,7
0,3	0,1	11	207	218	0	5,2	2,8	39	47	5,4	0,04	0,2	3,8	4
1,5	–	6,1	147	155	0,3	10,7	3,4	36	52	58,4	0,13	0,2	3,2	3,5
0,3	0,2	9	178	188	0,4	10	5,8	30	47	<3,7	0,03	0,2	3,7	3,9
0,2	0,2	6,5	151	158	0,07	4,8	7	18	30	7	0,03	0,23	3,4	3,7
0,6	–	4,6	131	137	0,08	5,3	7,4	13	26	2	0,03	0,19	3,3	3,5
0,4	0,1	5	153	159	0,07	6,2	8,4	16	31	5	0,04	0,21	3,1	3,3
Sr					Zn									
F3	F4	F5	F1	F2	F3*	F4	F5	F1	F2	F3	F4*	F5**		
8,2	5,1	28	6,2	8,4	8,4	144	161	2,7	2,3	8,7	50	63		
7,7	7,7	17	8,6	10	9,6	141	144	3,5	3	7,9	42	58		
12	16	80	23,2	27	35	117	210	22,0	12	29	24	170		
14	8,7	24	13	–	–	134	152	0,3	1,5	10	91	103		
14	5,2	20	9,2	–	–	136	143	0,6	1,4	7,2	102	111		
5,2	19	25	23	–	–	147	169	0,3	2	16,5	103	122		
5,8	14	24	28	2,3	24	94	148	0,2	1,5	10	96	108		
6,4	6,7	17	27	4,5	26	84	141	0,2	2,5	9,6	112	125		
6,6	9,6	21	33	2,5	25	88	148	0,4	2,2	9,9	106	119		

комплексная, F3 – сорбированная гидроксидами Fe и Mn, F4 – труднорастворимая и F5 – общее содержание. Прочерк – G3 – крупнопылеватая, G4 – среднепылеватая, G5 – мелкопылеватая, G6 – илистая. Полу жирным выделены значения, отлича-

Роды ландшафтов

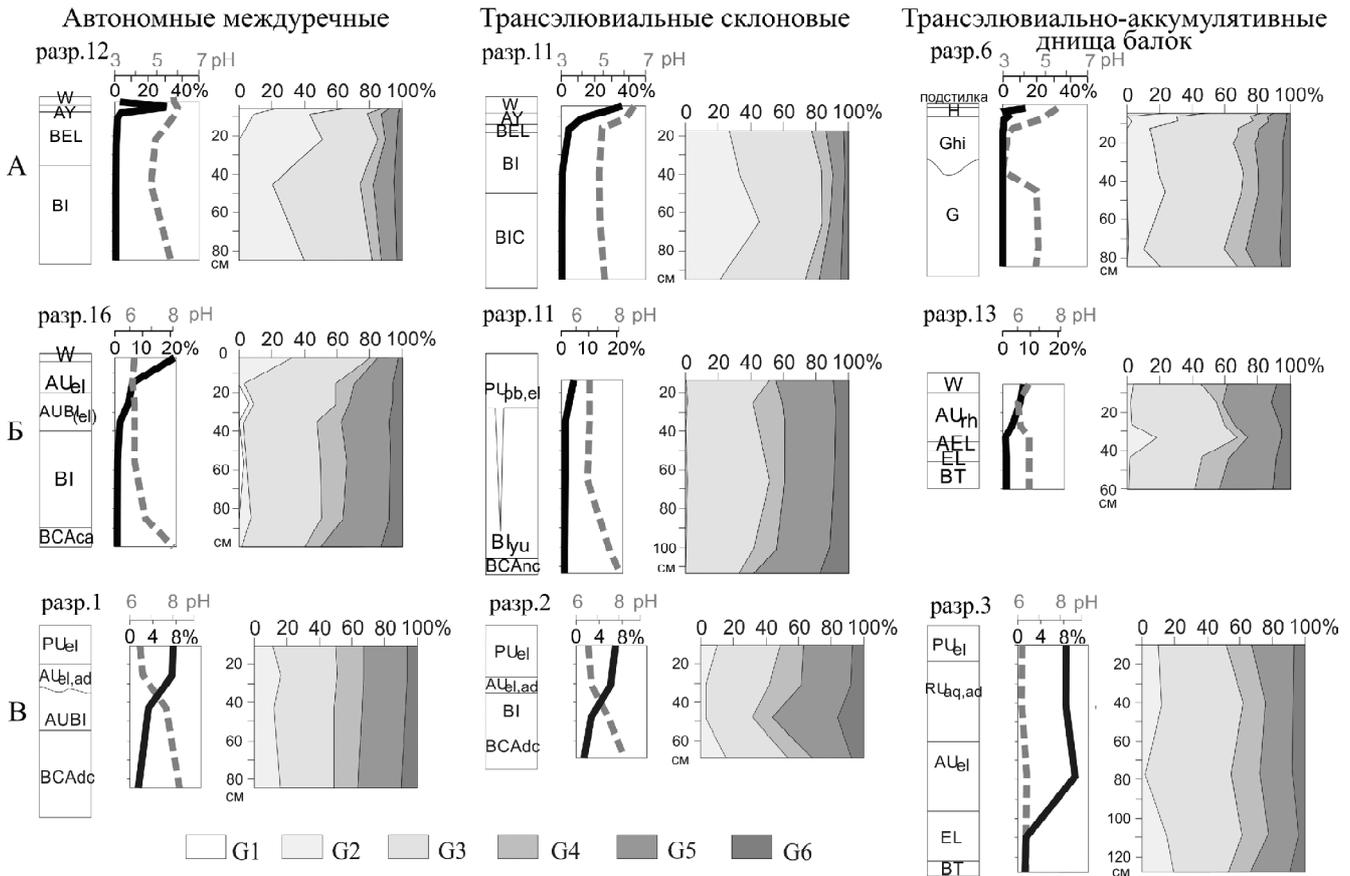


Рис. 4. Радиальное распределение pH (серая линия), содержания гумуса (черная линия) и гранулометрических фракций (G1–G6, см. табл. 1) в почвах катен. Таежная катена (А): дерново-подзолистые глееватые почвы (разрезы 12 и 11, рис. 1), перегнойно-окисленно-глеевая (6). Подтаежная катена (Б): темно-серая целинная (16) и пахотная (11), пахотная солодь (13). Лесостепная катена (В): пахотный выщелоченный чернозем (1), пахотный оподзоленный чернозем (2), пахотная солодь (3)

Fig. 4. Vertical distribution of pH (gray line), humus content (black line) and grain-size fractions (G1–G6, see Table 1) in soil catenas. Taiga catena: Retisols Gleyic (sections 11 and 12, Fig. 1), Gleysols (6). Subboreal forest catena: Phaeozems (11 and 16), Planosols (13). Forest-steppe catena: arable Chernozems (1 and 2), Planosols (3)

В дерново-подзолистых почвах подвижность металлов резко уменьшается от подстилки к гумусовому горизонту АУ, срединному ВТ и глеевому G за счет обилия в органогенной толще легко переходящих в раствор соединений (подстрочный индекс – диапазон изменений значений средней P , %, от гумусового горизонта к глеевому): $(Pb, Cu)_{100 \rightarrow 40}$, $(Co, Mn, Ni, Sr, Zn)_{100 \rightarrow 20}$, $Fe_{51 \rightarrow 8}$, $Cr_{20 \rightarrow 2}$ (табл. 2). В горизонте G глееземов за счет сорбированных соединений больше подвижность Fe, $Cu_{12 \rightarrow 30}$ и $Pb_{20 \rightarrow 60}$. У остальных металлов из-за латерального поступления вещества из почв междуречья и склонов P варьирует слабее: $Ni_{40 \rightarrow 50}$, $Mn_{30 \rightarrow 60}$, $Co_{30 \rightarrow 40}$, $Zn_{20 \rightarrow 30}$, Cr_4 . Только подвижность Sr, чье поведение не зависит от окислительно-восстановительных условий, уменьшается с 50 до 20% от органогенных горизонтов к минеральным (как и в почвах междуречья и склонов).

В подстилке от дерново-подзолистых почв к глееземам за счет комплексных соединений в 2–3 раза уменьшается подвижность Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr и Zn, что отражает их накопление на лате-

ральном геохимическом барьере, диагностированном ранее в песчаных и суглинистых таежных катенах центра [Авессаломова, 2012] и северо-востока [Семенов с соавт., 2016] Восточно-Европейской равнины. Вниз по катене подвижность Mn, Co, Cu и Pb уменьшается в 1,3–1,6 раз в гумусовом горизонте, у остальных металлов (Fe, Cr, Ni и Zn) меняясь несущественно, что объясняется нахождением соединений Mn в растворе, когда в этих же условиях Fe осаждается [Kabata-Pendias, 2011]. В глеевом горизонте P большинства металлов увеличивается пропорционально доле сорбированных соединений, что связано с формированием более устойчивой восстановительной обстановки и возможным частичным растворением Fe-Mn-конкреций, сорбирующих элементы с переменной валентностью. Подвижность Cu уменьшится в глеевых условиях (табл. 2), что является типичным поведением элемента в такой обстановке [Борисенко, 1980].

В почвах микроарены значения L обменных соединений составляют $0,3 \div 7,5$, комплексных – $0,05 \div 4$, сорбированных – $0,4 \div 4,8$, трудно сорбированных –

Таблица 2

Подвижность металлов в горизонтах почв катен, %

Катены	Горизонты	Co		Cr		Cu		Fe		Mn		Ni		Pb		Sr		Zn	
		Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г	Пд	Г
Таежные	Подстилка (10/5)	<u>100</u> 21	<u>28</u> 28	<u>20</u> 150	<u>4</u> 55	<u>100</u> 26	<u>16</u> 22	<u>51</u> 59	<u>12</u> 51	<u>100</u> 14	<u>33</u> 47	<u>100</u> 19	<u>44</u> 84	<u>100</u> 24	<u>17</u> 26	<u>100</u> 16	<u>47</u> 30	<u>100</u> 16	<u>33</u> 16
	AУ (20/9)	<u>50</u> 59	<u>38</u> 88	<u>3</u> 30	<u>4</u> 30	<u>34</u> 56	<u>21</u> 45	<u>18</u> 26	<u>18</u> 68	<u>83</u> 37	<u>61</u> 52	<u>58</u> 45	<u>50</u> 45	<u>50</u> 52	<u>31</u> 60	<u>26</u> 81	<u>24</u> 44	<u>29</u> 109	<u>34</u> 32
	G (20/23)	<u>22</u> 85	<u>39</u> 63	<u>2</u> 23	<u>4</u> 31	<u>39</u> 39	<u>31</u> 38	<u>8</u> 50	<u>28</u> 36	<u>18</u> 57	<u>49</u> 51	<u>22</u> 16	<u>52</u> 33	<u>35</u> 37	<u>56</u> 42	<u>19</u> 23	<u>17</u> 42	<u>20</u> 20	<u>23</u> 38
Подтаежные	Подстилка*	<u>22</u>	<u>68</u>	<u>3</u>	<u>2</u>	<u>25</u>	<u>16</u>	<u>17</u>	<u>16</u>	<u>30</u>	<u>26</u>	<u>71</u>	<u>38</u>	<u>82</u>	<u>53</u>	<u>9</u>	<u>10</u>	<u>54</u>	<u>51</u>
	AУ (24/10)	<u>14</u> 34	<u>15</u> 18	<u>5</u> 14	<u>5</u> 9	<u>24</u> 31	<u>28</u> 21	<u>5</u> 41	<u>7</u> 27	<u>62</u> 15	<u>63</u> 8	<u>39</u> 23	<u>46</u> 32	<u>46</u> 39	<u>47</u> 27	<u>10</u> 26	<u>10</u> 13	<u>10</u> 31	<u>16</u> 30
	ВІ (21/8)	<u>11</u> 38	<u>6</u> 65	<u>6</u> 12	<u>6</u> 7	<u>15</u> 44	<u>13</u> 99	<u>2</u> 20	<u>3</u> 140	<u>47</u> 24	<u>31</u> 49	<u>16</u> 30	<u>7</u> 30	<u>41</u> 45	<u>43</u> 30	<u>9</u> 20	<u>10</u> 24	<u>9</u> 53	<u>7</u> 75
Лесостепные		Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд	Ч	Сд
	AУ (13/12)	<u>90</u> 13	<u>100</u> 11	<u>4</u> 9	<u>4</u> 7	<u>45</u> 12	<u>48</u> 14	<u>7</u> 6	<u>10</u> 39	<u>96</u> 7	<u>100</u> 4	<u>61</u> 9	<u>84</u> 12	<u>57</u> 22	<u>68</u> 10	<u>37</u> 14	<u>44</u> 7	<u>11</u> 18	<u>17</u> 44
	AУВІ/ВІ (5/4)	<u>59</u> 30	<u>26</u> 28	<u>4</u> 10	<u>4</u> 8	<u>49</u> 14	<u>32</u> 45	<u>8</u> 10	<u>6</u> 3	<u>74</u> 14	<u>20</u> 32	<u>38</u> 11	<u>8</u> 11	<u>36</u> 14	<u>26</u> 13	<u>35</u> 22	<u>19</u> 7	<u>10</u> 19	<u>10</u> 58

Примечание. В скобках слева от наклонной черты – число проб в горизонтах почв междуречных и склоновых ландшафтов, справа – в горизонтах почв подчиненных ландшафтов днищ балок (Г – глееземы, Сд – солоды). Почвы: Пд – дерново-подзолистые глееватые, СЛ – темно-серые, Ч – выщелоченные и оподзоленные черноземы. Над чертой – медиана, под чертой – коэффициент вариации, %. Выделены значения максимальной подвижности металлов в горизонтах сопряженных почв.

* Единичное измерение.

0,0n÷10,2 и общего содержания – 0,2÷4,8. От междуречных дерново-подзолистых почв к подчиненным глееземам таежных катен уменьшение *P* металлов с накоплением их подвижных форм, по-видимому, является особенностью этих ландшафтно-геохимических систем. Аналогичная почвенно-геохимическая структура выявлена в катенах восточно-европейской тайги за счет аккумуляции органического вещества в гидроморфных позициях на латеральном геохимическом барьере [Авессаломова, 2012; Семенов с соавт., 2016].

В подтаежных катенах севера Ишимской равнины в тяжелосуглинисто-глинистых крупнопылеватых темно-серых почвах и солодах (физической глины 51±7%) радиальная и латеральная дифференциация большинства гранулометрических фракций неконтрастна за исключением крупного и среднего песка, имеющих элювиально-иллювиальное распределение (рис. 4, Б, 5). От темногомусового горизонта АУ (6,7±0,3) к карбонатному ВСА рН увеличивается до 8,0. В профиле подчиненных солодей рН на 0,5 единиц меньше из-за дополнительного поступления влаги из междуречья и склонов и более интенсивного выщелачивания почв подчиненных ландшафтов, что определяет возможность формирования кислого барьера для

элементов, мигрирующих в составе анионов. При распашке гумусированность горизонта АУ (среднее 5,0±1,9%) из-за эрозии уменьшается до 2% на бровках выпуклых склонов. В солодах днища балки в 1,5 раза больше гумуса по сравнению с темно-серыми почвами, что определяет возможность формирования латерального биогеохимического барьера в нижней части подтаежных катен.

В темно-серых почвах Ишимской равнины содержание изученных металлов сопоставимо с данными по аналогичным объектам Европы [Geochemical atlas, 2005; Reimann et al., 2018]. В почвах подчиненных ландшафтов подтаежной микроарены аккумулируется обменный Sr и рассеивается Cu (*L*=0,1÷0,2) и Ni (0,5÷0,7). В солодах на биогеохимическом барьере накапливаются Mn и Co (1,3÷1,4), для которых выявлена положительная связь с содержанием гумуса (*r*=0,7–0,8). В темно-серых почвах склонов рассеивается Pb. Соединения Fe и Zn выносятся из темно-серых почв склонов (0,6÷0,7), накапливаясь в солодах днища балки (2÷5), по-видимому, на кислом барьере, что подтверждает корреляция с рН (*r*=0,2–0,4, *n*=82). Комплексные соединения Fe и Zn аккумулируются на биогеохимическом барьере в солодах днища балки (с содержанием гумуса *r*=0,4–0,8), Cr – толь-

ко в темно-серых почвах склонов, а Cu выносятся из почв склонов. Сорбированные соединения Zn накапливаются на латеральном биогеохимическом барьере в солодах с 8,8 до 12–19 мг/кг (рис. 5).

В темно-серых почвах подвижность элементов уменьшается от горизонта AU к BT и ВСА для металлов, интенсивно накапливаемых растительностью и в большом количестве поступающих в опад и подстилку (табл. 2): $Ni_{40 \rightarrow 15}$, $Pb_{45 \rightarrow 40}$, $Cu_{24 \rightarrow 15}$, $Co_{15 \rightarrow 11}$, $Fe_{3 \rightarrow 2}$ (подстрочный индекс – значения P в %). Подвижность Mn_{50-60} и Zn_{9-10} варьирует слабо, увеличиваясь в горизонте ВСА, при накоплении на радиальном щелочном геохимическом барьере и переходе водорастворимых соединений в карбонатные (Sr) и специфически сорбированные (Cr). В солодах эти же процессы свойственны Co, Cu, Fe и Ni. В слабокислых условиях горизонта BT за счет выноса специфически сорбированных соединений подвижность $Mn_{63 \rightarrow 31}$ и $Zn_{16 \rightarrow 7}$ уменьшается от горизонта AU к BT, слабо варьируя для Pb, Sr и Cr.

В гумусовом горизонте почв вдоль катены подвижность практически не меняется, лишь для Zn и в меньшей мере Ni увеличиваясь за счет сорбированной формы. В горизонте BT этих почв меньше подвижность Mn, Co и Ni пропорционально доле комплексных соединений, которые в темно-серых почвах проникают на существенно большую глубину в составе глинисто-гумусовых кутан по граням структурных отдельностей.

В подтаежных катенах значения L обменных и сорбированных соединений не превышают 3,0, комплексных – 4,2, трудносорбированных и общего содержания – варьируют в пределах 0,3÷2,0 и 0,7÷1,4. В подтаежных катенах на лёссовидных суглинках с темно-серыми осолоделыми почвами и солодами при однородном гранулометрическом составе латеральная дифференциация металлов определяется пониженными значениями pH и повышенным содержанием гумуса в солодах днища балки.

В лесостепных катенах запада Ишимской равнины в сопряженных тяжелосуглинисто-глинистых крупнопылеватых черноземах и солодах содер-

жится $50 \pm 11\%$ ($n=51$) физической глины. В черноземах радиальное распределение большинства гранулометрических фракций слабоконтрастно. Лишь содержание илстой фракции увеличивается с глубиной. В солодах четко выражена текстурная дифференциация в распределении гранулометрических фракций (рис. 4, B). В черноземах pH увеличивается от 6,4–6,8 в гумусовом горизонте до 8,3–8,5 в карбонатном. В верхней метровой толще солодей pH варьирует в диапазоне 6,3–6,5, что меньше ($p=0,001$), чем в черноземах. Верхние горизонты черноземов и солодей содержат $8,5 \pm 1,5\%$ гумуса при отсутствии значимых отличий в ряду элементарных ландшафтов.

Черноземы Ишимской равнины по содержанию изученных металлов сопоставимы с черноземами Венгрии, Украины и Молдавии [Reimann et al., 2018]. В лесостепных катенах с черноземами и солодами в большинстве случаев (73%) повышенные значения коэффициента L связаны с аккумуляцией обменных Fe, Mn и Zn и комплексных Cr ($2 \div 6$), а также Fe, Mn, Sr, Ni, Cu, Zn ($1,3 \div 2,1$) и сорбированных Mn, Ni, Cu, Zn ($1,3 \div 1,4$) на латеральном биогеохимическом барьере в гумусовом горизонте балочных солодей. Наличие такого барьера характерно для катен с черноземами и лугово-черноземными почвами восточно-европейской лесостепи [Shcheglov et al., 2013; Dubovik, Dubovik, 2016; Семенов с соавт., 2016].

В гумусовом горизонте выщелоченных и оподзоленных черноземов из-за аккумуляции степными злаками [Айвазян, 1974] и последующего поступления в почвы в виде органо-минеральных соединений повышена подвижность (подстрочным знаком, в %) Co_{95-56} , Ni_{60-25} , а в горизонте ВСА за счет наличия карбонатных соединений – Sr_{37-46} при слабой дифференциации почв по показателю P для Cu_{40-50} , Zn_{10-13} , Fe_{7-8} , Cr_4 . В латеральном ряду сопряженных почв лесостепных катен в гумусовом горизонте солодей интенсивнее накапливаются комплексные соединения Fe, Mn, Ni, Zn и сорбированные – Cu, Mn, Zn за счет аккумуляции на биогеохимическом барьере, а в минеральных горизонтах уменьшается

Содержания форм соединений металлов

Микроарена, число проб	FI – обменные								
	Fe	Mn	Pb	Co	Ni	Sr	Cu	Zn	Cr
Гумусовые горизонты (AY и AU)									
Таяжная, 30	1,8	0,72	0,005	0,005	0,007	0,012	0,01	0,009	0,001
Подтаяжная, 31	0,9	50,9	0,25	0,14	0,45	17,3	0,05	0,30	0,47
Лесостепная, 25	5,1	74,9	0,20	0,23	0,74	30,5	0,07	0,46	0,30
Срединные горизонты (BI и BT)									
Таяжная, 9	1,0	0,14	0,004	0,002	0,003	0,010	0,01	0,003	0,001
Подтаяжная, 23	20,0	14,6	0,79	0,09	0,69	10,9	1,05	0,18	1,14
Лесостепная, 7	22,1	28,4	0,85	0,24	0,99	27,5	0,7	0,5	0,78
Нижние горизонты (G и ВСА)									
Таяжная, 29	0,9	0,1	0,003	0,001	0,003	0,014	0,01	0,002	0,001
Подтаяжная, 9	4,2	26,2	2,00	0,03	0,49	28,0	1,22	0,21	0,42
Лесостепная, 8	15,6	77,4	0,90	0,26	1,74	72,0	0,78	0,51	0,86

Примечание. Выделены медианные значения с коэффициентом вариации C_v , %: *менее 100* и *100–200*. Без выделенных * в %.

доля сорбированных Co, Cu, Fe, Mn, Ni и Sr за счет выноса в речную сеть в кислых условиях при слабой аккумуляции в Fe-Mn конкрециях ввиду отсутствия контрастных изменений окислительно-восстановительного потенциала, что ведет к уменьшению с глубиной подвижности Co, Mn_{100→20}, Ni_{84→8}, Pb_{68→26}, Cu_{50→30}, Sr_{45→20}, Zn_{17→6}, Fe_{10→6}.

В гумусовых горизонтах почв лесостепной микроарены значения коэффициентов *L* обменных соединений варьируют в пределах 0,3÷6,0, сорбированных и общего содержания – 0,7÷1,5, комплексных – не превышают 4,0, трудно сорбированных – 8,5 (рис. 5). При гранулометрической однородности почв повышенная контрастность распределения металлов в лесостепных катенах на лёссовидных суглинках западной части Ишимской равнины обусловлена накоплением соединений металлов в солодах днища балки на латеральном биогеохимическом барьере.

Общие черты дифференциации металлов в катенах. Среди подвижных соединений металлов, как правило, преобладают комплексные и сорбированные при подчиненной роли обменных. Только в солодах и черноземах у Sr доминируют обменные соединения (табл. 3). Как и в почвах восточно-европейской тайги и лесостепи [Семенков с соавт., 2016], подвижность Fe, Zn и Sr обусловлена, преимущественно, сорбированными соединениями, которых в 3–30 раз больше, чем комплексных. В геохимии Mn, Co, Ni, Sr и Cu большее значение играет связь с содержанием гумуса, что проявляется в повышенной доле комплексных соединений. Промежуточное положение между металлами группы Fe (Zn и Cr) и Mn (Co, Cu, Ni и Sr) занимает Pb, что ранее отмечали в буроземах на карбонатных суглинках Венгрии [Sipos et al., 2005].

От таежной микроарены к подтаежной и лесостепной увеличивается содержание обменных Fe, Mn, Pb, Co, Ni, Sr и в меньшей степени Cu, Cr и Zn в гумусовом, срединных и нижних горизонтах почв, что отражает снижение интенсивности выноса их наиболее подвижных соединений за пределы почвенного профиля и может быть диагностировано

по уменьшению годовой суммы осадков и смене промывного водного режима периодически промывным и непромывным. В гумусовом горизонте почвенных катен увеличивается содержание комплексных соединений Fe, Pb, Co, Ni и Cu с повышенными значениями констант устойчивости органо-минеральных комплексов [Fan et al., 2015] при близких уровнях содержания в нижележащих горизонтах, что отражает более интенсивное образование таких веществ за счет смены фульватного гумуса таежных дерново-подзолистых почв и глееземов гуматным в черноземах и солодах [Biryukova, Orlov, 2004]. Зональных особенностей дифференциации сорбированных соединений не выявлено.

В катенах Ишимской равнины, близких по условиям миграции элементов и составу почвообразующих пород, выявлена сходная радиальная почвенно-геохимическая структура и подвижность металлов. Темно-серые почвы и черноземы с преимущественно поверхностно-аккумулятивным распределением из-за высокой гумусированности содержат в 2 раза больше Zn, чем аналоги в Западной Сибири. Верхняя часть почв относительно лёссовидных суглинков обеднена Ni ($R=0,5\pm0,8$) с элювиально-иллювиальным распределением. Уровни содержания форм металлов преимущественно совпадают с опубликованными материалами по рассматриваемому региону [Этюды ..., 1977; Ильин, Сысо, 2001; Сысо, 2007] за исключением комплексных соединений Cu ($7,8\pm3,6$ мг/кг) и Ni ($9,3\pm2,4$ мг/кг), которых в 2–5 раз больше, вероятно, из-за высокогумусности почв Ишимской равнины, что подтверждает корреляция с содержанием гумуса.

В гумусовом горизонте почв микроарен общее содержание металлов, как правило, варьирует слабо ($Cv<50\%$). Высокие $Cv>100\%$ встречаются, преимущественно, у соединений металлов с содержанием, близким к порогу чувствительности метода (табл. 3), что, вероятно, определяется увеличением вклада инструментальной ошибки в общую дисперсию [Самсонова, 2008]. Повышенная вариабель-

Таблица 3

в горизонтах почв ключевых участков, мг/кг

F2 – комплексные										F3 – сорбированные							
Fe	Fe*	Mn	Pb	Co	Ni	Sr	Cu	Zn	Cr	Mn	Pb	Co	Ni	Sr	Cu	Zn	Cr
Гумусовые горизонты (AY и AU)																	
153	0,43	1326	8,7	7,6	9,9	19	7,8	20,7	3,6	431	1,1	0,9	2,6	18,6	0,3	7,0	0,82
470	0,16	291	11,2	0,7	11,6	<0,5	4,5	13,6	8,7	356	0,8	1,8	9,2	<0,5	7,6	2,0	0,14
411	0,24	420	6,4	8,1	17,0	28	8,5	11,6	5,4	337	4,5	5,7	10,9	2,8	6,4	3,1	0,21
Срединные горизонты (BI и BT)																	
163	0,44	178	5,4	3,4	4,4	13	10,4	9,3	2,9	59	1,1	0,7	1,7	12,9	3,6	2,2	0,52
299	0,08	137	10,9	0,4	4,6	<0,5	1,3	7,7	9,9	163	0,03	1,7	1,8	0,9	2,1	0,5	<0,5
181	0,31	155	4,8	5,4	5,2	2,8	7,1	8,4	7,5	17	2,6	1	1,7	2,3	4,0	0,9	0,12
Нижние горизонты (G и ВСА)																	
119	0,36	104	5,4	3,2	5,6	16	11,3	10,9	3,5	10	1,5	0,3	2,8	16,4	3,8	1,5	0,57
132	0,08	149	7,4	0,6	7,9	<0,5	1,8	10,2	9,5	242	<0,5	1,6	5,5	<0,5	2,1	0,2	0,36
82	0,27	197	4,3	5,9	11,4	11	7,7	7,8	6,4	125	2,2	2,9	4,8	14,8	4,7	1	<0,5

ния $Cv>200$.

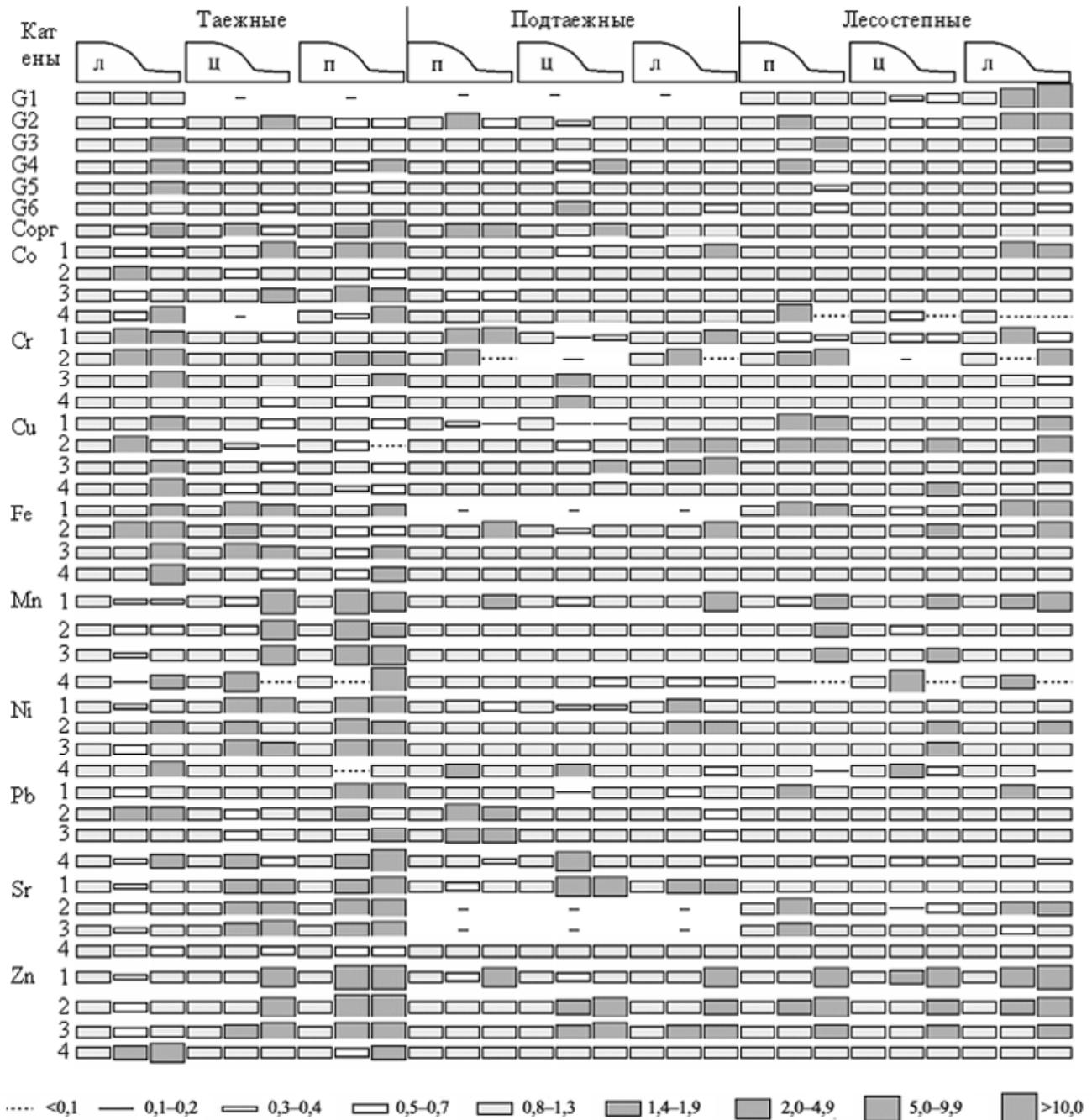


Рис. 5. Латеральное распределение гранулометрических фракций, $C_{орг}$ и форм металлов в гумусовом горизонте катен: л – левая, п – правая, ц – продольная. Прочерк – содержание ниже предела обнаружения. Формы металлов: 1 – обменная, 2 – органо-минеральная, 3 – сорбированная гидроксидами Fe и Mn, 4 – силикатная и общее содержание. Гранулометрические фракции G1–G6 см. табл. 1

Fig. 5. Spatial distribution of grain-size fractions, TOC and metal fractions in A-horizons of catenas: л – left, п – right, ц – longitudinal. Dash – content below detection limit. Metal fractions: 1 – exchangeable, 2 – complexed, 3 – bound to Fe and Mn hydroxides, 4 – siliceous and total content. Grain-size fractions G1–G6 see Table 1

ность содержания Mn и Ni ($C_v=57-111\%$ и $41-54\%$), по-видимому, типична для почв тайги Западной Сибири [Московченко, 2016]. Содержание подвижных форм варьирует сильнее, чем F_5 , что отмечали для дерново-подзолистых почв [Самонова с соавт., 1998; Самсонова, 2008; Семенков с соавт., 2016 и др].

Выводы:

– от дерново-подзолистых почв южной тайги к темно-серым подтайги и выщелоченным черноземам лесостепи из-за закрепления в гумусовых горизонтах при уменьшении интенсивности выноса наиболее подвижных соединений за пределы почвенного про-

филя увеличивается содержание обменных соединений Fe, Mn, Pb, Co, Ni и Sr и в меньшей степени Cu, Cr и Zn, а также комплексных Fe, Pb, Co, Ni и Cu;

– контрастность латеральной почвенно-геохимической структуры, оцениваемая разбросом значений коэффициентов L , уменьшается в ряду катен таежные–подтаежные–лесостепные за счет

сближения условий миграции в автономных и подчиненных ландшафтах микроарен;

– в подчиненных элементарных ландшафтах накапливаются обменные, комплексные и сорбированные соединения металлов на латеральном биогеохимическом барьере таежных, подтаежных и лесостепных катен.

Благодарности. Полевые исследования выполнены в рамках Программы Президиума РАН №4 (Проект 5.4), формы нахождения металлов определены и результаты обобщены в рамках проекта РФФ № 17-77-20072. Авторы благодарны Е.Ю. Зайцевой, Г.В. Клинок, А.О. Константинову, А.Г. Самулеенкову и А.И. Якушеву за помощь в сборе фактического материала и химико-аналитических работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авессаломова И.А.* Катенарная геохимическая организация таежных ландшафтов Восточно-Европейской равнины // Геохимия ландшафтов и география почв. 100 лет со дня рождения М.А. Глазвской. М.: АПР, 2012. С. 97–117.
- Айвазян А.Д.* Геохимические особенности флоры ландшафтов юго-западного Алтая. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. 155 с.
- Борисенко Е.Н.* Геохимия глеевого катагенеза в породах красноватой формации. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Глазвская М.А., Касимов Н.С.* Ландшафтно-геохимические основы фонового мониторинга природной среды // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1987. № 1. С. 11–16.
- Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.
- Ильин В.Б., Сысо А.И.* Почвенно-геохимические провинции в Обь-Иртышском междуречье: причины и следствия // Сибирский экологический журнал. 2001. № 2. С. 111–118.
- Ландшафтно-геохимические основы фонового мониторинга природной среды.* М.: Наука, 1989. 264 с.
- Микроэлементы в почвах СССР.* М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 252 с.
- Московченко Д.В.* Биогеохимические особенности почв бассейна реки Мессояха (Газовский район Ямало-Ненецкого автономного округа) // Вестн. Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2016. Т. 2. № 2. С. 8–21.
- Московченко Д.В.* Экогеохимия нефтегазодобывающих районов Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2013. 259 с.
- Нечаева Е.Г., Снытко В.А., Напрасникова Е.В. и др.* Индикационная роль долинных геосистем в ландшафтно-геохимической оценке // Известия РАН. Сер. Географическая. 2010. № 2. С. 90–99.
- Самонова О.А., Кошелева Н.Е., Касимов Н.С.* Ассоциации микроэлементов в профиле дерново-подзолистых почв южной тайги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 1998. № 2. С. 14–19.
- Самсонова В.П.* Пространственная изменчивость почвенных свойств на примере дерново-подзолистых почв. М.: ЛК, 2008. 160 с.
- Семенов И.Н., Касимов Н.С., Терская Е.В.* Латеральное распределение форм металлов в тундровых, таежных и лесостепных катенах Восточно-Европейской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2016. № 3. С. 29–39.
- Содержание и формы микроэлементов в почвах /* Под ред. Н.Г. Зырина. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 387 с.
- Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы.* Т. I. Биогеоценозы и их компоненты. Новосибирск: Наука, 1974. 307 с.
- Сысо А.И.* Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.
- Этюды по биогеохимии элементов-биофилов.* Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.
- Biryukova O.N., Orlov D.S.* Content and composition of humus in the main soil types of Russia // Eurasian Soil Science. 2004. V. 37. № 2. P. 143–158.
- Dubovik D.V., Dubovik E.V.* Heavy metals in ordinary chernozems on slopes of different gradients and aspects // Eurasian soil science. 2016. V. 49. № 1. P. 33–44.
- Fan T.-T., Wang Yu-J., Li Ch.-B., Zhou D.-M., Friedman S.P.* Effects of soil organic matter on sorption of metal ions on soil clay particles // Soil Science Society of America J. 2015. V. 79. P. 794–802.
- Geochemical atlas of Europe. Pt. 1. Background information, methodology and maps.* Espoo: Geol. Surv. of Finland, 2005. 526 p.
- Hu Z., Gao S.* Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update // Chem. Geol. 2008. V. 253. № 3–4. P. 205–221.
- Kabata-Pendias A.* Trace Elements in soils and plants. L.; N.Y.: CRC Press, 2011. 505 p.
- Motuzova G.V., Minkina T.M., Karpova E.A. et al.* Soil contamination with heavy metals as a potential and real risk to the environment // J. of Geochemical Exploration. 2014. V. 144. P. 241–246.
- Reimann C., Fabian K., Birke M. et al.* GEMAS: Establishing geochemical background and threshold for 53 chemical elements in European agricultural soil // Applied Geochemistry. 2018. V. 88. P. 302–318.
- Saby N.P.A., Thioulouse J., Jolivet C.C. et al.* Multivariate analysis of the spatial patterns of 8 trace elements using the French soil monitoring network data // Scie. of the Total Environment. 2009. V. 407. P. 5644–5652.
- Samonova O.A., Aseeva E.N., Kasimov N.S.* Metals in 1–0,25 mm grain-size fraction in the soils of the mixed forest zone of the Russian plain // J. of Geochemical Exploration. 2018. V. 184. P. 381–393.
- Shcheglov D.I., Gorbunova N.S., Semenova L.A., Khatuntseva O.A.* Microelements in soils of conjugated landscapes with different degrees of hydromorphism in the Kamennaya steppe // Eurasian Soil Science. 2013. V. 46. № 3. P. 254–261.
- Sipos P., Nemeth T., Mohai I., Dodony I.* Effect of soil composition on adsorption of lead as reflected by a study on a natural forest soil profile // Geoderma. 2005. V. 124. P. 363–374.
- Sipos P.* Distribution and sorption of potentially toxic metals in four forest soils from Hungary // Central European J. of Geosciences. 2009. V. 1–2. P. 183–192.
- Syso A.I., Sokolov V.A., Petukhov V.L. et al.* Ecological and Biogeochemical Evaluation of Elements Content in Soils and Fodder Grasses of the Agricultural Lands of Siberia // J. Pharm. Sci. & Res. 2017. V. 9. № 4. P. 368–374.

Поступила в редакцию 14.03.2018
После доработки 15.11.2018
Принята к публикации 21.02.2019

I.N. Semenov¹, N.S. Kasimov², E.V. Terskaya³

**LATERAL DIFFERENTIATION OF METAL FRACTIONS
IN LOAMY SOIL CATENAS OF THE CENTRAL PART
OF WESTERN SIBERIA PLAIN**

Lateral fractionation of Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr and Zn compounds (recovered by acetate ammonium buffer (AAc), AAc+1% EDTA and 1n HNO₃) in soils of loamy catenas was studied within three small catchments in the southern taiga, subboreal forests, and forest-steppe of Western Siberia. The total concentrations of Mn (mean value and standard deviation in the A-horizon of soils within the three catchments is 2442±3359 mg/kg), Sr (179±71), Co (20±10), Cu (42±18), Ni (48±35) and Pb (41±51) correspond to their background levels in soils of Western Siberia, while those of Fe (3,7±0,9%), Cr (170±34 mg/kg) and Zn (154±141 mg/kg) are higher because of their higher concentrations in parent material. The average content of exchangeable compounds of Fe, Cu, Pb, Co, Zn, Cr, Mn, Ni and Sr in top-soil and sub-soil horizons increases from taiga Luvisols and Gleysols to Phaeozems, Planosols and Chernozems of subboreal forests and forest-steppe. In the A-horizon of this series the content of complexed Cu, Co, Ni, Pb and Fe increases due to higher concentration of organic matter and that of Mn decreases, because it is intensively accumulated by tree vegetation. Specific zonal features of sorbed Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Sr, and Zn were not found.

The mobility of Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr, and Zn in O-layer decreases 2 to 3 times from Luvisols to Gleysols within taiga catenas in proportion to the amount of complexed compounds. In subboreal forest catenas with Phaeozems, it decreases with depth for Ni (40 to 15%), Pb (45–40), Cu (24–15), Co (15–11), and Fe (5–2); slightly varies for Mn and Zn (60 to 50% and 10 to 9%, respectively) and increases for Sr (10 to 14%) and Cr (5 to 7%). In Planosols, these tendencies are valid for Co, Cu, Fe, and Ni. In forest-steppe catenae with Chernozems, the mobility decreases with depth for Co, Mn (95–56%), Ni and Pb (60–25%) and increases for Sr (37–46%), varying slightly for Cu (40–50), Zn (10–13), Fe (7–8), and Cr (4). In Planosols, these trends are valid for Co, Mn, Ni, Pb, and Cr. The total frequency of lateral fractionation coefficient values corresponding to contrast accumulation and contrast scattering of elements in subordinate landscapes decreases from 35±14% in the taiga catchment to 15±4% and 13±7% in the subboreal forest and forest-steppe catchments respectively.

Key words: catena, mobility, Gleysols, Luvisols, Planosols, Phaeozems, Chernozems, heavy metals' migration, potentially toxic elements

Acknowledgements. Field research was carried out within the framework of the Program № 4 of the RAS Presidium (Project № 5.4). Determination of metal fractions and generalization of the results were financially supported by the Russian Science Foundation (project № 17-77-20072). The authors are grateful to G. Klink, A. Konstantinov, A. Samuleenkov, A. Yakushev and E. Zaitseva for their assistance in field studies and chemical-analytical work.

REFERENCES

- Ajvazjan A.D.* Geohimicheskie osobennosti flory landshaftov jugo-zapadnogo Altaja [Geochemical features of the flora in the landscapes of the south-western Altai Mountains]. MGU. Moscow. 1974. 155 p. (In Russian)
- Avessalomova I.A.* Katenarnaja geohimicheskaja organizacija taezhnyh landshaftov Vostochno-Evropejskoj ravniny [Catenary geochemical organization of taiga landscapes in the East European Plain], Geohimija landshaftov i geografija pochv. 100 let so dnja rozhdenija M.A. Glazovskoj. APR, Moscow, 2012. P. 97–117. (In Russian)
- Biryukova O.N., Orlov D.S.* Content and composition of humus in the main soil types of Russia // Eurasian Soil Science. 2004. V. 37. № 2. P. 143–158.
- Borisenko E.N.* Geohimija gleevogo katageneza v porodah krasnocvetnoj formacii [Geochemistry of the Gley Catagenesis of Red Rocks]. Moscow, Nauka, 1980. 164 p. (In Russian)
- Dubovik D.V., Dubovik E.V.* Heavy metals in ordinary chernozems on slopes of different gradients and aspects // Eurasian soil science. 2016. V. 49. № 1. P. 33–44.
- Fan T.-T., Wang Yu-J., Li Ch.-B., Zhou D.-M., Friedman S.P.* Effects of soil organic matter on sorption of metal ions on soil clay particles // Soil Science Society of America J. 2015. V. 79. P. 794–802.
- Geochemical atlas of Europe. Pt. 1. Background information, methodology and maps. Espoo: Geol. Surve. of Finland, 2005. 526 p.
- Glazovskaja M.A., Kasimov N.S.* Landshaftno-geohimicheskie osnovy fonovogo monitoringa prirodnoj sredy [Landscape-geochemical bases for background monitoring of the natural environment] // Vestnik Mosk. Un-ta. Serija 5: Geografija, 1987. № 1. P. 11–16. (In Russian)
- Grigor'ev N. A.* Raspredelenie himicheskikh jelementov v verhnej chasti kontinental'noj kory [Distribution of chemical

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Research Scientist, PhD. in Geography; *e-mail:* semenkov@geogr.msu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Head of the Department, Professor, full-member of the Russian Academy of Science, D.Sc. in Geography; *e-mail:* secretary@geogr.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Research Scientist; *e-mail:* elena_terskaya@mail.ru

elements in the upper part of the continental crust]. UrO RAN, Ekaterinburg, 2009. 382 p. (In Russian)

Hu Z., Gao S. Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update // *Chem. Geol.* 2008. V. 253. Iss. 3–4. P. 205–221.

Il'in V.B., Syso A.I. Pochvenno-geohimicheskie provincii v Ob'-Irtyskom mezhdurech'e: prichiny i sledstviya [Soil-geochemical provinces in the Ob-Irtys rivers interfluvium: causes and consequences] // *Sibirskij jekologicheskij zhurnal.* 2001. № 2. P. 111–118. (In Russian)

Jetjudy po biogeohimii jelementov-biofilov [Etudes on biogeochemistry of the biophile elements]. Nauka, Novosibirsk, 1977. 101 p. (In Russian)

Kabata-Pendias A. Trace Elements in soils and plants. L.; N.Y.: CRC Press, 2011, 505 p.

Landshaftno-geohimicheskie osnovy fonovogo monitoringa prirodnoj sredy [Landscape-geochemical bases of the background monitoring of the natural environment]. Nauka, Moscow, 1989. 264 p. (In Russian)

Mikrojelementy v pochvah SSSR [Trace elements in soils of the USSR]. MGU, Moscow, 1981. 252 p. (In Russian)

Moskovchenko D.V. Biogeohimicheskie osobennosti pochv bassejna reki Messojaha (Tazovskij rajon Jamalo-Neneckogo avtonomnogo okruga) [Biogeochemical properties of soils of the Messoyakha River basin (Tazovsky district of the Yamal-Nenets Autonomous Area)] // *Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta. Jekologija i prirodopol'zovanie,* 2016. V. 2, № 2. P. 8–21. (In Russian)

Moskovchenko D.V. Jekogeohimija neftegazodobyvajushchih rajonov Zapadnoj Sibiri [Ecogeochemistry of oil and gas producing regions of Western Siberia]. Geo, Novosibirsk, 2013. 259 s. (In Russian)

Motuzova G.V., Minkina T.M., Karpova E.A. et al. Soil contamination with heavy metals as a potential and real risk to the environment // *J. of Geochemical Exploration.* 2014. V. 144. P. 241–246.

Nechaeva E.G., Snytko V.A., Naprasnikova E.V. i dr. Indikacionnaja rol' dolinnyh geosistem v landshaftno-geohimicheskoj ocnke [Indication Model of the Valley Geosystems on the Landscape-Geochemical Evaluation of the Upper Near-Angara Region] // *Izvestija RAN. Ser. Geograficheskaja.* 2010. № 2. P. 90–99. (In Russian)

Reimann C., Fabian K., Birke M. et al. GEMAS: Establishing geochemical background and threshold for 53 chemical elements in European agricultural soil // *Applied Geochemistry.* 2018. V. 88. P. 302–318.

Saby N.P.A., Thioulouse J., Jolivet C.C. et al. Multivariate analysis of the spatial patterns of 8 trace elements using the French

soil monitoring network data // *Scie. of the Total Environment.* 2009. V. 407. P. 5644–5652.

Samonova O.A., Aseeva E.N., Kasimov N.S. Metals in 1–0,25 mm grain-size fraction in the soils of the mixed forest zone of the Russian plain // *J. of Geochemical Exploration.* 2018. V. 184. P. 381–393.

Samonova O.A., Kosheleva N.E., Kasimov N.S. Associacii mikrojelementov v profile dervno-podzolistyh pochv juzhnoj tajgi [Associations of microelements in the profile of soddy-podzolic soils of the southern taiga] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Serija 17. Pochvovedenie.* 1998. № 2. P. 14–19. (In Russian)

Samsonova V.P. Prostranstvennaja izmenchivost' pochvennyh svojstv na primere dervno-podzolistyh pochv [Spatial variability of soil conditions by the example of soddy-podzolic soils]. LK. Moscow, 2008. 160 p. (In Russian)

Semenkov I.N., Kasimov N.S., Terskaja E.V. Lateral'noe raspredelenie form metallov v tundrovyh, taezhnyh i lesostepnyh katenah Vostochno-Evropskoj ravniny [Lateral distribution of metal forms in tundra, taiga and forest-steppe catenas of the East European Plain] // *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografija.* 2016. № 3. P. 29–39. (In Russian)

Shcheglov D.I., Gorbunova N.S., Semenova L.A., Khatuntseva O.A. Microelements in soils of conjugated landscapes with different degrees of hydromorphism in the Kamennaya steppe // *Eurasian Soil Science.* 2013. V. 46. № 3. P. 254–261.

Sipos P. Distribution and sorption of potentially toxic metals in four forest soils from Hungary // *Central European J. of Geosciences.* 2009. V. 1–2. P. 183–192.

Sipos P., Nemeth T., Mohai I., Dodony I. Effect of soil composition on adsorption of lead as reflected by a study on a natural forest soil profile // *Geoderma.* 2005. V. 124. P. 363–374.

Soderzhanie i formy mikrojelementov v pochvah [Concentrations and forms of microelements in soils] / Ed.: N.G. Zyrin MGU, Moscow, 1979. 387 p. (In Russian)

Struktura, funkcionirovanie i jevoljucija sistemy biogeocenzov Baraby. V I. Biogeocenozy i ih komponenty [Structure, functioning and evolution of the Baraba biogeocenosis system. V. I. Biogeocenoses and their components]. Nauka, Novosibirsk, 1974. 307 p. (In Russian)

Syso A.I. Zakonomernosti raspredeleniya himicheskikh elementov v pochvoobrazuyushchih porodah i pochvah Zapadnoj Sibiri [Regularities of distribution of chemical elements in soil-forming rocks and soils of Western Siberia]. SO RAS, Novosibirsk, 2007. 277 p. (In Russian)

Syso A.I., Sokolov V.A., Petukhov V.L. et al. Ecological and Biogeochemical Evaluation of Elements Content in Soils and Fodder Grasses of the Agricultural Lands of Siberia // *J. Pharm. Sci. & Res.* 2017. V. 9. № 4. 2017. P. 368–374.

Received 14.03.2018

Revised 15.11.2018

Accepted 21.02.2019

УДК 631.4: 911.2

Е.А. Левченко¹, Н.И. Лозбенев², Д.Н. Козлов³

ДИАГНОСТИКА ВНУТРИЛАНДШАФТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГИДРОМОРФИЗМА ПОЧВ ЛЕСОСТЕПИ ВОРОНО-ЦНИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Рассматриваются методы ландшафтной индикации водного режима почв лесостепной зоны. Мощный гумусовый горизонт, карбонаты средней и нижней части профиля затрудняют морфологическую диагностику поверхностного и грунтового переувлажнения черноземных почв, что требует использования аналитических показателей. В условиях застойно-промывного водного режима глееобразование вызывает активный вынос большинства металлов. Как следствие – уменьшается доля гумусовых кислот фракции II, связанных с кальцием, относительно гумусовых кислот, извлекаемых щелочью без декальцирования (фракции I). Соотношение оптических плотностей вытяжек гумусовых кислот фракций I и II из мелкозема пахотного горизонта использовано Л.В. Степановой при расчете коэффициента степени гидроморфизма (K_{I-II}) почв севера Тамбовской равнины.

Диагностические возможности K_{I-II} исследованы в условиях Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности как по отношению к почвам возрастающей степени переувлажнения, так и относительно топографических факторов дифференциации поверхностного стока. Экспериментальные значения K_{I-II} статистически достоверно увеличиваются в ряду почв с морфологическими признаками возрастающего переувлажнения как атмосферного (луговато-черноземные – серые лесные поверхностно-глееватые), так и смешанного (лугово-черноземные – луговые – влажнолуговые) питания. В условиях однородности почвообразующих пород внутриландшафтная дифференциация поверхностного стока может быть описана моделью множественной регрессии от четырех морфометрических характеристик рельефа: глубины замкнутых понижений, топографического индекса влажности, топографического фактора эрозионной активности стока и абсолютной высоты. Модель позволила объяснить 87% пространственного варьирования K_{I-II} и построить прогнозную карту этого показателя для трех ключевых участков Вороно-Цнинского междуречья, контрастных по условиям увлажнения. На основе прогнозной карты K_{I-II} выявлены ареалы почв возрастающей продолжительности переувлажнения пахотного горизонта. Почвы с самым продолжительным сезонным переувлажнением до двух и более месяцев, занимая не более 2% площади, определяют высокую контрастность почвенного покрова недренлируемых и замедленно дренируемых междуречий лесостепи.

Ключевые слова: черноземы, почвенно-ландшафтные связи, коэффициент степени гидроморфизма, водный режим почв, структурно-функциональная организация почвенного покрова

Введение. Климатические условия лесостепи с благоприятным водно-воздушным и термическим режимами гумификации растительных остатков способствуют формированию самых плодородных почв среди всех природных зон суши. Однако разнообразие эдафических условий определяет широкое варьирование режимов увлажнения и аэрации почв и, как следствие, – значительное различие параметров биологического круговорота и почвообразования как природных геосистем, так и агроценозов лесостепной зоны.

Вместе с тем, изучение внутриландшафтного перераспределения влаги как важнейшего механизма дифференциации эдафических и агроэкологических условий лесостепной зоны, сопряжено с рядом проблем. Главная из них – ограниченные возможности организации долговременных инструментальных наблюдений за сезонной и многолетней измен-

чивостью водного режима элементарных геосистем, а также процессами миграции влаги в зависимости от совокупности топографических и литологических факторов [Водный баланс ..., 1974; Базыкина, 2010]. Несмотря на общий прогресс в развитии прямых методов мониторинга водного режима [Beff et al., 2013] и средств имитационного моделирования поверхностного и внутрипочвенного стока [Golden et al., 2014], комплексные ландшафтно-гидрологические исследования на лесостепных стационарах в настоящее время не ведутся.

Альтернативный подход связан с использованием косвенных методов ландшафтной индикации почв возрастающего увлажнения с непромывным, промывным, застойно-промывным, десуктивно-выпотным типами водных режимов. В условиях сплошной распашки лесостепных междуречий возможности фитоиндикации сильно ограничены, что

¹ Почвенный институт им. В.В. Докучаева, отдел агроэкологической оценки почв и проектирования агроландшафтов, мл. науч. с.; e-mail: novichkova.ea@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, магистрант. Почвенный институт им. В.В. Докучаева, отдел агроэкологической оценки почв и проектирования агроландшафтов, инженер; e-mail: nlozbennev@mail.ru

³ Почвенный институт им. В.В. Докучаева, зам. дир., канд. геогр. н.; e-mail: daniilkozlov@gmail.com

определяет ведущую роль почвы при изучении закономерностей внутриландшафтного перераспределения влаги [Воробьева, 2013]. Однако морфологическая диагностика водного режима почв черноземного ряда сопряжена со сложностью фиксации признаков переувлажнения на фоне мощного гумусового горизонта и карбонатов срединного горизонта [Зайдельман с соавт., 2013; Левченко с соавт., 2017; Thompson, Bell, 2001].

Проблема полевой диагностики переувлажненных почв черноземного ряда и особенностей их водного режима определяет необходимость подкрепления морфологической диагностики почв лесостепной зоны аналитическими данными. Для этих целей предлагались различные показатели, основанные на соотношении аморфных и валовых соединений железа [Schwertmann, 1988; Водяницкий, 2007], содержании железа и марганца в составе ортштейнов [Зайдельман, Оглезнев, 1971], фракционном составе гумуса [Зайдельман, 1992]. Исходно эти показатели разработаны для почв таежно-лесной зоны и каждый из них обладает теми или иными ограничениями, что сужает возможности их использования при диагностике водного режима и степени переувлажнения почв лесостепной зоны [Зайдельман, 2004; Степанцова, 2012; Зайдельман с соавт., 2012].

В поиске информативного показателя количественной диагностики переувлажненных почв черноземной зоны Л.В. Степанцовой был предложен коэффициент степени гидроморфизма (K_{I-II}), основанный на соотношении оптических плотностей вытяжек гумусовых кислот фракций I и II из пахотного горизонта [Степанцова, Красин, 2011; Зайдельман с соавт., 2012]. Периодическое поверхностное заболачивание способствует выносу кальция из почвенно-поглощающего комплекса и увеличению доли фракции I, извлекаемой щелочью без декальцирования. В почвах с застойно-промывным водным режимом значения K_{I-II} увеличиваются пропорционально продолжительности избыточного увлажнения.

Принципиальная возможность использования K_{I-II} показана при диагностике продолжительности весеннего переувлажнения и степени гидроморфизма черноземовидных почв севера Тамбовской равнины [Зайдельман с соавт., 2012], для диагностики почв грунтового увлажнения и глубины залегания минерализованных грунтовых вод [Степанцова, Красин, 2011], для оценки эколого-гидрологического режима почв лесостепи и степени деградации органического вещества [Степанцова с соавт., 2015]. Данный показатель может использоваться для пахотных почв, поскольку агротехнические приемы обработки почвы и внесение минеральных и органо-минеральных удобрений практически не влияют на оптическую плотность гумусовых кислот [Зайдельман с соавт., 2013].

Потенциальная информативность K_{I-II} при оценке длительности периода с влажностью пахотного горизонта больше предельной полевой влагоемкости [Романова, 2015], а также относительная про-

стога его аналитического определения, послужили основанием для использования K_{I-II} в качестве диагностического показателя водного режима при картографировании почвенного покрова лесостепи Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности Тамбовской области. Продолжительность сезонного переувлажнения пахотного горизонта рассматривается нами одновременно и как результат перераспределения стока по элементам мезо- и микрорельефа и как фактор вертикальной дифференциации почвенного профиля совокупностью элементарных почвенных процессов, связанных с особенностями водного режима. Подобная двойственная интерпретация пространственной изменчивости значений K_{I-II} позволила в картографической форме выразить закономерности водно-миграционной дифференциации эдафических и агроэкологических условий лесостепной зоны.

Последовательно решались задачи: 1) установить характерные значения K_{I-II} почв возрастающего ряда поверхностного и поверхностно-грунтового увлажнения, 2) определить роль топографического фактора перераспределения поверхностного стока в изменчивости значений K_{I-II} , 3) построить прогнозную карту K_{I-II} в зависимости от топографических особенностей, 4) выявить ареалы почв возрастающей продолжительности переувлажнения.

Материал и методы исследований. Слабопересеченный рельеф Вороно-Цнинского междуречья (рис. 1) и породы с низкой фильтрационной способностью определили условия затрудненного поверхностного и внутрпочвенного стока и, как следствие, распространение полугидроморфных и гидроморфных почв черноземного ряда [Левченко с соавт., 2017]. В условиях пространственной однородности тяжелосуглинистых и глинистых пород разнообразие почв обусловлено спецификой водного режима, зависящего от соотношения поверхностного и почвенно-грунтового увлажнения различных элементов мезо- и микрорельефа. Сопряженность почв с особенностями рельефа исследована на трех ключевых участках общей площадью 390 га, контрастных по условиям увлажнения.

Первый ключевой участок (рис. 1, А, рис. 2, А) расположен в пределах недrenированного междуречья (общий уклон до 2°), осложненного многочисленными западинами и слабо развитой сетью ложбин. Крайне замедленное поверхностное и внутрпочвенное перераспределение атмосферных осадков определяет формирование постоянной верховодки. Пресные почвенно-грунтовые воды гидрокарбонатно-кальциевого состава залегают на глубине от 1,5 до 3 м. В замкнутых понижениях поверхностный застой влаги может наблюдаться до двух и более месяцев. В составе почвенного покрова недrenированного междуречья преобладают лугово-черноземные почвы. На их фоне по западинам и ложбинам располагаются пятна луговых выщелоченных и влажнолуговых осолоделых почв разной степени оглеения. Единично по днищам ложбин встречаются луговые омергелеванные почвы.

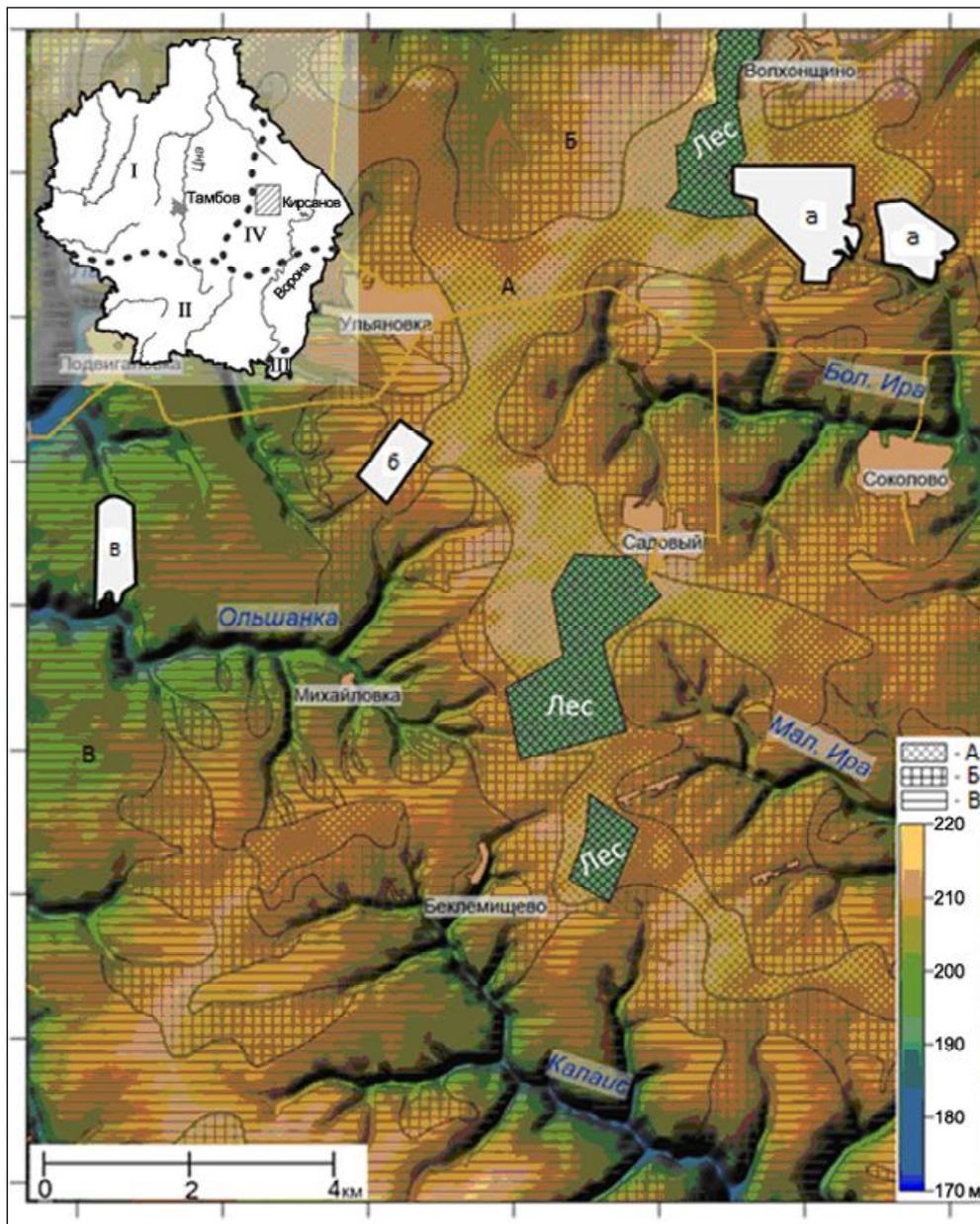


Рис. 1. Положение района исследования в системе физико-географического районирования Тамбовской области (I – северная лесостепь, II – типичная лесостепь, III – южная лесостепь Окско-Донской низменности, IV – северная лесостепь Приволжской возвышенности) и ключевых участков детальной почвенно-топографической съемки в структуре Вороно-Цнинского междуречья: А – недrenируемого (ключ а), Б – замедленно дренируемого (ключ б), В – дренируемого (ключ в)

Fig. 1. Location of the study area within the system of geographic zoning of Tambov Oblast (I – northern forest steppe, II – typical forest steppe, III – southern forest steppe of Oka-Don Lowland; IV – northern forest steppe of Volga Upland) and the key plots location of the detail soil and topographic survey within the structure of Vorona and Tsna interfluvium: A – nondrained interfluvium (key plot a), B – slowly drained interfluvium (key plot б), B – drained interfluvium (key plot в)

Второй ключевой участок приурочен к слабо-наклонным равнинам, замедленно дренируемым верховьями эрозионной сети (рис. 1, Б, рис. 2, Б). Верховодка имеет сезонный характер, грунтовые воды залегают глубже 4 м. В водосборных понижениях и ложбинах весеннее переувлажнение сохраняется до одного месяца. На фоне луговато-черноземных обычных почв в условиях выраженного застойно-промывного водного режима возрастающей интенсивности формируются луговато-черноземные выщелоченные, луговато-черноземные

оподзоленные и серые лесные поверхностно-глееватые почвы.

Третий ключевой участок заложен в пределах слабо-наклонных и пологих равнин, расчлененных густой сетью ложбин, балок и долин малых рек, уровень грунтовых вод глубже 6 м (рис. 1, В, рис. 2, В). Тем не менее, вследствие замедленного внутрипочвенного стока, здесь повсеместно распространены луговато-черноземные почвы с признаками сезонного переувлажнения срединного горизонта. В отдельных водосборных понижениях при дополнитель-

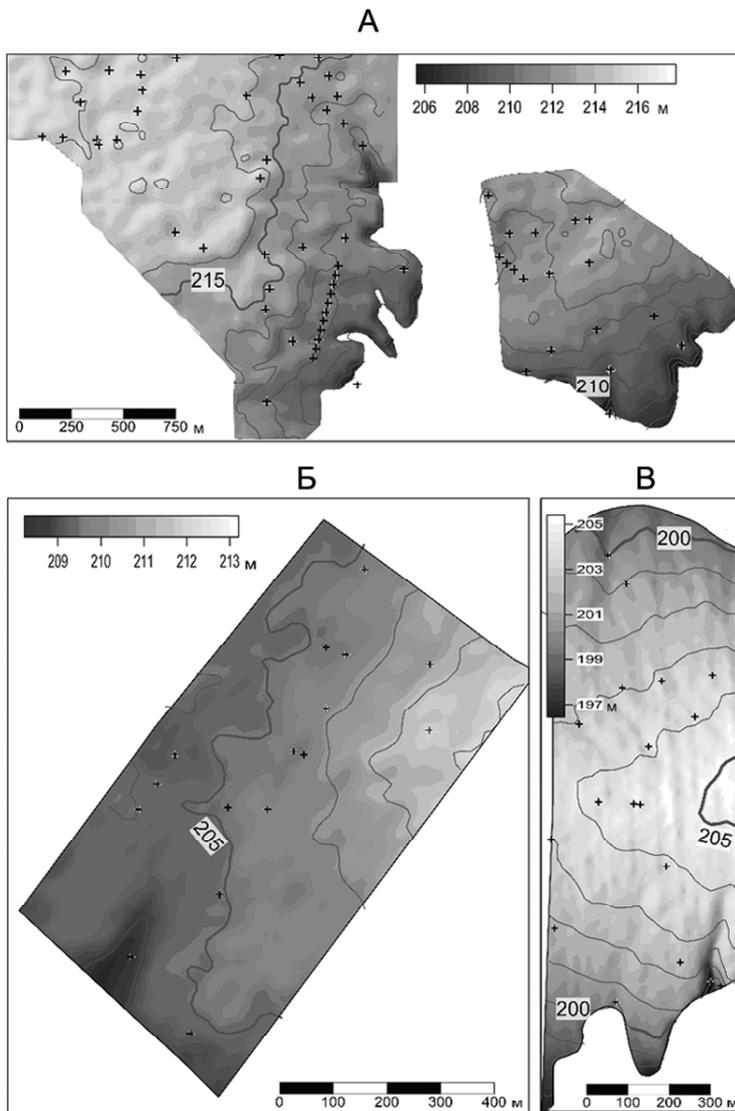


Рис. 2. Положение точек почвенного обследования относительно рельефа ключевых участков Вороно-Цнинского междуречья: А – недrenируемого, Б – замедленно дренируемого, В – дренируемого. Значком + показаны точки почвенного обследования

Fig. 2. Location of soil survey points in relation to topography of the key plots within the Vorona and Tsna rivers interfluve: А – non-drained, Б – slowly drained, В – drained. Symbol+indicates soil survey points

ном натечном увлажнении формируются луговато-черноземные выщелоченные и оподзоленные почвы. Вдоль коротких прибалочных склонов крутизной до 5° чередуются слабо-, среднесмытые, смыто-намытые и намытые луговато-черноземные почвы.

Разнообразие почв и их сопряженность с условиями мезо- и микрорельефа охарактеризовано в 27 разрезах и 114 скважинах с морфологической и аналитической характеристикой почв (рис. 2). Опробование проводилось в 2014–2015 гг. при атмосферном увлажнении ниже среднемноголетней нормы. Топографические особенности ключевых участков установлены с помощью детальной геодезической съемки средствами дифференцированной системы спутникового позиционирования GNSS STONEX S9III+ с точностью 1 см для плановых и высотных

координат. В программе SAGA построены цифровые модели рельефа с размером ячейки 20×20 м и рассчитано порядка 20 морфометрических величин [Shary et al., 2002; Florinsky, 2016], описывающих разнообразие форм рельефа как фактора дифференциации водных потоков.

Определение K_{I-II} для 106 образцов из пахотного горизонта выполнено по методике Л.В. Степанцовой [2012]. Систематические различия экспериментальных значений K_{I-II} между таксонами почв на уровне рода (табл. 1) оценены с помощью непараметрического теста с поправкой на множественные сравнения [Gao et al., 2008]. Пороговые значения K_{I-II} для групп почв возрастающей степени увлажнения определены на основе сравнения их плотностей распределения K_{I-II} (рис. 3, Б). Лугово-черноземные омергелеванные почвы не включены в анализ из-за недостаточного количества точек их опробования.

Сопряженность пространственного варьирования K_{I-II} с топографическими факторами перераспределения поверхностного стока оценена средствами пошагового регрессионного анализа [Пузаченко, 2004]. С его помощью отобраны наиболее значимые морфометрические характеристики земной поверхности и определен их индивидуальный и совокупный вклады в объяснение пространственной изменчивости K_{I-II} (табл. 2, рис. 4). Регрессионная зависимость использована для прогноза значений K_{I-II} в каждой ячейке цифровой модели рельефа ключевых участков. На последнем этапе выполнена группировка ячеек по установленным пороговым значениям K_{I-II} почвенных таксонов (рис. 5). Тем самым получены карты ареалов почв возрастающей продолжительности перувлажнения пахотного горизонта, как результата перераспределения поверхностного стока по элементам рельефа.

Результаты исследований и их обсуждение. По результатам лабораторных анализов значения K_{I-II} увеличиваются в ряду почв возрастающего поверхностного и смешанного увлажнения (рис. 3, А), достигая максимальных значений у серых лесных поверхностно-глееватых почв днищ западин ($K_{I-II}=7,1-10,9$). Минимальные значения K_{I-II} (менее 1) установлены для эродированных почв прибалочных склонов. Наиболее распространены почвы с значениями K_{I-II} от 1 до 3 (луговато-черноземные обычные и выщелоченные почвы, лугово-черноземные обычные и луговые выщелоченные). При уровне значимости 0,05 непараметрический тест суммы рангов (табл. 1) не выявил систематических различий K_{I-II} некоторых пар почв поверхностного и смешанного увлажнения. Почвы с общим диапазоном значений K_{I-II} объединены в

Таблица 1

Непараметрический тест различий K_{I-II} родов почв с поправкой на множественные сравнения

Почвы*	Интервал K_{I-II} **	Число точек в выборке	Почвы							
			Чл1э	Чл1	Чл1в	Чл1о	СЛ	Чл2	Лчв	
Чл1э	0,4±0,3	13	–							
Чл1	1,5±0,5	16	0,000	–						
Чл1в	2,2±0,4	13	0,000	0,001	–					
Чл1о	3,4±0,4	9	0,000	0,000	0,000	–				
СЛ	9,0±1,9	5	0,000	0,000	0,000	0,002	–			
Чл2	1,7±0,4	19	0,000	0,281	0,003	0,000	0,000	–		
Лчв	2,3±0,7	17	0,000	0,003	0,916	0,000	0,000	0,006	–	
Влос	3,1±1,2	10	0,000	0,000	0,000	0,000	0,162	0,000	0,000	–

Примечание. Серым цветом показаны данные с недостоверными различиями при уровне значимости 0,05.

*Почвы поверхностного увлажнения: Чл1э – лугово-черноземная эродированная; Чл1 – лугово-черноземная; Чл1в – лугово-черноземная выщелоченная; Чл1о – лугово-черноземная оподзоленная; СЛ – серая лесная поверхностно-глееватая. Почвы смешанного (поверхностного и почвенно-грунтового) увлажнения: Чл2 – лугово-черноземная; Лчв – луговая выщелоченная; Влос – влажнолуговая осолоделая.

** Среднее арифметическое значений K_{I-II} ± стандартное отклонение.

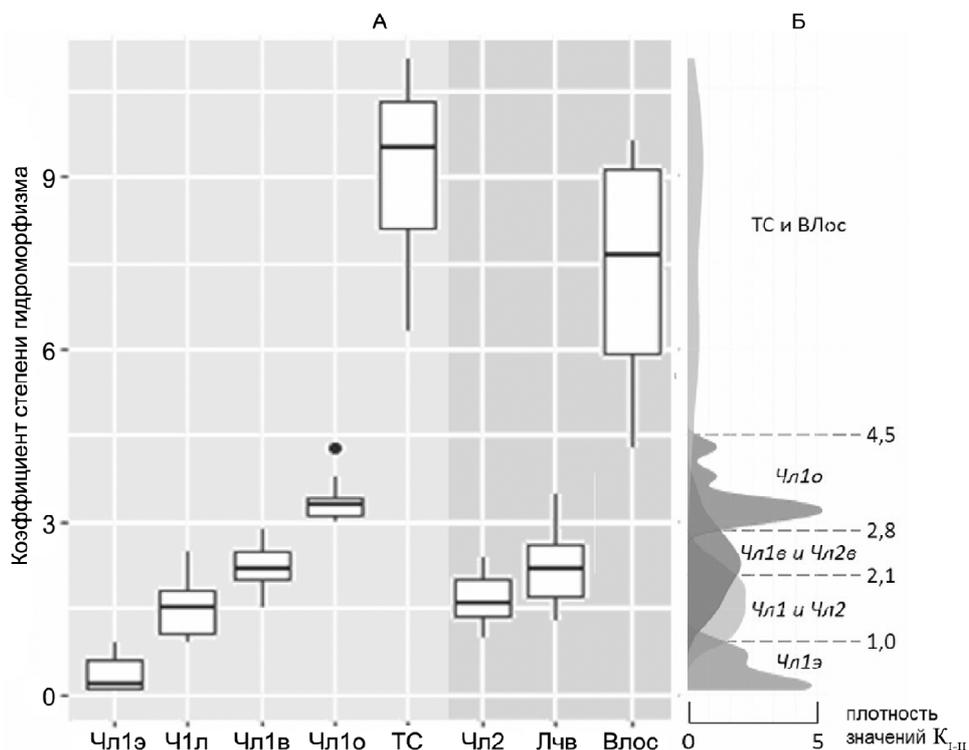


Рис. 3. Сравнение значений K_{I-II} почв Вороно-Цнинского междуречья возрастающего ряда гидроморфизма (табл. 1): А – медиана, нижний и верхний кватили, минимальное и максимальное значение выборки K_{I-II} для родов почв поверхностного увлажнения: лугово-черноземных эродированных (Чл1э); лугово-черноземных обычных (Чл1); лугово-черноземных выщелоченных (Чл1в); лугово-черноземных оподзоленных (Чл1о); СЛ – серых лесных поверхностно-глееватых; поверхностного и почвенно-грунтового увлажнения: лугово-черноземных обычных (Чл2); луговых выщелоченных (Лчв); влажнолуговых осолоделых (Влос); Б – кривые распределения K_{I-II} достоверно различающихся групп почв (СЛ и Влос; Чл1о; Чл1в и Чл2в; Чл1 и Чл2; Чл1э)

Fig. 3 The mean K_{I-II} values for soils of increasing range of hydromorphism on Vorona and Tsna interflue (Table 1): А – median, lower and upper quartiles, minimum and maximum value of the K_{I-II} sample for the soil subtypes of different humidification degree: meadow chernozem eroded soil (Чл1э); meadow chernozem soil (Чл1); meadow chernozem leached soil (Чл1в); meadow chernozem podzolized soil (Чл1о); dark gray forest surface gleied soil (СЛ); meadow chernozemic soil (Чл2); meadow leached soil (Лчв); moist meadow solodic soil (Влос); Б – for statistically different soil groups (СЛ and Влос; Чл1о; Чл1в and Чл2в; Чл1 and Чл2; Чл1э)

Таблица 2

Результаты регрессионного анализа зависимости значений K_{I-II} от свойств рельефа

Морфометрическая величина и диапазон ее значений	Коэффициент чувствительности (beta)		Коэффициент регрессии		Уровень значимости
	значение	ст. ошибка	значение	ст. ошибка	
Глубина замкнутых понижений ($CDep$, 0–0,37 м)	0,69	0,05	16,2	1,09	0,00
Топографический индекс влажности (TWI , 4,9–17)	0,3	0,05	0,27	0,04	0,00
Эрозионная энергия потока (LS фактор, 0–1,9)	-0,14	0,05	-1,98	0,59	0,00
Абсолютная высота (H , 196–218 м)	0,11	0,05	0,05	0,02	0,02

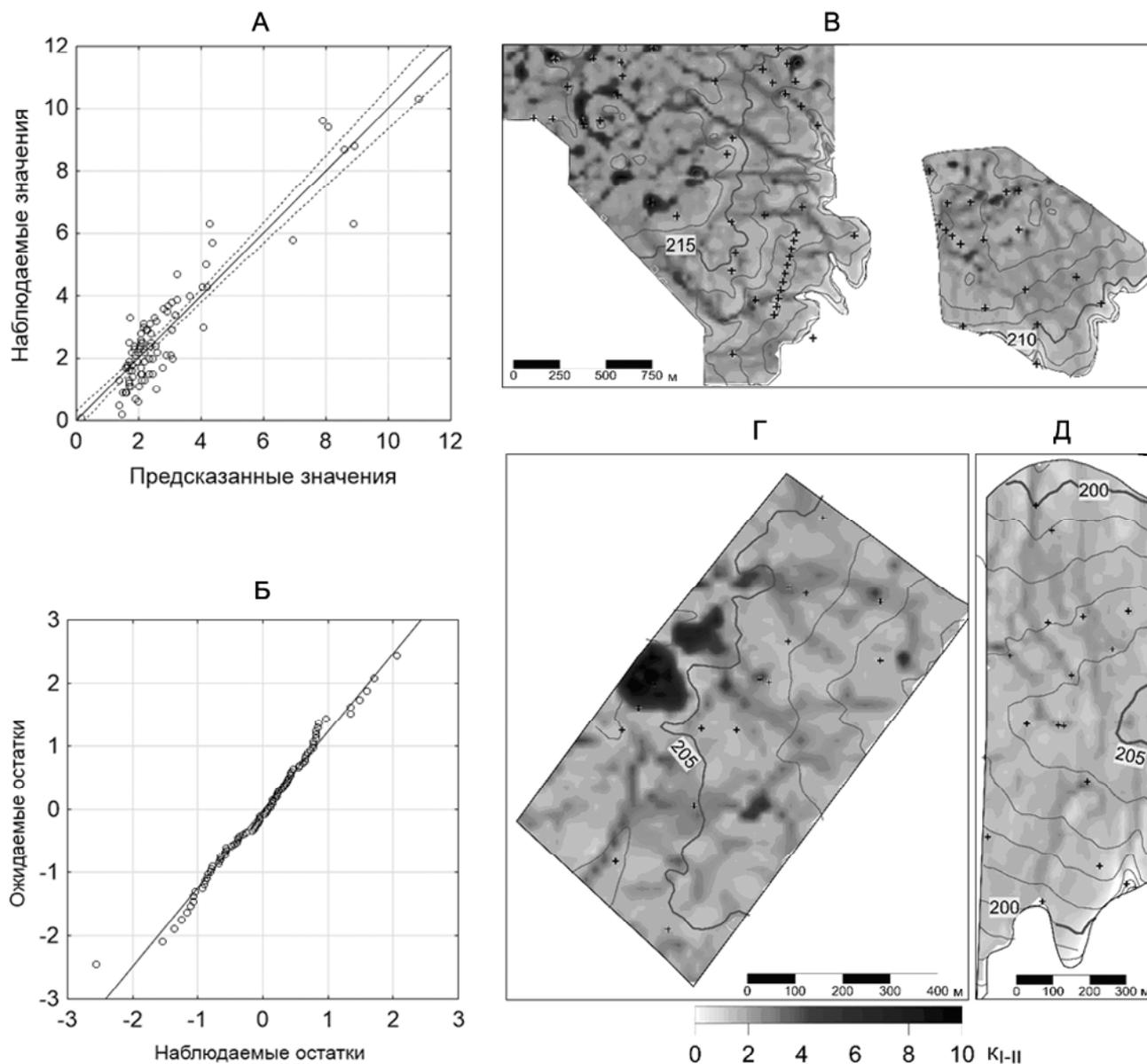


Рис. 4. Регрессионная модель зависимости пространственной изменчивости K_{I-II} от морфометрических величин рельефа (табл. 2): А – соответствие экспериментальных и модельных значений ($R^2=0,87$ ст. ошибка 0,79), Б – сравнение распределения остатков регрессионной модели с нормальным законом; прогнозные карты K_{I-II} для трех ключевых участков Вороно-Цнинского междуречья: В – недренируемого, Г – замедленно дренируемого, Д – дренируемого

Fig. 4. The regression model of K_{I-II} spatial variability in relation to the morphometric values (Table 2): А – correspondence of the experimental and model values ($R^2=0,87$ st. error 0,79), Б – comparison of residuals distribution of the regression model and the normal distribution; K_{I-II} prognostic maps for three key plots on the Vorona and Tsna rivers interfluvium: В – non-drained, Г – slowly drained, Д – drained

группы (рис. 3, Б): луговато-черноземные обычные и лугово-черноземные обычные почвы ($K_{I-II}=1,0-2,1$), лугово-черноземные выщелоченные и луговые выщелоченные ($K_{I-II}=2,1-2,8$), серые лесные поверхностно-глеватые атмосферного увлажнения и влажнолуговые почвы смешанного увлажнения ($K_{I-II}>4,5$). Перечисленные пары почв формируются в схожих элементах микрорельефа с одинаковыми условиями поверхностного, но с различными условиями почвенно-грунтового увлажнения [Левченко с соавт., 2017]. При этом различия K_{I-II} достоверны между почвами возрастающего поверхностного увлажнения (от микроводоразделов к днищам ложбин и замкнутых понижений), независимо от их типа увлажнения – поверхностного или смешанного (табл. 1).

Ведущее значение рельефа в дифференциации K_{I-II} как показателя продолжительности переувлажнения пахотного горизонта почв, подтверждается высокой степенью сопряженности пространственно варьирования значений K_{I-II} и морфометрических величин (табл. 2, рис. 4, А–Б). Линейный пошаговый регрессионный анализ позволил отобрать четыре морфометрические величины, в совокупности, объясняющие 87% изменчивости показателя K_{I-II} . Регрессионная модель имеет вид:

$$K_{I-II} = -10,4 + 0,05H + 16,2CDep + 0,27TWI - 1,9LS \text{ фактор} \pm 0,79,$$

где H – абсолютная высота (м), $CDep$ – глубина замкнутых понижений (см), TWI – топографический индекс влажности, LS фактор – топографический фактор эрозионной активности поверхностного стока. Коэффициент детерминации модели $R^2 = 87\%$, стандартная ошибка – 0,79. Распределение остатков регрессионной модели подчинено нормальному закону с уровнем значимости 0,05 (рис. 4, Б).

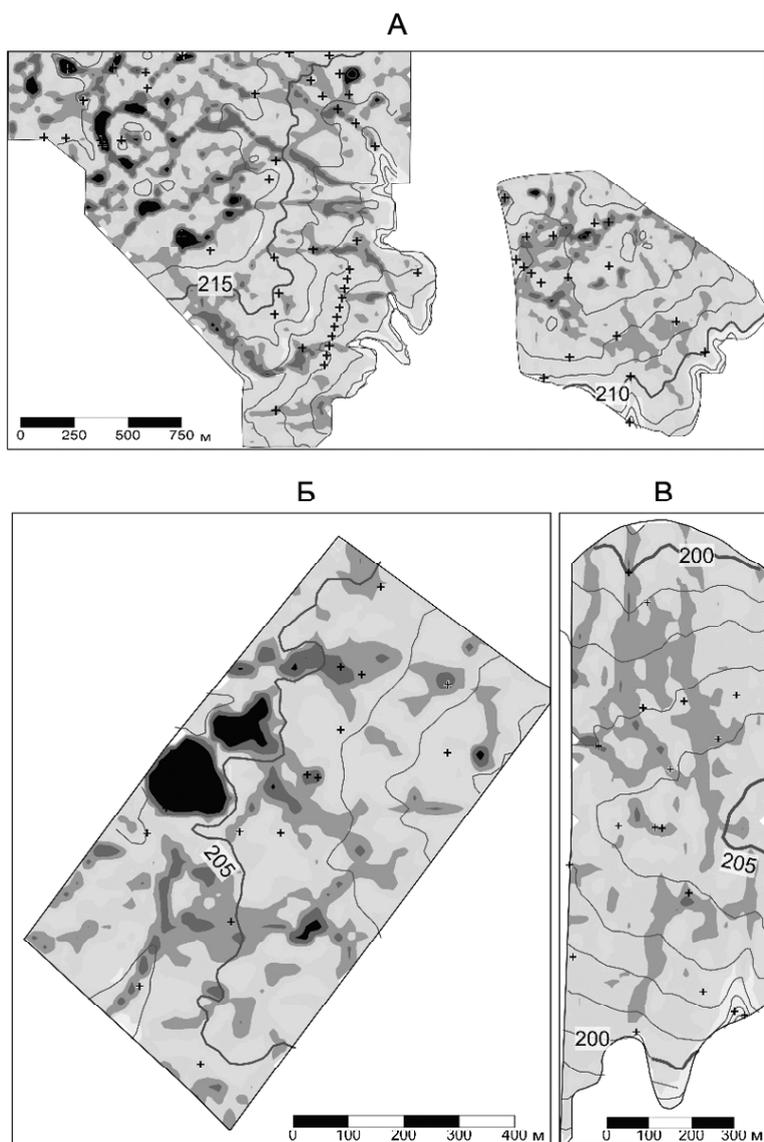
Каждая морфометрическая величина описывает один из механизмов перераспределения влаги. Глубина замкнутых понижений ($CDep$) локализуют днища западин с максимальной продолжительностью переувлажнения и затопления почв в условиях ограниченного стока (K_{I-II} более 4,5). Топографический индекс влажности (TWI , вычисляется как логарифм отношения водосборной площади и крутизны) описывает миграцию влаги между микроводоразделами и ложбинами (K_{I-II} от 1 до 4,5). Высокие значения фактора эрозионной активности (LS фактор, рассчитывается как соотношение крутизны и длины линии тока) в пределах прибалочных склонов объясняют положение смытых почв с самыми низкими значениями K_{I-II} (менее 1). При сочетании эрозии и регулярной вспашки соотношение фракций гумусовых кислот пахотного горизонта смещается в пользу фракции I за счет подпахивания карбонатного горизонта. Абсолютная высота (H) в регрессионном уравнении косвенно характеризует влияние глубины почвенно-грунтовых вод на продолжительность переувлажнения пахотного горизонта. При прочих равных условиях переувлажнение пахотного горизонта длительнее у луговых почв не дренируемых вершинных поверх-

ностей междуречья (H более 213 м) с грунтовыми водами в пределах почвенного профиля. В целом, возрастающий ряд значений K_{I-II} соответствует большей продолжительности поверхностного переувлажнения по мере увеличения водосборной площади в условиях ограниченного стока.

На основе модели рассчитаны значения K_{I-II} почв для каждого элемента цифровой модели рельефа трех ключевых участков (рис. 4, В–Д). Полученные карты демонстрируют значительную неоднородность соотношения оптических плотностей вытяжек гумусовых кислот фракций I и II мелкозема пахотного горизонта. Низкое содержание соединений гумусовых кислот фракции II особенно выражено в пределах не дренируемых (рис. 4, В) и замедленно дренируемых (рис. 4, Г) частей междуречья. Прежде всего это западины, в днищах которых значения K_{I-II} пахотного горизонта больше 4,5, а также днища ($K_{I-II}=3,0-4,0$) и нижние части склонов ($K_{I-II}=2,0-3,0$) ложбинообразных понижений. Минимальные различия K_{I-II} характерны для дренируемых участков междуречья (рис. 4, Д). K_{I-II} изменяется от 0,5 на прибалочных склонах, до 2 в днищах ложбин. У всех ключевых участков значения показателя в почвах автономных позиций микрорельефа не превышают двух.

Диапазон прогнозных значений K_{I-II} разбит на градации, соответствующие группам почв различной продолжительности поверхностного переувлажнения (табл. 1, рис. 3, Б). Для каждой градации оценочно указана длительность периода с влажностью пахотного горизонта больше предельной полевой влагоемкости с учетом данных, полученных ранее для черноземовидных почв севера Тамбовской низменности [Зайдельман с соавт., 2013, стр. 180]. Согласно карте (рис. 5), максимальный ареал (62%) имеют луговато- и лугово-черноземные обычные почвы ($K_{I-II}=1,0-2,1$) с продолжительностью переувлажнения пахотного горизонта до двух недель. Второй по площади ареал (28%) – луговато-черноземных выщелоченных и луговых выщелоченных почв ($K_{I-II}=2,1-2,8$) с продолжительностью переувлажнения от двух недель до одного месяца. Оставшиеся три ареала почв в сумме занимают 10% площади ключевых участков. В порядке убывания площади: луговато-черноземные оподзоленные ($K_{I-II}=2,8-4,5$) с продолжительностью переувлажнения от 1 до 2 месяцев (5%); луговато-черноземные эродированные ($K_{I-II}<1,0$) без переувлажнения пахотного горизонта (4%) и влажнолуговые и серые лесные поверхностно-глеватые ($K_{I-II}>4,5$) с переувлажнением до 2 и более месяцев (1%).

Несмотря на невысокую суммарную площадь, именно участие почв последней категории в составе округло-пятнистых и пятнисто-кольцевых почвенных комбинаций (рис. 5, А) определяет контрастность почвенного покрова лесостепной зоны [Ахтырцев с соавт., 1981; Ахтырцев, 2003]. Для параллельно-струйчатых пятнистостей дренируемых частей междуречья (рис. 5, В) локальные различия в переувлажнении не превышают двух недель. В то



же время для недrenированного (рис. 5, А) и замедленно дренируемого (рис. 5, Б) междуречья они составляют полтора и более месяцев, а почвы в составе их почвенных комбинаций различаются на уровне типа.

Дальнейшая почвенно-генетическая интерпретация прогнозной карты K_{I-II} (рис. 5) должна дополнительно учитывать положение почвенно-грунтовых вод относительно почвенного профиля. Ареал почв одной и той же градации K_{I-II} в пределах междуречных недrenированных равнин будет соответствовать гидроморфным почвам смешанного увлажнения, а в пределах замедленно дренируемых и дренируемых равнин – полугидроморфным почвам поверхностного увлажнения.

Стоит подчеркнуть региональную специфичность аналитической диагностики водного режима черноземных почв Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности. В исследованиях на Окско-Донской низменности [Зайдельман с соавт., 2013, с. 244] показано, что минерализованные гидрокарбонатно-кальциевые грунтовые воды в пределах почвенного профиля исключают выщелачивание кальция из состава почвенного поглощающего комплекса пахотного горизонта. В этом случае K_{I-II} принимает значения исключительно меньше единицы для почв любых позиций микрорельефа. Для обследованных участков Вороно-Цнинского междуречья K_{I-II} отражает характер исключительно поверхностного увлажнения почв, независимо от особен-

Продолжительность переувлажнения*	Почвы**	K_{I-II}	Площадь, га	Доля, %
нет	Чл1э	<1,0	10,6	2,8
1–2 недели во влажные годы	Чл1 Чл2	1,0–2,1	241,1	62,7
от 2 недель до 1 месяца	Чл1вЛчв	2,1–2,8	108,8	28,3
от 1 до 2 месяцев	Чл1о	2,8–4,5	19,9	5,2
более 2 месяцев	СЛ Влос	>4,5	3,9	1,0

+ – Точки почвенного опробования.
* По Зайдельману с соавт. [2013].
** Обозначение индексов почв см. рис. 3.

Duration of overmoistening*	Soils**	K_{I-II}	Total area, ha	Fraction, %
no	Чл1э	<1,0	10,6	2,8
1–2 weeks in moist years	Чл1 Чл2	1,0–2,1	241,1	62,7
2 weeks to 1 month	Чл1вЛчв	2,1–2,8	108,8	28,3
1 to 2 months	Чл1о	2,8–4,5	19,9	5,2
over 2 months	СЛ Влос	>4,5	3,9	1,0

+ – soil sampling points.
* According to Zaidelmann et al. [2013].
** for soil indices see Fig. 3.

Рис. 5. Прогностические карты ареалов почв возрастающей продолжительности переувлажнения пахотного горизонта трех ключевых участков Вороно-Цнинского междуречья: А – недrenированного, Б – замедленно дренируемого, В – дренируемого

Fig. 5. Prognostic maps of the duration of overmoistening in the arable layer for three key plots on the Vorona and Tsna rivers interfluvium: А – non-drained, Б – slowly drained, В – drained

ностей почвенно-грунтового увлажнения. Вероятно, это обусловлено пресным составом почвенно-грунтовых вод, в условиях междуречного положения формирующихся из атмосферных осадков и не препятствующих выщелачиванию [Ахтырцев, Адерихин, 1981]. Исключение должны составлять луговые омергелеванные почвы ложбин, однако их небольшая площадь не позволила охарактеризовать значения K_{I-II} с достаточной повторностью.

К другой особенности аналитической диагностики водного режима черноземных почв относится невозможность индикации сезонного переувлажнения исключительно нижней части их почвенного профиля по показателям пахотного или гумусового горизонтов. Так луговато- и лугово-черноземные обычные почвы Вороно-Цнинского междуречья и черноземы выщелоченные севера Тамбовской равнины [Зайдельман с соавт., 2013] имеют общий диапазон значений K_{I-II} (от 1 до 2).

Дальнейшие исследования связаны с обоснованием применимости K_{I-II} в качестве индикатора внутриландшафтной дифференциации гидроморфизма почв лесостепи как в зональном ряду почв: серых лесных и черноземных, так и в ряду азональных факторов – литологической неоднородности почвообразующих пород, химизма и минерализации грунтовых вод. Кроме того, сопоставление значений K_{I-II} с продолжительностью переувлажнения пахотного горизонта требует уточнения на основе модельных экспериментов [Зайдельман с соавт., 2013] и стационарных наблюдений за водным режимом почв.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 17-04-02217. Авторы статьи благодарят Л.В. Степанцову за помощь в освоении методики аналитической диагностики K_{I-II} , Н.Б. Хитрова и М.А. Смирнову за обсуждение результатов, а также администрацию ФГУП «Тамбовское» ФСИН России за заинтересованность в проведении научного исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахтырцев А.Б. Гидроморфные почвы и переувлажненные земли лесостепи Русской равнины. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. 224 с.
- Ахтырцев А.Б., Адерихин П.Г., Ахтырцев Б.П. Лугово-черноземные почвы центральных областей Русской равнины. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. 174 с.
- Базыкина Г.С. Анализ многолетней динамики элементов водного баланса типичных черноземов заповедной степи (Курская область) // Почвоведение. 2010. № 12. С. 1468–1478.
- Водный баланс основных экосистем Центральной лесостепи. М.: Изд-во ИГ АН СССР, 1974. Ч. 1. 282 с.
- Водяницкий Ю. Н. Новый показатель гидроморфизма почв по состоянию железа // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2007. № 4. С. 33–35.
- Воробьева И.Б. Особенности гидротермических условий и органическое вещество почв островной лесостепи (Назаровская котловина) // Аридные экосистемы. 2013. Т. 19. № 2(55). С. 32–42.
- Зайдельман Ф.Р. Деградация богарных и орошаемых черноземов под влиянием переувлажнения и их мелиорация. М.: АПР, 2012. 212 с.
- Зайдельман Ф.Р. Естественное и антропогенное переувлажнение почв. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. 288 с.
- Зайдельман Ф.Р. Морфоглеогенез, его визуальная и аналитическая диагностика // Почвоведение. 2004. № 4. С. 389–398.
- Зайдельман Ф.Р., Оглезнев А.К. Количественное определение степени заболоченности почв по свойствам конкреций // Почвоведение. 1971. № 10. С. 94–101.
- Зайдельман Ф.Р., Степанцова Л.В., Никифорова А.С., Красин В.Н., Сафронов С.Б., Красина Т.В. Генезис и деградация черноземов Европейской России под влиянием переувлажнения. Способы защиты и мелиорации. Воронеж: Кварта, 2013. 352 с.
- Левченко Е.А., Козлов Д.Н., Смирнова М.А., Авдеева Т.Н. Диагностические свойства и классификация почв лесостепи Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 88. С. 3–26. DOI 10.19047/0136-1694-2017-88-3-26
- Пузаченко Ю.Г. Математические методы в экологических и географических исследованиях. М.: Academia, 2004. 416 с.
- Романова Т.А. Водный режим почв Беларуси. Минск: Белорусская наука, 2015. 144 с.

Выводы:

– для лесостепи Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности подтверждена высокая информативность K_{I-II} при аналитической диагностике почв с застойно-промывным типом водного режима. Экспериментальные значения K_{I-II} увеличиваются в ряду почв с морфологическими признаками возрастающего поверхностного переувлажнения как атмосферного, так и смешанного питания. Данный показатель может использоваться в качестве меры длительности периода с влажностью пахотного горизонта выше значений его предельной полевой влагоемкости;

– в условиях однородности почвообразующих пород внутриландшафтная дифференциация гидроморфизма почв региона определяется главным образом размерами и формой их водосборной и дисперсивной областей и может быть описана моделью множественной регрессии от четырех морфометрических характеристик рельефа: глубины замкнутых понижений, топографического индекса влажности, топографического фактора эрозионной активности стока и абсолютной высоты. Модель позволяет объяснить 87% пространственного варьирования K_{I-II} .

– прогнозная карта K_{I-II} позволяет выявлять ареалы почв возрастающей продолжительности переувлажнения пахотного горизонта в зависимости от рельефа. Почвы с самым продолжительным сезонным переувлажнением до двух и более месяцев, занимая не более 2% площади, определяют высокую контрастность недренированных и замедленно дренированных междуречий Вороны и Цны.

Степанцова Л.В. Агрофизические свойства, гидрологический режим и диагностика черноземовидных почв севера Тамбовской низменности. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 2012. 47 с.

Степанцова Л.В., Красин В.Н. Количественный показатель глубины залегания грунтовых вод в черноземовидных почвах севера Тамбовской равнины // Вестн. МичГАУ. 2011. Ч. 1. № 2. С. 106–110.

Степанцова Л.В., Красин В.Н., Красина Т.В. Влияние гидроморфизма на фракционный состав органического вещества черноземных почв Тамбовской равнины // Отражение био-, гео-, антропоферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове: сборник материалов V межд. научной конференции, посвященной 85-летию кафедры почвоведения и экологии почв. Томск: ТГУ, 2015. С. 117–120.

Beff L., G Gunther T. Vandoorne B., Couvreur V., Javaux M. Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using Electrical Resistivity Tomography // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2013. V. 17. Iss. 2. P. 595–609. DOI 10.5194/hess-17-595-2013

Florinsky I.V. Digital terrain analysis in soil science and geology. Amsterdam: Elsevier – Academic Press, 2016. 486 p.

Gao X., Alvo M., Chen J., Li G. Nonparametric Multiple Comparison Procedures for Unbalanced One-Way Factorial Designs // J. Statistical Planning and Inference. 2008. № 138. P. 2574–2591.

Golden H.E., Lane C.R., Amatya D.M., Bandilla K.W., Hadas R.K., Knighte C.D., Ssegane H. Hydrologic connectivity between geographically isolated wetlands and surface water systems: A review of select modeling methods // Environmental Modelling & Software. 2014. V. 53. P. 190–206.

Schwertmann U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments // Iron in Soils and Clay Minerals. NATO ASI Series. 1988. V. 217. P. 267–308.

Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // Geoderma. 2002. V. 107. № 1–2. P. 1–32.

Thompson A., Bell J.C. Hydric soil indicators in Mollisol landscapes // Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification, CRC Press. 2001. Ch. 17. P. 371–383.

Поступила в редакцию 13.07.2018

После доработки 19.10.2018

Принята к публикации 21.02.2019

Е.А. Levchenko¹, N.I. Lozbenev², D.N. Kozlov³

DIAGNOSTICS OF THE INTRA-LANDSCAPE DIFFERENTIATION OF HYDROMORPHISM OF FOREST STEPPE SOILS WITHIN THE VORONA AND TSNA RIVERS INTERFLUVE OF THE VOLGA UPLAND

The paper evaluates the methods of landscape water regime indication within the forest steppe zone. Thick humus layer and carbonates in the middle and lower parts of the profile hinder the morphologic diagnostics of surface and ground overmoistening of chernozemic soils, thus requiring the application of analytical criteria. Under stagnant-percolative water regime the forming of gley causes the active outflow of most metals. Consequently, the share of IInd humus acids fraction which is associated with calcium decreases in relation to that of Ist humus acids fraction extracted by alkali without decalcification. To calculate the hydromorphism degree coefficient for soils of the northern part of the Tambov plain L.V. Stepanцова used the optical densities correlation of Ist and IInd humic acids extracted from fine grained material of the arable layer (K_{I-II}).

The diagnostic potential of K_{I-II} was studied for the Vorona and Tsna rivers interfluvium of the Volga Upland in relation to both the increasing degree of soil hydromorphism and the topographic factors differentiating the surface runoff. The experimental values of K_{I-II} show a statistically significant increase along the range of soils with increasing moistening resulting from both atmospheric and mixed water input. Under homogenous soil forming rocks the intra-landscape differentiation of surface runoff is described by a multiple regression model using four morphometric characteristics: the depth of closed depressions, topographic wetness index, topographic factor of runoff erosion activity and the absolute height. The model explains 87% of K_{I-II} spatial variability and was used to compile the prognostic map of index values for three key plots on the Vorona and Tsna rivers interfluvium, which are characterized by contrasting moistening conditions. Basing on the K_{I-II} prognostic map the areas of soils with increasing duration of arable layer overmoistening were identified. The soils with the longest seasonal overmoistening, i.e. 2 months and more, cover no more than 2% of the total area. However, they contribute to high contrasts of soil cover within non-drained and slowly drained interfluviums in the forest steppe zone.

Key words: chernozems, soil and landscape correlations, hydromorphism degree coefficient, water regime of soils, structural and functional organization of soil cover

Acknowledgements. The study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 17-04-02217). The authors thank L.V. Stepanцова for support in studying of analytical diagnostic of waterlogging by coefficient (K_{I-II}), N.B. Khitrov and M.A. Smirnova for results discussion and to the Administration of the Tambovskoye Federal State Unitary Enterprise for the interest to the study.

¹ Dokuchaev Soil Science Institute, Department of Soil Agroecological Assessment and Agroecosystem Practice, Junior Research Scientist; e-mail: novichkova.ea@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University, master student Dokuchaev Soil Science Institute, Department of Soil Agroecological Assessment and Agroecosystem Practice; Engineer; e-mail: nlozbenev@mail.ru

³ Dokuchaev Soil Science Institute, Deputy Director, PhD. in Geography; e-mail: daniilkozlov@gmail.com

REFERENCES

- Akhtyrtsev A.B.* Gidromorfnye pochvy i pereuvlazhennyye zemli lesostepi Russkoj ravniny [Hydromorphic soils and wetlands of the forest steppe of the Russian plain]. Voronezh: Izdatel'stvo Voronezhskogo universiteta Publ. 2003. 224 p. (In Russian)
- Akhtyrtsev A.B., Aderikhin P.G., Akhtyrtsev B.P.* Lugovo-chernozemnyye pochvy tsentralnoj chasti Russkoj ravniny [The meadow chernozem soils of the central part of the Russian plain]. Voronezh: Izdatel'stvo Voronezhskogo universiteta Publ. 1981. 174 p. (In Russian)
- Bazykina G.S.* Analiz mnogoletnej dinamiki elementov vodnogo balansa tipichnyh chernozemov zapovednoj stepi (Kurskaya oblast) [Analysis of the long-term dynamics of water balance components in typical chernozems of protected steppe area in the Kursk oblast] // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. № 12. P. 1362–1372. (In Russian)
- Beff L., Gunther T., Vandoorne B., Couvreur V., Javaux M.* Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using Electrical Resistivity Tomography // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2013. V. 17. Iss. 2. P. 595–609. DOI: 10.5194/hess-17-595-2013
- Florinsky I.V.* Digital terrain analysis in soil science and geology. Amsterdam: Elsevier – Academic Press. 2016. 2nd revised edition. 486 p.
- Gao X., Alvo M., Chen J., Li G.* Nonparametric Multiple Comparison Procedures for Unbalanced One-Way Factorial Designs // J. Statistical Planning and Inference. 2008. № 138. P. 2574–2591.
- Golden Heather E., Lane Charles R., Amatya Devendra M., Bandilla Karl W., Hadas Raanan Kiperwas, Knightes Christopher D., Ssegane H.* Hydrologic connectivity between geographically isolated wetlands and surface water systems: A review of select modeling methods // Environmental Modelling & Software. 2014. V. 53. P. 190–206.
- Levchenko E.A., Kozlov D.N., Smirnova M.A., Avdeeva T.N.* Diagnosticheskie svoystva i klassifikatsiya pochv lesostepi Vorono-Tsninskogo mezhdurechia Privolzhskoj vozvyshennosti [The diagnostic properties and classification of forest steppe soils at the Vorona-Tsna rivers interfluvium of Privolzhskaya Upland] // Byulleten Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva. 2017. V. 88. P. 3–26. doi: 10.19047/0136-1694-2017-88-3-26 (In Russian)
- Puzachenko Yu.G.* Matematicheskie metody v ekologicheskikh i geograficheskikh issledovaniyah [Mathematical methods in environmental and geographical studies]. M.: Academia, 2004. 416 p. (In Russian)
- Romanova T.A.* Vodnyj rezhim pochv Belarusi [Water regime of soils in Belarus]. Minsk: Belarusian science, 2015. 144 p. (In Russian)
- Schwertmann U.* Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments // Iron in Soils and Clay Minerals. NATO ASI Series. 1988. V. 217. P. 267–308.
- Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V.* Fundamental quantitative methods of land surface analysis // Geoderma. 2002. V. 107. № 1–2. P. 1–32.
- Stepantsova L.V.* Agrofizicheskie svoystva, gidrologicheskij rezhim i diagnostika chernozemovidnyh pochv severa Tambovskoj nizmennosti [Agrophysical properties, water regime and diagnostics of chernozem-like soils in the northern part of the Tambov lowland]. Doctor's thesis. Moscow, 2012. 47 p. (In Russian)
- Stepantsova L.V., Krasin V.N.* Kolichestvennyj pokazatel glubiny zaleganiya gruntovyh vod v chernozemovidnyh pochvah severa Tambovskoj ravniny [Quantitative indicator of the ground water level in chernozem-like soils of the northern part of the Tambov Plain] // Vestnik MichGAU. 2011. V. 1. № 2. P. 106–110. (In Russian)
- Stepantsova L.V., Krasin V.N., Krasina T.V.* Vliyanie gidromorfizma na frakcionnyj sostav organicheskogo veschestva chernozemnyh pochv Tambovskoj ravniny [Hydromorphism influence on the fractional composition of organic matter in the Chernozem soils of the Tambov Plain] // Reflection of bio-, geo-, and anthropogenic interactions in soils and soil cover: a collection of materials V Int. scientific conference dedicated to the 85th anniversary of the department of soil science and soil ecology. Tomsk: TGU. 2015. P. 117–120. (In Russian)
- Thompson A., Bell J.C.* Hydric soil indicators in Mollisol landscapes // Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification. CRC Press. 2001. Ch. 17. P. 371–383.
- Vodnyj balans osnovnyh ekosistem Tsentralnoj lesostepi* [Water balance of the main ecosystems of the central forest-steppe]. M.: Publ. House of the USSR Academy of Sciences. 1974. part 1. 282 p. (In Russian)
- Vodyanitsky Yu.N.* Novyj pokazatel gidromorfizma pochv po sostoyaniyu zheleza [A new indicator of soil hydromorphism by the state of iron] // Reports of the Russian academy of agricultural sciences. 2007. № 4. P. 33–35. (In Russian)
- Vorobyeva I.B.* Osobennosti gidrotermicheskikh uslovij i organicheskoe veschestvo pochv ostrovnnoj lesostepi (Nazarovskaya kotlovina) [Specific features of hydrothermal conditions and organic matter in soils of the island forest steppe (the Nazarov depression)] // Arid Ecosystems. 2013. V. 3. № 2. P. 77–84. (In Russian)
- Zaidel'man F.R.* Degradatsiya bogarnyh i oroshaemyh chernozemov pod vliyaniem pereuvlazhneniya i ih melioratsiya [Degradation of rainfed and irrigated Chernozems under the impact of waterlogging and their reclamation]. Moscow: APR Publ. 2012. 212 p. (In Russian)
- Zaidel'man F.R.* Morfoglejgenez, ego vizualnaya i analiticheskaya diagnostika [Morphogleygenesis, its visual and analytic diagnostics] // Eurasian Soil Science. 2004. V. 37. № 4. P. 333–340. (In Russian)
- Zaidel'man F.R.* Estestvennoe i antropogennoe pereuvlazhnenie pochv [Natural and anthropogenic waterlogging of soils]. St. Petersburg: Gidrometeoizdat. 1992. 288 p. (In Russian)
- Zaidel'man F.R., Ogleznev A.K.* Kolichestvennoe opredelenie stepeni zabolochennosti pochv po svoystvam konkretnykh [Quantitative determination of the degree of soil bogging according to the properties of concretions] // Eurasian Soil Science. 1971. № 10. P. 94–101. (In Russian)
- Zaidel'man F.R., Stepantsova L.V., Nikiforova A.S., Krasin V.N., Safronov P.B., Krasina T.V.* Genезis i degradatsiya chernozemov evropejskoj Rossii pod vliyaniem pereuvlazhneniya. Sposoby zaschity i melioratsii [Genesis and degradation of Chernozems in European Russia due to excessive moistening. The ways of protection and amelioration]. Voronezh: Kvarta Publ. 2013. 352 p. (In Russian)

Received 13.07.2018

Revised 19.10.2018

Accepted 21.02.2019

УДК 631.4.

М.И. Герасимова

МЕЖДУНАРОДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ ПРИМЕНЕНИЯ В ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Международная классификация почв, известная в аббревиатуре WRB (World reference base for soil resources), начала создаваться в конце прошлого века и теперь широко используется почвоведомы, географами, экологами во многих странах. Ее предшественницей была легенда к почвенной карте мира FAO/UNESCO. Система WRB существенно отличается от традиционной отечественной классификации принципами – приоритетом свойств почв, однако имеет общие черты с новой классификацией почв России 2004/2008 гг. Верхний таксономический уровень в системе WRB представлен 32 реферативными почвенными группами – общностями почв с комплексами индивидуальных характеристик, воплощенными в форме диагностических горизонтов, свойств и материалов. Распределение реферативных почвенных групп на земном шаре слабо соответствует зональной схеме. Второй уровень WRB содержит обширную информацию о различных свойствах почв, в том числе связанных с деятельностью человека и особенностями почвообразующих пород, а также индицирующими почвообразовательные процессы, гидротермические режимы, гранулометрический состав, сложение и некоторые особые черты. Информация о почвах на этом уровне может быть полезна для различных целей: прогнозов изменений почв вследствие глобальных изменений климата, антропогенных нагрузок, оценок устойчивости почв и ландшафтов, поведения химических элементов, в том числе особенностей их круговорота.

Ключевые слова: система WRB, реферативные почвенные группы, уровень квалификаторов, информативность, возможности использования системы WRB

Введение. Многолетними усилиями почвоведов разных стран была создана международная классификация почв на основе легенды к почвенной карте мира, составленной по проекту FAO/ЮНЕСКО [Soil map ..., 1971–1981]. Классификация известна в мире по аббревиатуре WRB – World reference base for soil resources (Мировая реферативная база почвенных ресурсов), и она начала приобретать популярность в России, особенно после публикации в 2017 г. ее русской версии. В полном названии монографии указано ее назначение: диагностика почв и создание легенд почвенных карт [IUSS Working Group ..., 2006, 2014]. Однако со временем система WRB все более широко используется не только как узкопрофессиональный инструмент почвоведов, но и как важный элемент в разнообразных экологических проектах, при изучении биоразнообразия, деградации и устойчивости почв и ландшафтов, циклов углерода, составлении специальных карт, в том числе карт в национальных атласах [Герасимова, Богданова, 2015]. Наконец, во многих журналах почвы – объекты исследования – должны быть названы в терминологии WRB.

Разнообразие свойств почв и сложность их связей с факторами почвообразования делают почти невозможной прямую корреляцию почв большинства национальных классификаций с международной, и назначение WRB заключается в поиске аналогов тех или иных почв в национальных системах. Принципы классификаций определяют выбор критериев деления, которыми могут быть свойства почв, либо по-

чвенно-ландшафтные связи. Следовательно, в разных классификационных системах почвы имеют разные концептуальные и пространственные границы, что, в свою очередь, не может не влиять на интерпретацию географических закономерностей, результатов экспериментальных исследований, разработку баз данных и решение других задач, связанных с почвами.

Приведем простой пример несоответствия представлений о почвах в разных классификациях. Понятие «подзол» во всех отечественных педогенетических теориях и классификациях (начиная с В.В. Докучаева) подразумевает таежную кислую почву на легких породах с не очень мощным, но контрастным профилем, в котором под тонким слоем лесной подстилки находится белесый подзолистый горизонт, сменяющийся охристо-ржаво-бурым (темным в верхней части), постепенно переходящим в почвообразующую породу. Подзолы в системе WRB обязательно имеют срединный охристо-ржаво-бурый горизонт, но могут не иметь белесого подзолистого; условия почвообразования, по принципам системы, не учитываются. В результате, следуя WRB, в подзолы включаются также подбуры, что нарушает «классический» образ подзола и создает иную картину почвенного покрова.

Главное различие между принципами WRB и используемой географами «Классификации и диагностики почв СССР» [1977] заключается в приоритете свойств почв в первой и приоритете факторов почвообразования (преимущественно биоклиматиче-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, профессор, докт. биол. н., e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com

ческих) во второй. Почвообразовательные процессы, или генезис почв, выполняют второстепенную, контрольную функцию в WRB, в отличие от важной диагностической функции в генетических классификациях почв СССР 1977 г. и России [Классификация ..., 2004].

Данная статья имеет целью представить краткую информацию о международной системе классификации почв, функциях каждого из ее двух уровней и оценить возможности их использования в разных областях эколого-географических исследований.

Материал исследования. Система WRB.

1. *История создания.* Международная классификация имеет «корни» в легенде известной отечественным почвоведом и географам Почвенной карты мира, составленной под эгидой Продовольственной и Сельскохозяйственной Организации ООН–ФАО группой почвоведов многих стран; карту обычно называют картой ФАО [Soil map ..., 1971–1981]. Легенда была результатом длительного и сложного процесса согласования названий почв в представленных странах материалах; названия отражали принципы национальных классификаций, были построены по правилам разных языков; кроме того, должен был быть соблюден баланс между терминами, предложенными разными странами. Усилиями главного координатора проекта – известного бельгийского почвоведом Р. Дюдаля удалось достигнуть определенного компромисса между представителями ведущих научных школ в почвоведении – русской, американской, французской, немецкой [Dudal, 1968]. Легенда была опубликована в 1974 г. [Soil map ..., 1974], совершенствовалась [Revised ..., 1988] и была принята Международным обществом почвоведов в качестве основы нового документа, первая версия которого была названа World reference base for soil resources, то есть WRB [1998]. Следующая версия – WRB-2006, была переведена на русский язык [IUSS Working Group ..., 2007].

Совершенствование классификации проводилось регулярно путем обсуждения в поле заранее подготовленных почвенных разрезов членами Рабочей группы WRB Международного общества почвоведов и почвоведом принимающей страны. Такими странами были Аргентина, Германия, Грузия, Латвия, Польша, Россия, Чили, Южная Африка и другие. По результатам обсуждения вносились изменения и дополнения, вошедшие в версию WRB-2014 (с поправками 2015 г.), переведенную на русский язык². Классификационные решения принимались Советом Рабочей группы под руководством Петера Шада (Германия), Эрики Микели (Венгрия) и Отто Шпааргарена (Нидерланды).

2. *Принципы и терминология WRB.* Факторы почвообразования исключены из классификационных критериев; ими являются свойства почв, выраженные как *диагностические горизонты*, *диагностические свойства*, *диагностические матери-*

алы. Каждому из этих диагностических элементов дано строгое определение, часто с количественными показателями. Под диагностическими горизонтами (например, mollic – темногумусовый, argic – глинисто-иллювиальный, natric – солонцовый) и свойствами понимаются сочетания почвенных признаков, представляющие наиболее распространенные и типичные результаты почвообразования. Диагностические горизонты и признаки различаются степенью выраженности, локализацией в профиле, мощностью; первым придана функция идентификации почв, вторые содержат их подробную и/или особую характеристику, например, литологическую неоднородность, языковатую границу горизонта. В WRB-2014 имеется 39 диагностических горизонтов, 18 свойств и 17 материалов. Диагностические материалы – субстраты, оказывающие существенное влияние на почвообразование, например, техногенные или орнитогенные (technic, ornithic). Таким образом, процессы почвообразования, т. е. генезис почв, учитываются при выборе и группировке конкретных свойств каждого из диагностических элементов, а также в формулировках их определений, но прямых разграничительных функций они не имеют.

Названия почв в системе WRB построены по правилам английской орфографии. По происхождению они могут быть разделены на искусственные, созданные из элементов разных языков или заимствованные из американской классификации (Cambisol, Anthrosols, Histosol), искусственные, давно утвердившиеся в западной литературе (Vertisol, Andosol), и русские (Chernozem, Podzol, Solonetz) (табл. 1). К этим терминам по строгим правилам добавляются прилагательные – квалификаторы, в основном из диагностических признаков, так что полное название почвы может содержать 10 и больше компонентов. Оно не должно ни переводиться, ни транскрибироваться, и в этом отношении названия почв считаются аналогичными Линнеевским названиям растений и животных.

3. *Структура системы WRB.* Система состоит из двух уровней. Верхний уровень включает 32 реферативные почвенные группы (ППГ) достаточно широкого содержания (табл. 1). Их приблизительные аналоги в других классификациях приводятся во многих работах, наиболее полно в монографии П.В. Красильникова [1999].

Реферативные почвенные группы организованы в WRB по принципу ключа, в котором каждая группа идентифицируется по присутствию или отсутствию того или иного диагностического элемента, чаще всего горизонта. Верхний уровень назван реферативной базой и предназначен для корреляции с национальными почвенными классификациями.

Второй уровень системы WRB является собственно классификацией. Его рабочим инструментом служат 186 квалификаторов, представляющие разные свойства почв. Квалификаторами могут

² Версия WRB-2014(2015) была переведена на польский, испанский и грузинский языки.

Таблица 1

Главные свойства почв реферативных почвенных групп (РПГ) по Мировой реферативной базе почвенных ресурсов, 2014, с сокращениями

Общности РПГ	РПГ	Общая характеристика почв	
Почвы с мощными органическими горизонтами	Histosols	Торфяники и торфяные почвы	
	Anthrosols	Долговременного и интенсивного сельскохозяйственного использования	
Почвы с признаками сильного антропогенного влияния	Technosols	Содержащие значительные количества артефактов	
	Cryosols	С многолетней мерзлотой	
Почвы, в которых затруднено развитие корневых систем	Leptosols	Маломощные или каменистые	
	Solonetzes	С высоким содержанием обменного Na	
	Vertisols	С чередованием увлажнения и иссушения, набухания и сжатия	
	Solonchaks	С высоким содержанием легкорастворимых солей	
	Gleysols	Под влиянием грунтовых вод, подводные, в полосе морских приливов	
	Andosols	Содержащие аллофаны или Al-гумусовые комплексы	
	Podzols	С внутрипочвенным накоплением гумуса и/или оксидов	
Почвы, диагностируемые по поведению Fe и Al	Plinthosols	С аккумуляцией и перераспределением Fe	
	Nitisols	С низкоактивными глинами, высоким содержанием оксидов Fe, структурные	
	Ferralsols	С преобладанием каолинита и оксидов Fe и Al	
	Planosols	С застоем влаги и резкой сменой гранулометрического состава	
	Stagnosols	С застоем влаги, изменением структуры и/или малыми различиями в гранулометрическом составе	
	Chernozems	С очень темным верхним горизонтом и вторичными карбонатами	
	Kastanozems	С темным верхним горизонтом и вторичными карбонатами	
	Phaeozems	С темным верхним горизонтом, без вторичных карбонатов (возможны на большой глубине), с высокой степенью насыщенности основаниями	
	Umbrisols	С темным верхним горизонтом и низкой степенью насыщенности основаниями	
	Почвы с накоплением среднерастворимых солей или иных веществ	Durisols	С аккумуляцией или цементацией вторичным кремнеземом
Gypsisols		С аккумуляцией вторичного гипса	
Calcisols		С аккумуляцией вторичных карбонатов	
Почвы с горизонтом В, обогащенным илом	Retisols	С языками более легкого и светлого материала в более тяжелом и темноокрашенном материале	
	Acrisols	С низкоактивными глинами и низкой степенью насыщенности основаниями	
	Lixisols	С низкоактивными глинами и высокой степенью насыщенности основаниями	
	Alisols	С высокоактивными глинами и низкой степенью насыщенности основаниями	
	Luvisols	С высокоактивными глинами и высокой степенью насыщенности основаниями	
	Почвы со слабой дифференциацией профиля или ее отсутствием	Cambisols	Умеренно развитые
		Arenosols	Песчаные
Fluvisols		На слоистых речных, морских или озерных отложениях	
Regosols		Со слабым развитием профиля	

Примечание – данная таблица не предназначена для использования в качестве ключа, но последовательность почв в ней соответствует ключу.

быть недостаточно ясно выраженные или «неучтенные» в ключе диагностические горизонты и свойства, отдельные химические и физические характеристики почв, например, Sodic, Densic, Skeletic, гранулометрический состав мелкозема (Arenic, Clayic, Loamic). Для техногенных почв – Technosols, квалификаторами служат техногенные отложения – субстрат хвостохранилищ или отвалов (Spolic), городских свалок (Garbic), дорожные покрытия (Ekranic) и т. д. Квалификаторы присоединяются к названию РПГ по определенным правилам, в разумном количестве и дают возможность достаточно полно охарактеризовать почву. Количество комбинаций квалификаторов, по мнению создателей WRB, непредсказуемо. Тем не менее, поскольку WRB названа системой «для диагностики почв и создания легенд почвенных карт», она содержит рекомендации по количеству и значимости квалификаторов в названиях почв – единиц легенд, в зависимости от масштаба карт (табл. 2).

Обсуждение результатов.

1. *Верхний уровень WRB – реферативная база, соотношение с традиционными представлениями и отражение пространственных закономерностей.* Как известно, принципы классификации отражаются в первую очередь на верхнем таксономическом уровне. Если в СССР/России в традиционных и авторских классификациях почвы на верхних уровнях группируются по условиям или процессам почвообразования [Указания ..., 1967; Глазовская, 1966; Ковда, 1973; Герасимов, 1975; Иванова, 1976; Классификация ..., 2004], то в WRB отсутствует какая-либо целенаправленная организация классифицируемых почв. Внеклассификационная группировка РПГ (в WRB-2014), предназначенная для лучшего понимания системы, иллюстрирует приоритет свойств: строение профиля, поведение разных веществ и соединений, «новые» антропогенные почвы, а также ограничение к использованию (табл. 1). Реализация основного принципа системы – приоритета свойств, заключается в целенаправленном подборе существенно индивидуальных свойств для каждой РПГ, резко отличающих ее от других РПГ и используемых для построения ключа-определителя. Так, ключ начинается с почв, имеющих органический диагностический материал определенной мощности: торфяных или торфяников. В других РПГ не исключены органические горизонты, но меньшей мощности и/или на фоне других,

более значимых признаков, по которым они идентифицируются. Органический горизонт возможен в криогенных почвах – РПГ Cryosols, которые диагностируются по комплексу мерзлотных явлений. Последнее, 32-е место в ключе принадлежит РПГ без каких-либо особых свойств (Regosols), и в этом заключается ее индивидуальность.

По сравнению с отечественными классификациями, в WRB больше внимания уделено почвам на разных породах, придающих им своеобразие: на песках, глинах, вулканических пеплах, что подтверждается расчетами таксономических расстояний, проведенных для всех 32 РПГ по комплексам почвенных свойств [Minasny et al., 2010]. Для «породных» групп (Arenosols, Vertisols, Andosols) они оказались наиболее высокими, что свидетельствует об их обособленности (индивидуальности) и объясняет их выделение в WRB на верхнем уровне. Особую группу образуют почвы на плотных породах (Leptosols), которые либо ею подстилаются на глубине 25 см, либо содержат больше 80% щебня в верхних 75 см; эти почвы лидируют по распространенности в мире [Bridges et al., 1998].

Если попытаться проследить зональный, или хотя бы климатически обусловленный ряд почв, то его слабые признаки можно обнаружить среди почв с аккумулятивно-гумусовым горизонтом – Castanozems – Chernozems – Phaeozems – Umbrisols (табл. 1); ряд имеет известную аналогию с каштановыми почвами – черноземами степными и лесостепными – горно-луговыми (субальпийскими) почвами. Свойства почв отражают тренд увеличения увлажнения и уменьшения теплообеспеченности. Противоположным примером может служить РПГ Cambisols, которая в соответствии со своим названием (от итал. *Cambiare* – изменяться) включает широкую гамму почв совершенно разных природных условий: буроземы, как центральный образ РПГ, коричневые почвы, часть подбуров, вулканических пепловых и дерновых почв, дерново-карбонатные выщелоченные почвы, бурые полупустынные, почвы влажных тропиков на крутых склонах, антропогенные насыпные почвы. Такое разнообразие объясняется главным критерием диагностики РПГ Cambisols: доминирование педогенных признаков над породными (в структуре, окраске и некоторых химических свойствах), что можно обнаружить во многих почвах; отсюда – и многообразие, и широкий ареал почв этой РПГ.

Таблица 2

Зависимость структуры названия почв в легенде почвенных карт от их масштаба
«Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014»

Масштаб карты	Компоненты названия почвы	Примеры
Менее 1:10 000 000	Только РПГ	Chernozem
От 1:5 000 000 до 1:10 000 000	РПГ и 1 главный квалификатор	Luvic Chernozem
От 1:5 000 000 до 1:1 000 000	РПГ и 2 главных квалификатора	Greyzemic Luvic Chernozem
От 1:1 000 000 до 1:250 000	РПГ и 3 главных квалификатора	Vermic Greyzemic Luvic Chernozem

Примечание. В зависимости от назначения карты или следуя национальным традициям, при любом масштабе допускается добавление других квалификаторов.

Из обсуждения содержания единиц верхнего уровня WRB становятся очевидными существенные различия с представлениями, сложившимися в отечественном почвоведении и географии почв. С одной стороны, вследствие отказа от (био)климатических подходов, в перечне почв WRB затруднительно выявить привычные в географии почв зональные почвы и зонально-провинциальные закономерности на картах [Добровольский, Урусевская, 2005]. Ясно выделяются почвы на разных породах и почвы, сильно измененные человеком. С другой стороны, различия в критериях деления, в том числе количественных, между классификациями создают трудности в диагностике почв, даже таких, как черноземы, подзолы, аллювиальные (Fluvisols), литоземы (Leptosols). Они заключаются в разных объемах понятий центральных образцов почв близкого таксономического уровня.

Хорошо известно, что ареалы почв на почвенных картах, особенно мелкомасштабных, зависят от принятой в программе карты классификации. Приоритет почвенных свойств в системе WRB определяет иное изображение почвенного покрова на соответствующих картах по сравнению с картами в отечественной традиции. Использование уровня РПГ с одним квалификатором, рекомендуемое для обзорных и мелкомасштабных карт (табл. 2), приводит к значительному обобщению, сглаживая реальные различия между почвами и ландшафтами. Рассмотренный пример с РПГ Cambisol служит иллюстрацией: на карте ФАО они показаны в Средней Сибири, Европейском Средиземноморье и Южноафриканском буше, хотя и с разными квалификаторами [Soil map ..., 1971–1981]. Еще одним примером классификационной генерализации может быть север и центр Восточно-Европейской равнины в Атласе почв Европы, где имеются ареалы всего двух почв: подзолов и почв – аналогов подзолистых и дерново-подзолистых (Albeluvisols) [Soil Atlas of Europe, 2005].

Таким образом, даже краткое обращение к верхнему уровню системы WRB показывает, что в формате этой системы меняются сложившиеся представления о географии почв и детальность мелкомасштабных почвенных карт; по-видимому, они упрощаются. Кроме того, происходит потеря информации о ландшафтных связях на глобальном и макрорегиональном уровнях. Нетрудно предположить, что если «идеальный материк» К. Тролля заполнить содержанием почвенной карты мира с легендой из РПГ, то оно не будет коррелировать с ландшафтными зонами на материке [Alexeev, Golubev, 2000].

2. *Второй уровень – собственно классификация почв, информационная емкость.* Работа с системой WRB на втором уровне, то есть собственно с классификацией почв, использующей квалификаторы каждой РПГ, ориентирована на диагностику почв в поле, составление крупномасштабных карт, планов ключевых участков, объектов мониторинга, почвенно-эволюционных, геостатистических и других научных и прикладных исследований.

Количество квалификаторов в названии почвы не ограничено, они ранжированы по значимости: глав-

ные и дополнительные. Функцией второго уровня является максимально полная характеристика почвы, включающая признаки почвообразовательных процессов (оглеение в разных формах, альфегумусовый процесс, солонцовый, лессиваж, миграции карбонатов, слитизация), химические и физико-химические характеристики почв (рН, $C_{орг}$, состав и свойства поглощающего комплекса, состав солей и наличие гипса), плотность, щебнистость, гранулометрический состав, тиксотропность, токсичность, намыв или насыпки, артефакты и многое другое (рис.).

К особенностям второго уровня WRB относится индивидуальность наборов квалификаторов для РПГ, которые, как упоминалось выше, сами весьма индивидуальны. Например, для РПГ торфяных почв (Histosols) предусмотрены не только вполне обычные квалификаторы по степени разложения торфа, трофности, генезиса (верховые/низинные; сплавинные, приморские), но и по свойствам различным образом мелиорированных торфяных почв, торфяных почв со льдом или на льду, на плотной породе или на крупнообломочном субстрате, с примесью свежих или выветрелых вулканических пеплов. Система квалификаторов – «точка роста» классификации, и число их увеличивается по мере накопления сведений о почвах, в первую очередь, квалификаторов, отражающих антропогенные, особенно техногенные, модификации почв.

В качестве примера полноты сведений о почвах приведем пример с черноземом (табл. 2). В соответствии с определением по ключу, РПГ «Chernozem» имеет верхний горизонт chernic – темный, структурный, с высоким содержанием гумуса, и горизонт calcic – горизонт аккумуляции вторичных карбонатов, занимающих >5% почвенной массы, или имеющий содержание $CaCO_3 > 15\%$. Кроме трех главных квалификаторов: Vermic, Greyzemic и Luvic, означающих, соответственно, «копрогенный, оподзоленный и глинисто-иллювиальный», можно ввести дополнительные из списка для черноземов: Loamic (суглинистый), Agic (пахотный), Novic (с насыпанным сверху тонким слоем «нового» материала), Pachic (мощный), Tonguimollic (темноязыковатый), чтобы получить довольно типичный образ лесостепного агрочернозема. При наличии какой-либо еще конкретной информации, например, о загрязнении, можно добавить один из квалификаторов: Anthrotoxic, Phytotoxic, Radiotoxic или Zootoxic. Количество квалификаторов в ключе для черноземов (40) можно оценить как среднее на фоне других РПГ, максимально оно для рассмотренной выше группы Cambisols (68) и для Technosols (65). В итоге, 7–10 квалификаторов дают достаточно полную характеристику особенностей конкретного почвенного профиля, а также могут адекватно характеризовать педоразнообразие каких-либо территорий, и даже некоторые причины биоразнообразия, связанные с почвами, или сложность ПТК в ландшафтных исследованиях.

Полное название почвы в WRB содержит полезную информацию для разных специалистов, которую можно интерпретировать для решения определенных задач.



Подходы и показатели, формирующие полное название почвы в отечественных системах и WRB
Approaches and soil characteristics used in Russian and international systems to produce soil names

Географы-геохимики могут оценивать условия миграции и аккумуляции различных химических элементов по составу диагностических горизонтов, диагностических свойств и диагностических материалов с их комплексами количественных, в том числе аналитических, показателей. Горизонты и некоторые свойства интерпретируются как геохимические барьеры [Глазовская, 2012], например, горизонт mollic представляет собой биогеохимический органо-минеральный барьер, емкость которого отражается дополнительными квалификаторами соответствующей РПГ, характеризующими мощность и/или количество гумуса и гранулометрический состав. Другим видом такого барьера является горизонт umbric, отличающийся иными физико-химическими свойствами; если в горизонте mollic происходит иммобилизация многих элементов, то в горизонте umbric некоторые элементы образуют подвижные соединения с присутствующими в нем органическими кислотами. Горизонты chernic, folic, melanic, fulvic, histic также могут рассматриваться как биогеохимические барьеры – (им)мобилизаторы химических элементов, поступающих в почву естественным образом или привнесенные человеком.

Исследователи городских почв, помимо очевидного определения Urbic Technosol могут отметить характерные «городские» черты: запечатанность дорожными покрытиями (Ecranic) или фрагментарность покрова в виде клумб, цветников, кадок с деревьями (Isolatic) с помощью главных квалификаторов. Продолжение характеристики можно осуществить с помощью 55 дополнительных квалификаторов, содержащих сведения, как о природных, так и о техногенных свойствах городской почвы.

Сравним подходы к содержанию полных определений почв в традиционной отечественной систе-

ме [Классификация ..., 1977] и в системе WRB (рис.). В первой используется строго определенный набор показателей на каждом уровне, причем количественным является уровень вида и отчасти фазы. Этот набор показателей был определен различными инструкциями и стандартами, он относительно постоянен и удобен для массовых обследований и введения в базы данных. В классификации WRB главных квалификаторов для каждой РПГ немного, они в целом индивидуальны и отражают результаты почвообразовательных процессов или какие-либо особые черты почв. Например, главных квалификаторов в РПГ Anthrosols всего 6, и они соответствуют искусственным горизонтам сельскохозяйственных почв; для ферралитных почв Ferralsols их 16, и они в основном характеризуют химико-минералогические явления. Дополнительных квалификаторов, как минимум, вдвое больше, и они частично повторяются в разных РПГ. В итоге, квалификаторы не только дополняют основные характеристики реферативных групп, требующие их диагностики по ключу, но и представляют разнообразие свойств почв мира.

Система WRB сравнивается с традиционной официальной классификацией почв СССР, поскольку именно она обычно используется географами в работах по территории Европейской России, в различных ландшафтных, палеогеографических и геоэкологических исследованиях. Новая классификация почв России по принципам, элементам структуры и вниманию к антропогенным почвам ближе к международной [Герасимова, 2015], но имеет еще ограниченное распространение среди географов.

Выводы:

– международная классификация почв – WRB, первый вариант которой был опубликован 20 лет

назад, приобретает все более широкое признание в мире. По принципам и номенклатуре она резко отличается от традиционных отечественных классификаций. Ее принцип заключается в использовании для диагностики почв их свойства, видимые в профиле (и измеряемые), в форме диагностических горизонтов, свойств и материалов;

– почвенно-генетические концепции не имеют классификационных функций и привлекаются лишь в целях контроля диагностических критериев, что, вместе с отказом от использования факторов почвообразования как классификационных критериев, служит границей раздела с традиционными факторно-генетическими классификациями почв;

– система WRB имеет два уровня с разными функциями. Верхний, уровень реферативных почвенных групп предназначен для корреляции почв в национальных классификациях и используется на обзорных картах, где традиционные зонально-провинциаль-

ные тренды не прослеживаются. Нижний уровень, собственно классификация, содержит обширную и разнообразную информацию о конкретных почвах;

– названия почв в WRB приобретают приблизительно такой же статус, как термины в системе Карла Линнея, отличаясь от них многокомпонентностью, то есть возможностью создавать, кроме двух обязательных слов, группы прилагательных – квалификаторов – для разных свойств почв. Обязательные термины – название РПГ и один главный квалификатор;

– относительная молодость системы WRB ограничили сферу ее применения почвоведением, однако ее гибкость, использование конкретных и количественных параметров, возможность включения многих и разных характеристик почвы делают ее привлекательной не только для почвоведов, занимающихся картографированием, мониторингом и прикладными задачами, но и для геохимиков, ландшафтоведов, геоэкологов.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 17-17-01293). Благодарю А.Н. Геннадиева за полезные советы при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Герасимов И.П. Опыт генетической диагностики почв СССР на основе элементарных почвенных процессов // Почвоведение. 1975. № 5. С. 3–9.

Герасимова М.И., Богданова М.Д. Почвы в национальных атласах разных стран // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1036–1048.

Герасимова М.И. Сравнение принципов, структуры и единиц классификации почв России и Международной почвенной классификации // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 74. С. 23–35.

Глазовская М.А. Принципы классификации почв мира // Почвоведение. 1966. № 8. С. 21–32.

Глазовская М.А. Геохимические барьеры в почвах равнин, их типология, функциональные особенности и экологическое значение // Геохимия ландшафтов и география почв. К 100-летию со дня рождения М.А. Глазовской. М.: АПР, 2012. С. 26–44.

Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 460 с.

Иванова Е.Н. Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976. 227 с.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977 г. 223 с.

Классификация и диагностика почв России. Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.

Ковда В.А. Основы учения о почвах // Систематика и классификация почв мира. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. Т. 2. Ч. 8. С. 377–428.

Красильников П.В. Почвенная корреляция и номенклатура. Петрозаводск. 1999. 435 с.

Указания по классификации и диагностике почв. Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 1967. (в 5 вып.)

Alexeev B.A., Golubev G.N. The world's landscapes system and its change // Erdkunde, 2000. Band 54. P. 12–18.

Bridges E.M., Batjes N.H., Nachtergaele F.O. World Reference Base for Soil Resources. Atlas. ISRIC, FAO, ISSS. 1998. 74 p.

Dudal R. Problems of international soil correlation // Soil map of the world. FAO–UNESCO project. Approaches to soil classification. Rome, 1968. 137–142 p.

IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2006. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 103. FAO, Rome. 2006. 132 p. Мировая реферативная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и корреляции почв / Под ред. В.О. Таргульяна и М.И. Герасимовой. М.: КМК, 2007. 278 с.

IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome, 2014. 181 p. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Мировая система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015 / Перевод И.А. Спиридоновой; Под ред. М.И. Герасимовой и П.В. Красильникова. М.: ФАО/МГУ им. М.В. Ломоносова, 2017. 203 с.

Minasny B., McBratney A.B., Hartemink A.E. Global pedodiversity, taxonomic distance, and the World Reference Base // Geoderma. 2010. V. 155. P. 132–139.

Soil Atlas of Europe. European Soil Bureau Network. European Commission. 2005. 128 p.

Soil map of the world 1:5 000 000. FAO–UNESCO. 1971–1981. Paris, UNESCO.

Soil map of the world. Revised Legend. FAO–UNESCO. Rome, 1988. 109 p.

Soil map of the world. V.I. Legend. FAO–UNESCO. Paris, 1974.

World reference base for soil resources. FAO. Rome, 1998. 91 p.

Поступила в редакцию 12.12.2018

После доработки 19.01.2019

Принята к публикации 21.02.2019

M.I. Gerasimova¹INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION AND ITS POTENTIAL APPLICATION
IN GEOGRAPHIC RESEARCH

The International system of soil classification known as WRB (World reference base for soil resources) was initiated at the turn of centuries, and acquires high importance in many countries among soil scientists, ecologists, geographers. It originated of the FAO legend to the Soil map of the world, and strongly differs of the traditional systems accepted in our country by its principles (priority of soil properties), although it has common features with the new Russian system of 2004/2008. The upper level in the WRB system includes 32 reference soil groups, which are entities with unique sets of features implemented in diagnostic horizons, properties, and materials. The global pattern of reference soil groups hardly coincides with the zonal sequences of soils. The second WRB level contains voluminous information on various soil characteristics, including the human-induced and rock-dependent ones, as well as those indicating soil-forming processes, hydrothermal regimes, texture and consistence, and some particular features. This information may be interpreted for many purposes: forecasts in cases of global climate change or human impacts, and assessments of soil/landscape vulnerability, or behavior of chemical elements and their cycles, in particular.

Key words: WRB system, reference soil groups, qualifiers level, information capacity, application facilities

Acknowledgements. The work was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 17-17-01293). Sincere gratitude to A.N. Gennadiev for his advices in the course of preparing the paper.

REFERENCES

- Alexeev B.A., Golubev G.N. The world's landscapes system and its change // *Erdkunde*, 2000. Band 54. 12–18 p.
- Bridges E.M., Batjes N.H., Nachtergaele F.O. World Reference Base for Soil Resources. Atlas. ISRIC, FAO, ISSS. 1998. 74 p.
- Dobrovolskiy G.V., Urusevskaya I.S. *Geografiya pochv* [Geography of soils]. M.: Isd-vo Mosk. univ., 2004. 460 p. (In Russian)
- Dudal R. Problems of international soil correlation // *Soil map of the world. FAO–UNESCO project. Approaches to soil classification*. Rome, 1968. P. 137–142.
- Gerasimov I.P. Opyt geneticheskoy diagnostiki pochv SSSR na osnove elementarnykh pochvennykh processov [Experience of genetic diagnostics of soils of the USSR based on elementary pedogenetic processes] // *Pochvovedenie*. 1975. № 5. P. 3–9. (In Russian)
- Gerasimova M.I. Prinzipy, struktura i taksonomicheskie edinitiy v klassifikatsii pochv Rossii i mezhdunarodnoy (WRB) [Principles, structure and taxonomic units in the Russian and international (WRB) systems of soil classification] // *Bull. Pochv. in-ta im. V.V. Dokuchaeva*. 2015. Vyp. 74. P. 23–35. (In Russian)
- Gerasimova M.I., Bogdanova M.D. Soils in National Atlases of Different Countries // *Eurasian Soil Science*. 2015. № 9. P. 911–922.
- Glazovskaya M.A. Geokhimicheskie bar'ery v pochvakh ravnin, ikh tipologiya, funktsional'nye osobennosti i ekologicheskoe znachenie [Geochemical barriers in soils of the plains, their typology, functional particularities and ecological importance] // *Geokhimiya landshaftov i geografiya pochv. K 100-letiyu so dnya rozhdeniya M.A. Glazovskoi*. M.: APR, 2012. P. 26–44. (In Russian)
- Glazovskaya M.A. Prinzipy klassifikatsii pochv mira [Principles of world soils classification] // *Pochvovedenie*. 1966. № 8. P. 21–32. (In Russian)
- IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2006. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 103. FAO, Rome. 2006. 132 p. Mirovaya referativnaya baza pochvennykh resursov: osnova dlya mezhdunarodnoy klassifikatsii i korrelyatsii pochv / Pod red. V.O. Targul'ayna i M.I. Gerasimovoj. M.: KMK, 2007. 278 c.
- IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome. 2014. 181 p. Mirovaya referativnaya baza pochvennykh resursov 2014. Mirovaya sistema pochvennoy klassifikatsii dlya diagnostiki pochv i sozdaniya legend pochvennykh kart. Ispravlenaya i dopolnennaya versiya 2015 / Perevod I.A. Spiridonovoj; Pod red. M.I. Gerasimovoj i P.V. Krasil'nikova. M.: FAO/MGU im. Lomonosova, 2017. 203 c.
- Ivanova E.N. Klassifikatsiya pochv SSSR. [Classification of soils of the USSR] M.: Nauka, 1976. 227 p. (In Russian)
- Klassifikatsiya i diagnostika pochv Rossii. [Classification and diagnostics of soils of Russia]. Pochv. in-t im. V.V. Dokuchaeva. Smolensk: Oykumena, 2004. 341 p. (In Russian)
- Klassifikatsiya i diagnostika pochv SSSR. [Classification and diagnostics of soils of the USSR]. M.: Kolos, 1977. 223 p. (In Russian)
- Kovda V.A. Osnovy ucheniya o pochvakh [Fundamentals of soil science] // *Sistematika i klassifikatsiya pochv mira* [Systematics and classification of the world soils]. M.: Izd-vo Mosk. univ., 1973. T. 2, Ch. 8. P. 377–428. (In Russian)
- Krasilnikov P.V. Pochvennaya korrelyatsiya i nomenklatura [Soil correlation and nomenclature]. Petrozavodsk. 1999. 435 p. (In Russian)
- Minasny B., McBratney A.B., Hartemink A.E. Global pedodiversity, taxonomic distance, and the World Reference Base // *Geoderma*. 2010. V. 155. P. 132–139.
- Soil Atlas of Europe. European Soil Bureau Network. European Commission. 2005. 128 p.
- Soil map of the world 1:5 000 000. FAO–UNESCO. 1971–1981. Paris, UNESCO.
- Soil map of the world. Revised Legend. FAO–UNESCO. Rome. 1988. 109 p.
- Soil map of the world. Vol. I. Legend. FAO–UNESCO. Paris. 1974.
- Ukazniya po klassifikatsii i diagnostike pochv [Guidelines to soil classification and diagnostics]. Pochv. in-t im. V.V. Dokuchaeva, 1967. 5 issues. (In Russian)
- World reference base for soil resources. FAO. Rome. 1998. 91 p.

Received 12.12.2018
Revised 19.01.2019
Accepted 21.02.2019

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Professor, D.Sc. in Biology; e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 551.79;551.351.2(262.81)

Н.С. Болиховская¹, Р.Р. Макшаев²**РАННЕХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КАСПИЯ: ПАЛИНОФЛОРА И КЛИМАТО-ФИТОЦЕНОТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

В решении дискуссионных вопросов позднелепистоценовой палеогеографии Каспийского бассейна важная роль отводится результатам спорово-пыльцевого анализа и выполненным на их основании реконструкциям изменений климата и растительного покрова Северного Прикаспия в период развития раннехвалынской трансгрессии.

В статье представлены основные результаты палинологического изучения отложений максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии Каспия (шоколадных глин и других осадков разреза Средняя Ахтуба), проиллюстрированные диаграммой с данными спорово-пыльцевого анализа и подробным списком палинофлоры, а также снимками пыльцы ряда важнейших автохтонных таксонов и, для сравнения, некоторых переотложенных четвертичных палиноморф. Палинологические материалы свидетельствуют о субаквальной (солонатоводной морской и пресноводной) седиментации изученных отложений в перигляциальных ландшафтах и, большей частью, при весьма суровых климатических условиях. Выполненные климатостратиграфические реконструкции не противоречат данным абсолютного датирования о накоплении изученных отложений в период поздневалдайского (осташковского) позднеледникового. На протяжении этого интервала на территории исследуемого района были развиты растительные сообщества ледникового климата – тундро-степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные степи, перигляциальные редколесья и леса. Широкое участие в составе перигляциального растительного покрова изучаемого района микротермных ерниковых формаций из *Betula nana* и кустарниковых сообществ из *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus* и др. свидетельствует о суровых климатических условиях и, возможно, существовании островной многолетней мерзлоты в холодные (стадиальные) этапы осташковского позднеледникового.

Ключевые слова: поздний плейстоцен–голоцен, палинология, шоколадные глины, Северный Прикаспий

Введение. В раннехвалынский этап на территории Каспийского региона был сформирован уникальный геолого-геоморфологический комплекс, многие компоненты которого предопределили современное развитие природных геосистем в Северном Прикаспии. Важную роль в этом сыграла раннехвалынская трансгрессия – одна из крупнейших трансгрессий в плейстоценовой истории Каспийского бассейна, феномен которой является предметом изучения многих исследователей на протяжении более ста лет.

Начало изучения нижнехвалынских отложений отражено в работах середины XIX в., проводившихся в рамках исследований каспийских слоев, которыми тогда назывались практически все верхние отложения, покрывающие территорию Каспийского региона [Барбот-де-Марни, 1868; Андрусов, 1888; Православлев, 1908]. Сам термин «нижнехвалынские отложения» появился гораздо позже, спустя столетие, в многочисленных публикациях, посвященных основательным исследованиям, благодаря которым был получен обширный фактологический материал

по палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия, Среднего и Нижнего Поволжья.

В эпоху развития раннехвалынского бассейна на территории Северного Прикаспия сформировалась толща шоколадных глин, впервые описанная П.А. Православлевым [1908] в разрезах Нижнего Поволжья. Результаты стратиграфо-палеогеографических исследований нижнехвалынских отложений, в том числе шоколадных глин, проведенных в середине XX века, изложены в ряде монографий и крупных статей [Шанцер, 1951; Брицина, 1954; Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962 и др.]. В последние десятилетия отмечается новый этап активного изучения истории палеогеографического развития Северного Прикаспия в раннехвалынскую эпоху [Бадюкова, 2000; Леонов с соавт., 2002; Янина, 2012; Лаврушин с соавт., 2014; Свиточ с соавт., 2017; Янина с соавт., 2017; Richards, Bolikhovskaya, 2010; Yanina, 2014; Tudryn et al., 2013; Arslanov et al., 2016; Richards et al., 2017; Yanina et al., 2018; и др.]. В процессе этих исследований был получен новый мате-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., докт. геогр. н; e-mail: natbolikh@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, науч. с.; e-mail: radikm1986@mail.ru

риал, позволивший дополнить и уточнить сформулированные ранее выводы.

В работах, освещающих результаты изучения всего комплекса раннехвалыньских отложений Северного Прикаспия, к числу наиболее дебатруемых проблем относятся выводы о возрасте, ландшафтно-климатических условиях и фациально-генетических особенностях формирования шоколадных глин.

К настоящему времени доминируют несколько основных представлений о геологическом и абсолютном возрасте шоколадных глин. Рядом исследователей [Зубаков с соавт., 1974; Варушенко с соавт., 1987; Рычагов, 1997] развитие раннехвалыньского бассейна и накопление его отложений по термолюминесцентным датировкам оценивается интервалом 71–42 тысячи лет назад (далее – тыс. л. н.), большая часть которого отвечает калининскому оледенению. О более молодом возрасте нижнехвалыньских отложений свидетельствуют результаты их датирования радиоуглеродным (^{14}C), оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и уран-ториевым (U-Th) методами. Сводка разнообразия абсолютных определений возраста всего комплекса отложений раннехвалыньской трансгрессии, выполненных разными методами, составлена Т.А. Яниной с соавт. [2017]. Судя по литературным данным, длительная дискуссия о возрасте раннехвалыньской трансгрессии и ее корреляции с палеоклиматическими событиями ледниковых районов Русской равнины, в значительной степени конкретизируется данными абсолютного датирования, полученными в последнее десятилетие. Более 30 радиоуглеродных датировок шоколадных глин из разрезов Черный Яр, Цаган-Аман, Средняя Ахтуба, Райгород, Светлый Яр (долина р. Волги), Мергенево, Харькино и Индер (долина р. Урал), выполненных сцинтилляционным и AMS методами, показали, что их накопление происходило на протяжении относительно непродолжительного интервала осташковского позднеледниковья – 13–11 (16–13 календарных) тыс. л. н. [Свиточ, Янина, 1997; Леонов с соавт., 2002; Лаврушин с соавт., 2014; Arslanov et al., 2016; Свиточ с соавт., 2017]. Радиоуглеродный возраст шоколадных глин хорошо сопоставляется с датами, полученными ОСЛ и U-Th методами. Нижнехвалыньские отложения разреза Средняя Ахтуба, согласно данным ОСЛ метода, накапливались 15–13 тыс. л. н. [Янина с соавт., 2017]. Полученные уран-ториевые датировки лежат в интервале 15,9–11,9 тыс. л. н. [Arslanov et al., 2016].

Фациально-генетические обстановки седиментации шоколадных глин также являются предметом многолетних дискуссий. Большинство авторов указывает на развитие шоколадных глин в морских условиях и их приуроченность исключительно к понижениям дохвалыньского рельефа [Брицина, 1954; Федоров, 1957; Свиточ с соавт., 2017]. По мнению Е.Н. Бадюковой [2000], их накопление происходило в днище лагун при временных флуктуациях раннехвалыньского бассейна, с которыми связана система образования разновозрастных лагунных террас. Рядом исследователей подчеркивается перигляциаль-

ная природа условий седиментации шоколадных глин. Г.И. Горецкий [1966] считал, что шоколадные глины имеют некоторую схожесть с озерно-ледниковыми отложениями и скорее относятся к флювиогляциальным образованиям. И.А. Чистякова и Ю.А. Лаврушин [2004] указывают на определяющую роль криогенных процессов – так называемых криосуспензионных потоков, которые впоследствии отложились в виде шоколадных глин. В одной из публикаций последних лет показана определяющая деятельность талых ледниковых вод позднеледниковой трансгрессии в транспортировке тонковзвешенного материала, послужившего источником накопления шоколадных глин [Tudryn et al., 2013].

В решении дискуссионных вопросов позднеледниковой палеогеографии Каспийского бассейна важная роль отводится результатам спорово-пыльцевого анализа и выполненным на их основании реконструкциям изменений климата и растительного покрова Северного Прикаспия в период развития раннехвалыньской трансгрессии [Брицина, 1954; Москвитин, 1962; Обедиентова и Губонина, 1962; Яхимович с соавт., 1986; Лаврушин с соавт., 2014; Свиточ с соавт., 2017].

Наиболее представительные палинологические данные и реконструкции ландшафтно-климатических изменений в районе Нижнего Поволжья, происходивших во время формирования раннехвалыньских отложений (шоколадных глин, подстилающих и перекрывающих их осадков) представлены в работах В.П. Гричука [1952], К.В. Ворониной [1959], А.А. Чигуряевой, К.В. Ворониной [1960], Л.С. Тюриной [1961], Г.В. Обедиентовой, З.П. Губониной [1962] и Е.А. Спиридоновой [Лаврушин с соавт., 2014].

Отметим, что уже в начальный период их палинологического изучения выявились разногласия о составе аллохтонных и автохтонных компонентов в анализируемых пробах. Первые самые полные материалы палинологического анализа нижнехвалыньских отложений были получены В.П. Гричуком [1952] из разреза второй террасы близ с. Верхний Балыклей, дополненные рядом фрагментарных спорово-пыльцевых спектров из других разрезов Нижнего Поволжья. Присутствие в изученных образцах переотложенных зерен пыльцы и спор из более древних четвертичных отложений им не зафиксировано. Напротив, А.А. Чигуряева и К.В. Воронина [1960], также изучившие хвалыньские осадки, в том числе шоколадные глины, в большом числе пунктов Северного Прикаспия, отнесли к переотложенным микрофоссилиям значительную часть пыльцы хвойных деревьев и спор *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и др. На основании этого отмечается, что полученные ими спорово-пыльцевые комплексы не подтверждают выделенную В.П. Гричуком [1952] таежную фазу в развитии растительности раннехвалыньского времени.

Мы считаем, что причины существующих и будущих «разногласий» результатов палинологических исследований шоколадных глин и других фаций

нижнехвалынских отложений, прежде всего, кроются в том, что палинологами изучены фрагменты этих осадков из разных районов Северного Прикаспия, возможно, разновозрастные или отличающиеся полнотой представленных в разрезах толщ, формировавшиеся в разных седиментационных и фитоценологических (зональных или локальных) обстановках.

Дискуссионностью всех рассмотренных выше вопросов фацциально-генетических и ландшафтно-климатических условий формирования шоколадных глин Северного Прикаспия продиктована необходимость изучения тафономических особенностей пыльцы и спор из этих образований, уточнение таксономической принадлежности важнейших компонентов палинофлоры и их процентного участия в составе спорово-пыльцевых спектров. В связи с этим Н.С. Болиховской было выполнено детальное палинологическое изучение шоколадных глин и вышележащего и подстилающего слоев из разреза Средняя Ахтуба, включающее палиноморфологические и палинотафономические исследования с фотосъемкой пыльцы и спор. Создана электронная коллекция снимков пыльцы деревьев, кустарников и травяно-кустарничковых растений, спор высших споровых растений (зеленых и сфагновых мхов, папоротников, плаунов, хвощей), а также других микроостатков (водорослей, грибов, устьиц и т. д.), принадлежащих автохтонному и аллохтонному комплексам.

В настоящей статье представлены основные палеогеографические и палиноморфологические результаты проведенного исследования, проиллюстрированные снимками пыльцы ряда важнейших автохтонных таксонов и, для сравнения, некоторых перееотложенных четвертичных палиноморф, диаграммой с данными спорово-пыльцевого анализа и списком палинофлоры изученных нижнехвалынских отложений.

Краткий анализ данных предшествующих исследований. С целью обоснования необходимости более детального изучения состава и тафономических особенностей ископаемых остатков палинофлоры нижнехвалынских отложений остановимся на важнейших результатах их предшествующих исследований

Первые результаты палинологического анализа нижнехвалынских отложений были получены В.П. Гричуком [1952] для нескольких разрезов долины нижней Волги и Маныча. Самые полные материалы проиллюстрированы спорово-пыльцевой диаграммой примерно 12-метровой толщи разреза второй террасы у с. Мордовского (близ с. Верхний Балыклей), в которой сверху вниз охарактеризованы следующие слои (в скобках указана их мощность): супесь (2,20 м), глина шоколадная (5,30 м), переслаивание супеси, песка и глины (0,25 м), супесь с прослоями песка и глины, с пресноводной малакофауной в основании слоя (3,05 м); ниже залегает песок (видимая мощность 1,4 м) хазарского или ательского времени. В изученных образцах не отмечались пыльца и споры, перееотложенные из бо-

лее древних четвертичных отложений (см. табл. 2, Гричук, 1952). При этом указываются находки, иногда в значительном количестве, микроспор дочетвертичных форм. Низы слоя шоколадных глин и трехметровый слой суглинисто-песчаных отложений характеризуются спектрами лесного типа (сумма пыльцы древесных пород до 85%, спор до 30%), с высоким содержанием пыльцы ели (*Picea* – 29–56%) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) при незначительной доле пыльцы пихты и сибирского кедра (*Pinus sibirica*). В период накопления рассматриваемых отложений леса из сосны и ели с некоторым участием пихты и сибирского кедра занимали не только всю Волжскую долину, но и выходили на водоразделы [Гричук, 1952]. В шести проанализированных образцах из вышележащей (основной) части шоколадных глин получены спектры переходного типа, свидетельствующие, как пишет В.П. Гричук [1952], о значительном уменьшении облесенности бассейна Волги, развитии островных лесов из березы с участием сосны, вероятно, сибирского кедра и ели, при ограниченном участии липы (*Tilia cordata*) и вяза (*Ulmus laevis*).

А.А. Чигуряева и К.В. Воронина [1960], получившие репрезентативные спорово-пыльцевые данные из большого числа образцов хвалынских отложений, в том числе шоколадных глин разрезов Енотаевск, Сухая Мечетка, Черный Яр, Пичуга и др., сочли переотложенными значительную часть пыльцевых зерен хвойных деревьев (*Abies*, *Picea*, *Pinus* подрод *Harpoxylon*, *Pinus* подрод *Diploxylon*) и спор *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и *Sphagnum* (табл. 1 в их статье). На основании этого авторы подчеркивают, что полученные ими «...материалы не позволяют говорить о таежной фазе развития растительности, выделяемой [Гричук, 1952] для времени накопления нижнехвалынских отложений и нижней толщи шоколадных глин» (стр. 1416).

В последние годы опубликованы результаты палинологического анализа нижнехвалынских отложений разрезов Средняя Ахтуба, Колобовка и Цаган-Аман, выполненного Е.А. Спиридоновой [Лаврушин с соавт., 2014], и разрезов Сероглазовка и Райгород, изученных Т.Ф. Трегуб [Свиточ с соавт., 2017]. В подробном списке видов, родов и семейств палинофлоры шоколадных глин Т.Ф. Трегуб в качестве непереотложенных элементов указаны неогеновые реликты *Tsuga*, *Nyssa*, *Magnolia*, *Zelkova*, *Osmunda* и другие таксоны. Этому выводу противоречит анализ развития плейстоценовых флор Прикаспия, выполненный на основании большого объема литературных и собственных палеоботанических данных [Болиховская, 1995; Bolikhovskaya, 2011].

Отметим, что самым детальным (за всю историю их палинологического изучения) анализом шоколадных глин и перекрывающих и подстилающих их нижнехвалынских осадков, выполненным Е.А. Спиридоновой, «таежная фаза» для времени образования осадка из основания шоколадных глин и нижележащего слоя также не выявлена. Высокое содержание пыльцы ели (до 40%) имеют спектры

верхней половины горизонта шоколадных глин разреза Колобовка. По палинологическим данным трех изученных разрезов даны реконструкции лесного и лесостепного растительного покрова трех поздневалдайских интерстадиалов (раунисского, бёллинга и аллерёда) и степных формаций, господствовавших в позднеосташковские похолодания (ранний, средний и поздний дриас). В оптимум аллерёда были развиты сосново-еловые и елово-сосновые леса с участием березы, редко, вяза и липы. К сожалению, подробный состав всей палинофлоры проанализированных горизонтов Е.А. Спиридонова [Лаврушин с соавт., 2014] не приводит.

Материалы и методы. С целью уточнения состава палинофлоры нижневалдайских отложений и реконструкции климато-фитоценологических сукцессий времени развития максимальной стадии ранневалдайской трансгрессии Н.С. Болиховской было проведено детальное палинологическое изучение шоколадных глин разреза Средняя Ахтуба.

Разрез Средняя Ахтуба ($48^{\circ}41'54.22''$ с. ш. и $44^{\circ}54'33.26''$ в. д.) расположен на левом берегу р. Ахтуба в устье крупной балки в 0,5 км южнее одноименного поселка. Полное литологическое описание разреза Средняя Ахтуба и результаты оптико-люминесцентного датирования приведены в работе Т.А. Яниной с соавт. [2017]. В обнажении под современной каштановой почвой вскрывается примерно 17-метровая толща позднеплейстоценовых морских, аллювиальных и субаэральных (с горизонтами ископаемых почв) отложений, для которых получена серия из 11 дат в интервале от $112\,630 \pm 5400$ до 720 ± 70 лет назад [Янина с соавт., 2017]. Для шоколадных глин получены ОСЛ даты $15\,000 \pm 1000$ и $13\,000 \pm 500$ л. н., подтвердившие результаты радиоуглеродных определений их абсолютного возраста, опубликованных в статьях Ю.Г. Леонова с соавт. [2002], Ю.А. Лаврушина с соавт. [2014], и корреляции времени их накопления с периодом деградации осташковской стадии валдайского оледенения Восточно-Европейской равнины.

Выполнен подробный палинологический анализ 12-ти образцов горизонта шоколадных глин и вышележащих и нижележащих осадков (слои 3–8), вскрытых в интервале глубин 1,2–4,0 м в верхней части разреза. Кровля разреза располагается на абсолютной высоте ~15 м, ниже залегают следующие слои:

1. (pdQ₄). Верхняя часть современного почвенного горизонта (каштановые почвы), суглинистого состава с карбонатными включениями [Lebedeva et al., 2018]. Мощность ~40 см. 2. (pdQ₃₋₄). Суглинки светло-коричневые пористые, нижняя часть педокомплекса. Мощность ~80 см. 3. (eQ₃₋₄). Супеси коричневые слоистые с тонкими линзами песков. Мощность ~25 см. 4. (mQ₃hv₁). Глины шоколадные, плотные, тонкослоистые, в верхней части с прослоями алевритов и песков. Мощность ~60 см. Из данного слоя по кварцу получена ОСЛ дата $13\,020 \pm 610$ л. н. (Riso-150806) [Янина с соавт., 2017]. 5. (mQ₃hv₁). Глины шоколадные плотные, массивные с крупной плитчатой отдельностью. Мощность

~65 см. 6. (mQ₃hv₁). Пески светло-коричневые, плотные, мелкозернистые, с включениями раковин моллюсков *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*. Мощность ~15 см. Из данного слоя по раковинному материалу получена радиоуглеродная дата $13\,570 \pm 160$ кал. л. н. (ЛЮ-7037). 7. (mQ₃hv₁). Глины шоколадные плотные, массивные, трещиноватые. Мощность ~75 см. Из данного слоя по кварцу получена ОСЛ дата $15\,020 \pm 1000$ л. н. (Riso-150 807) [Янина с соавт., 2017]. 8. (aQ₃hv₁). Супеси и пески светло-бежевые аллювиальные. Мощность ~50 см.

Основу климато-фитоценологической интерпретации полученных спорово-пыльцевых данных составили литературные и собственные материалы по субрецентным спектрам современных разнофациальных отложений Северного Прикаспия, а также морских донных осадков [Мальгина, 1952; Федорова, 1952; Вронский, 1976; Болиховская, 1995; Болиховская, Касимов, 2008].

В процессе микроскопирования и определений палиноморф пристальное внимание уделялось их тафономическим особенностям. Изученные нами ранее отложения ательской регрессии из скважины в северной части Каспийского моря [Болиховская с соавт., 2018] содержали заметное количество (в отдельных образцах до 10%) переотложенных докайнозойских миоспор и в значительной степени разрушенных или минерализованных пыльцевых и споровых зерен из четвертичных отложений. Анализ нижневалдайских осадков из этой колонки показал, что в ряде проб содержание аллохтонных палиноморф столь же высоко. В шоколадных глинах разреза Средняя Ахтуба доля переотложенных растительных микрофоссилий составляет не более нескольких процентов от общего числа изученных в каждом образце палиноморф. Примеры переотложенных и, для сравнения, накапливавшихся *in situ* зерен пыльцы ели (*Picea* sect. *Picea*, *Picea* cf. *abies*), кедровидной сосны (*Pinus sibirica*), докайнозойских миоспор и спор сфагнового мха (*Sphagnum*) приведены на рис. 1. При изучении на микроскопе АХИО IMAGER D1 препаратов анализируемых микрофоссилий нами с помощью фотосъемки фиксировались их тафономические признаки. Это позволило создать для каждого образца коллекцию электронных снимков пыльцы деревьев, кустарников и травянокустарничковых растений, спор высших споровых растений (зеленых и сфагновых мхов, папоротников, плаунов, хвощей), а также других микроостатков (водорослей, грибов и др.), входящих в автохтонный и аллохтонный комплексы. Составлен представительный список изученной автохтонной палинофлоры.

Результаты исследований и их обсуждение. Представительная палинофлора и репрезентативные спорово-пыльцевые спектры (СПШ спектры) получены для следующих отложений разреза Средняя Ахтуба: суглинков слоя 3 (над шоколадными глинами), шоколадных глин (слои 4, 5, 7) и содержащего многочисленные раковины ранневалдайских мол-

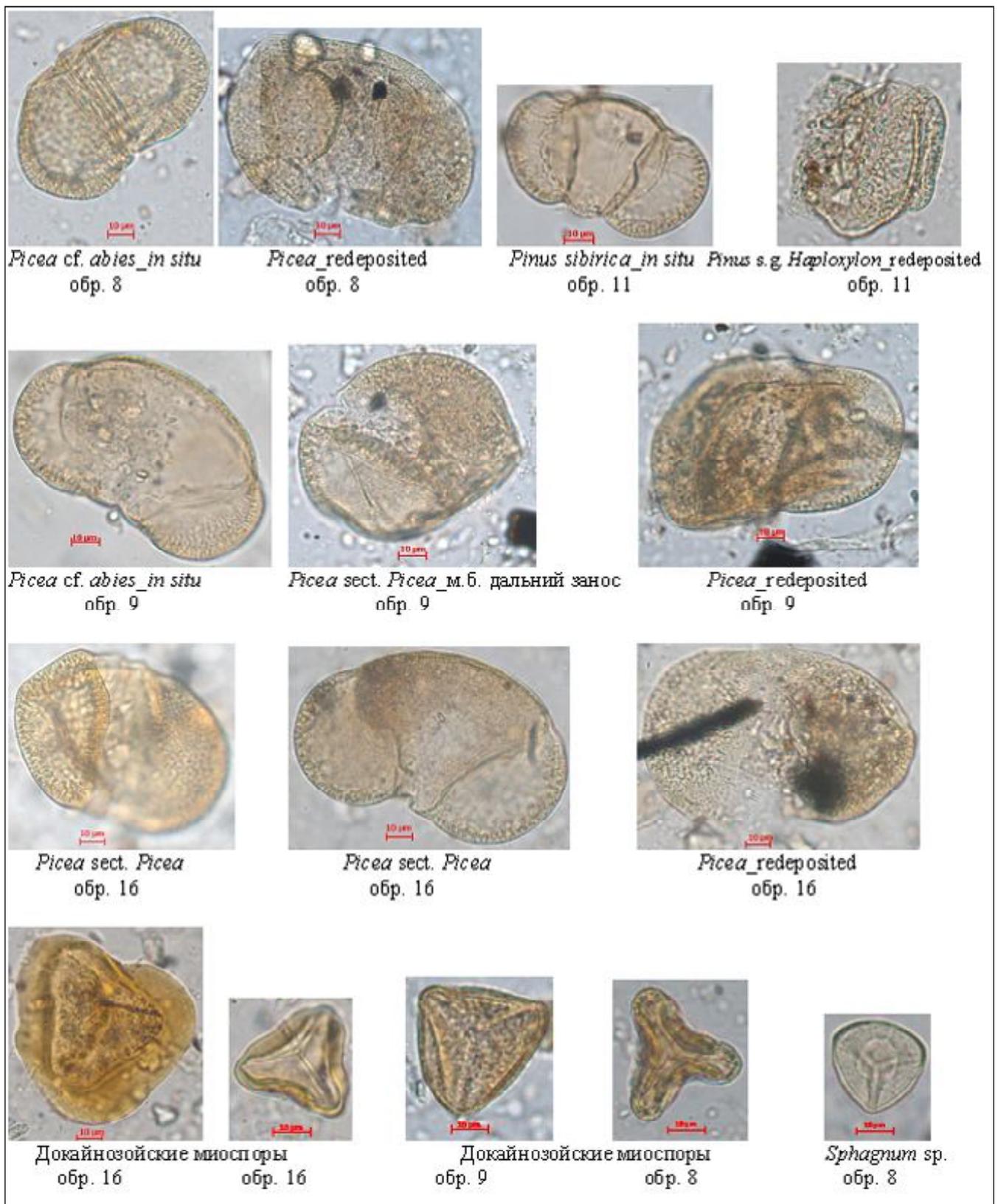


Рис. 1. Снимки пыльцы ели (*Picea sect. Picea*) и сосны кедровой сибирской (*Pinus sibirica*) (*in situ* и переотложенной), спор сфагнового мха (*Sphagnum*), докайнозойских мiosпoр, присутствующих в образцах шоколадных глин разреза Средняя Ахтуба (увеличение x400)

Fig. 1. Images of the spruce (*Picea sect. Picea*) and the Siberian stone pine (*Pinus sibirica*) pollen (*in situ* and redeposited), spores of sphagnum moss (*Sphagnum*), pre-Cenozoic miospores in chocolate clays of the Srednaya Akhtuba section (zoom x400)

люсков песчаного прослоя внутри глин (слой 6), формировавшихся во вторую (максимальную), по Т.А. Яниной с соавт. [2017], стадию раннехвалынской трансгрессии, а также для нижележащих аллювиальных супесей и песков (слой 8), отвечающих концу ранней стадии этой трансгрессии.

Состав палинофлоры. Впервые в истории палинологического изучения отложений максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии получены данные о значительном содержании в большинстве СПП спектров и почти постоянном участии в палинофлоре изученных образцов таксонов аркто-бореальных и аркто-альпийских флор (*Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus communis*, *J. sp.*, *Dryas octapetala*, *Botrychium boreale* и др.), а также сосны кедровой сибирской (*Pinus sibirica*), являющихся характерными видами равнинных и горных тундровых, лесотундровых и северо-таежных фитоценозов. На рис. 2 и 3 приведены серии снимков присутствующей в проанализированных осадках пыльцы указанных древесных пород, иллюстрирующие их палиноморфологические и тафономические признаки.

Согласно результатам скрупулезного палинологического анализа, в изученную автохтонную раннехвалынскую палинофлору вошли около 100 таксонов разного ранга. Группа деревьев и кустарников (AP – Arboreal pollen) содержит пыльцу 34 таксонов: пихты (*Abies sp.*), ели (*Picea sect. Omorica*, *Picea sect. Picea*, *Picea abies* (L.) Karst.), сосны подрода *Haploxylo* (видовая принадлежность не идентифицирована), сосны сибирской кедровидной (*Pinus sibirica*), лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), березы (*Betula sect. Albae*, *Betula pendula*, *B. pubescens*), кустарниковой березы (*Betula sect. Fruticosae*, *B. fruticosa*), березы карликовой (*Betula sect. Nanae*, *B. nana*), ольховника кустарникового (*Alnaster fruticosus* /по С.К. Черепанову [1973], *Duschekia fruticosa* (Rupr.) Pouzar.), ольхи черной (*Alnus glutinosa*), ольхи серой (*A. incana*), лещины (*Corylus avellana*), липы (*Tilia sp.*, *Tilia cordata*), дуба (*Quercus sp.*, *Quercus robur*), ясеня (*Fraxinus sp.*), вяза (*Ulmus sp.*, *Ulmus laevis*, *U. cf. pumila*), лоха (*Elaeagnus*), дикого винограда (*Vitis sylvestris* C.C. Gmel.), ивы (*Salix spp.*), можжевельника (*Juniperus sp.* и можжевельника обыкновенного *J. communis* L.), смородины красной (*Ribes rubrum* L.), хмеля (*Humulus lupulus*) и др. Группа пыльцы недревесных растений (NAP – Non-Arboreal pollen) включает более 50 семейств, родов и видов трав и кустарничков: верескоцветных (*Ericales*), злаков (Poaceae), осоковых (Cyperaceae), конопли (*Cannabis*), эфедры (*Ephedra sp.*), полыни (*Artemisia sp.*, *Artemisia* subgenera *Seriphidium*, *Artemisia* subgenera *Euartemisia*), семейств маревые (Chenopodiaceae, в их числе *Atriplex cana* C.A.M., *A. litoralis* L., *A. verrucifera* M.B., *Halostachys capsica* (Pall.) C.A.M., *Kochia prostrata* (D.) Schrad. и др.), свинчатковые (Plumbaginaceae, кермек широколистный *Limonium latifolium* /Smith./ O.Kundze),

сельдерейные (Apiaceae), бобовые (Fabaceae), гречишные (Polygonaceae, *Polygonum*, *Fagopyrum*), колокольчиковые (Campanulaceae), гвоздичные (Caryophyllaceae), лютиковые (Ranunculaceae), норичниковые (Scrophulariaceae), розоцветные (Rosaceae, в их числе дриада *Dryas octapetala*), портулаковые (Portulacaceae), мареновые (Rubiaceae), фиалковые (Violaceae, в том числе фиалка трехцветная *Viola tricolor*), подорожниковые (Plantaginaceae, *Plantago*), крапива (*Urtica*), бобовые (Fabaceae), льновые (Linaceae), касатиковые (Iridaceae), лилейные (Liliaceae), тюльпан (*Tulipa*), луковые (Alliaceae), астровые (Asteraceae), дурнишник (*Xanthium*), амброзия (*Ambrosia*), цикориевые (Cichoriaceae) и др. Среди травянистых растений присутствует также пыльца водных и прибрежно-водных растений: урути (*Myriophyllum*), рдеста (*Potamogeton*), ряски (*Lemna*), повейника мокричного (*Elatine alsinistrum*), частуховых (Alismataceae), рогоза (*Typha*) и ежеголовника (*Sparganium*). В группе спор высших споровых растений определены: зеленые мхи (Bryales), сфагновый мох (*Sphagnum*), папоротники сем. Многоножковые (Polypodiaceae, в их числе пузырник горный *Cystopteris montana* (Lam.) Desv.), папоротники сем. Ophioglossaceae (гроздовник северный *Botrychium boreale* (Fr.) Milde.) г. виргинский и др. (*B. virginianum* (L.) Sw., *Botrychium sp.*), плауны булавовидный и др. (*Lycopodium clavatum*, L. sp.), хвощ (*Equisetum sp.*).

Реконструкции генезиса отложений и эволюции растительности и климата. Большинство проб нижнехвалынских осадков разреза Средняя Ахтуба охарактеризовано определениями свыше 600 зерен пыльцы и спор; в меньшем количестве образцов изучено более 300–480 зерен. Полученные репрезентативные спорово-пыльцевые спектры представлены на диаграмме (рис. 4). Высоким суммарным участием в ряде СПП спектров пыльцы кустарников продиктована необходимость отдельного показа на диаграмме содержаний пыльцы деревьев и кустарников. Это позволяет установить соотношения площадей лесных древостоев и кустарниковых сообществ в реконструируемых палеоландшафтах. Для выявления роли умеренной теплолюбивой дендрофлоры, характеризующей интервалы потеплений, суммарное содержание пыльцы широколиственных деревьев (*Quercetum mixtum*) отображено на отдельном графике перед персональными данными этих таксонов. В связи с многочисленностью таксонов разнотравья для оптимизации размера диаграммы даны суммы их процентных значений в каждом спектре (график *Herbetum mixtum*).

Эколого-ценотический анализ изученной палинофлоры и изменения состава и процентного участия таксонов в полученных СПП спектрах позволяют сделать заключение о генезисе шоколадных глин и реконструировать последовательные смены ландшафтно-климатических условий, происходившие при образовании всей рассмотренной нижнехвалынской толщи.

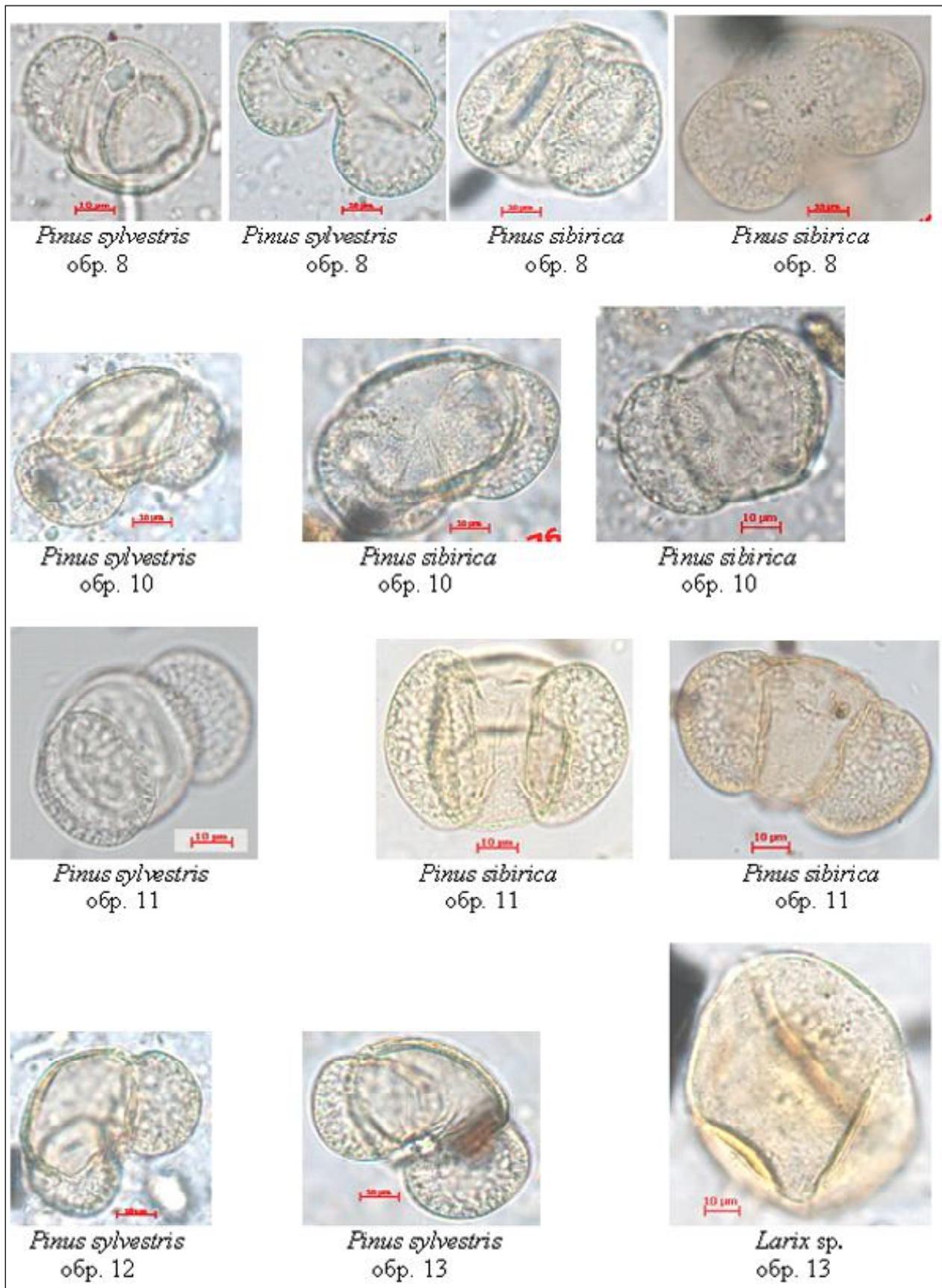


Рис. 2. Снимки пыльцы сосны кедровой сибирской (*Pinus sibirica*), сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и лиственницы (*Larix sp.*), присутствующей *in situ* в образцах шоколадных глин (раннехвалынские отложения) разреза Средняя Ахтуба (увеличение x400)

Fig. 2. Images of the Siberian stone pine (*Pinus sibirica*), Scots pine (*Pinus sylvestris*) and larch (*Larix sp.*) pollen (*in-situ*) in chocolate clays (Early Khvalynian deposits) of the Srednaya Akhtuba section (zoom x400)

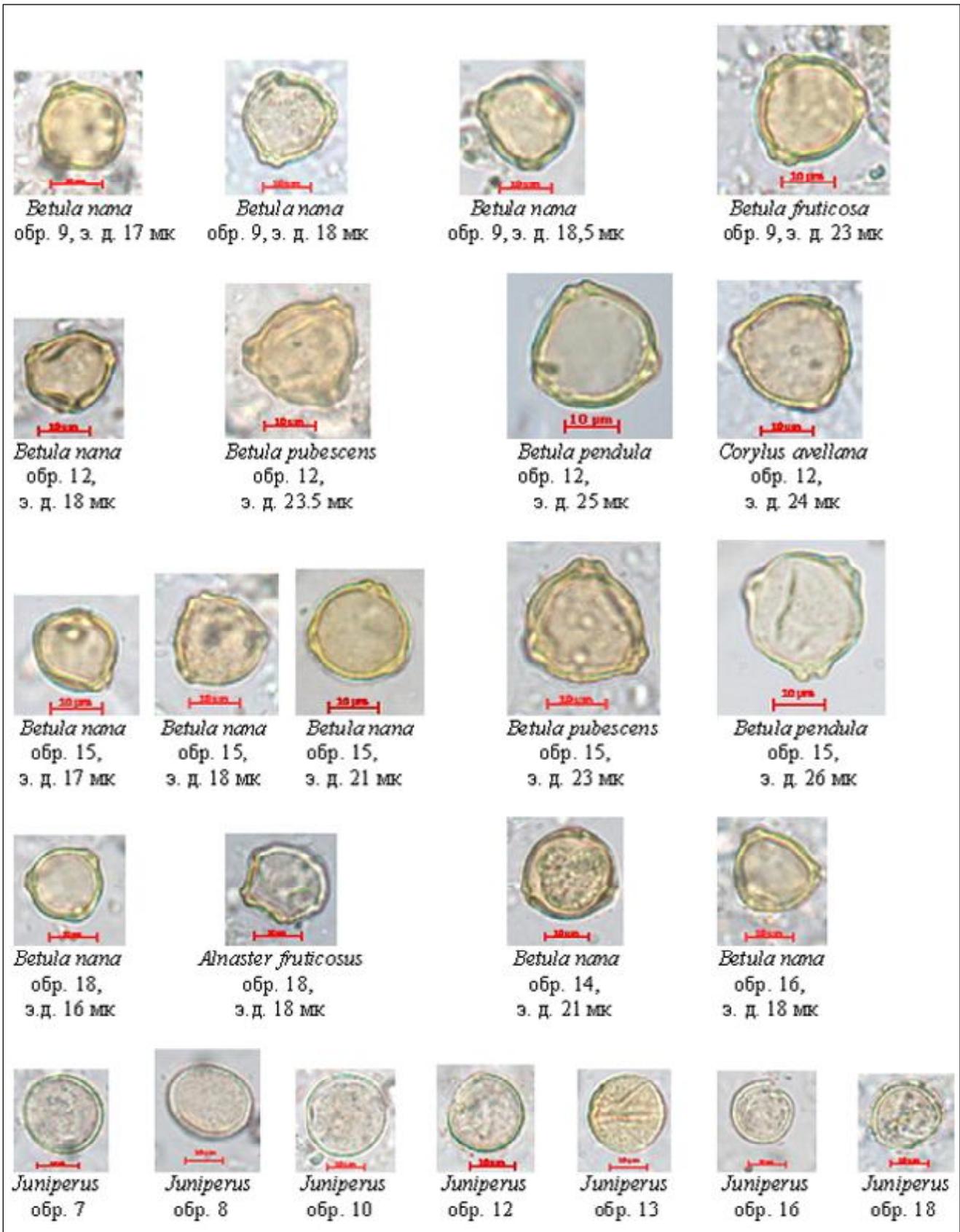


Рис. 3. Снимки пыльцы березы карликовой (*Betula nana* L.), березы кустарниковой (*Betula fruticosa* Pall.), березы пушистой (*Betula pubescens* Ehrh.), ольхи кустарниковой (*Alnaster fruticosus* (Rupr.) Ledeb.) и можжевельника (*Juniperus*), присутствующей *in situ* в образцах раннехвалынских отложений разреза Средняя Ахтуба (увеличение $\times 400$). э.д. 17 мк – экваториальный диаметр в микронах

Fig. 3. Images of the Dwarf birch (*Betula nana* L.), Fruticose birch (*Betula fruticosa* Pall.), Pubescent birch (*Betula pubescens* Ehrh.), Alder fruticosus (*Alnaster fruticosus* (Rupr.) Ledeb.) and Juniper (*Juniperus*) pollen (*in-situ*) in Early Khvalynian deposits of the Srednaya Akhtuba section (zoom $\times 400$). э.д. 17 мк – equatorial diameter. μm

Толща шоколадных глин формировалась в мелководном водоеме, на что указывает большое количество во всех образцах зеленых водорослей (*Botryococcus* и *Pediastrum*), а также высокое содержание в образцах 10–12 (до 24%) и 14–16 (до 16%) пыльцы водных растений (*Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Lemna*), обитающих в лиманах, плавнях, озерах, старицах, болотах и т. д., и представителей прибрежно-водных сообществ (*Alismataceae*, *Typha*, *Sparganium*, *Elatine alsinistrum*). Палинологические индикаторы солоноватоводных обстановок малочисленны. О морских условиях седиментации верхнего горизонта шоколадных глин, возможно, говорят присутствующие в обр. 9 морские диноцисты хорошей сохранности (*Cleistosphaeridium* sp.). В обр. 13 слоя песков, содержащего морскую малакофауну, обнаружены 10 экземпляров также морских диноцист (*Cordosphaeridium gracile*). Эти таксоны были широко распространены в палеогене и неогене, поэтому нельзя исключить их принадлежность к аллохтонному комплексу.

Все СПП спектры нижнехвалынских отложений являются типичными перигляциальными образованиями. Сопоставление палинологической записи палеоклиматических событий, полученной для эпохи раннехвалынской трансгрессии Палеокаспия, с детальной летописью ландшафтно-климатических изменений, происходивших в Нижнем Поволжье в последние 11 500 лет, которая реконструирована Н.С. Болиховской [2011; Bolikhovskaya, Kasimov, 2011] по результатам подробного спорово-пыльцевого анализа и ¹⁴C датирования озерно-старичных голоценовых осадков Волго-Ахтубы разреза Соленое Займище (расположен в 130 км юго-восточнее Средней Ахтубы), показывает, что образование изученных нижнехвалынских отложений происходило в перигляциальных климатических условиях ледниковой эпохи.

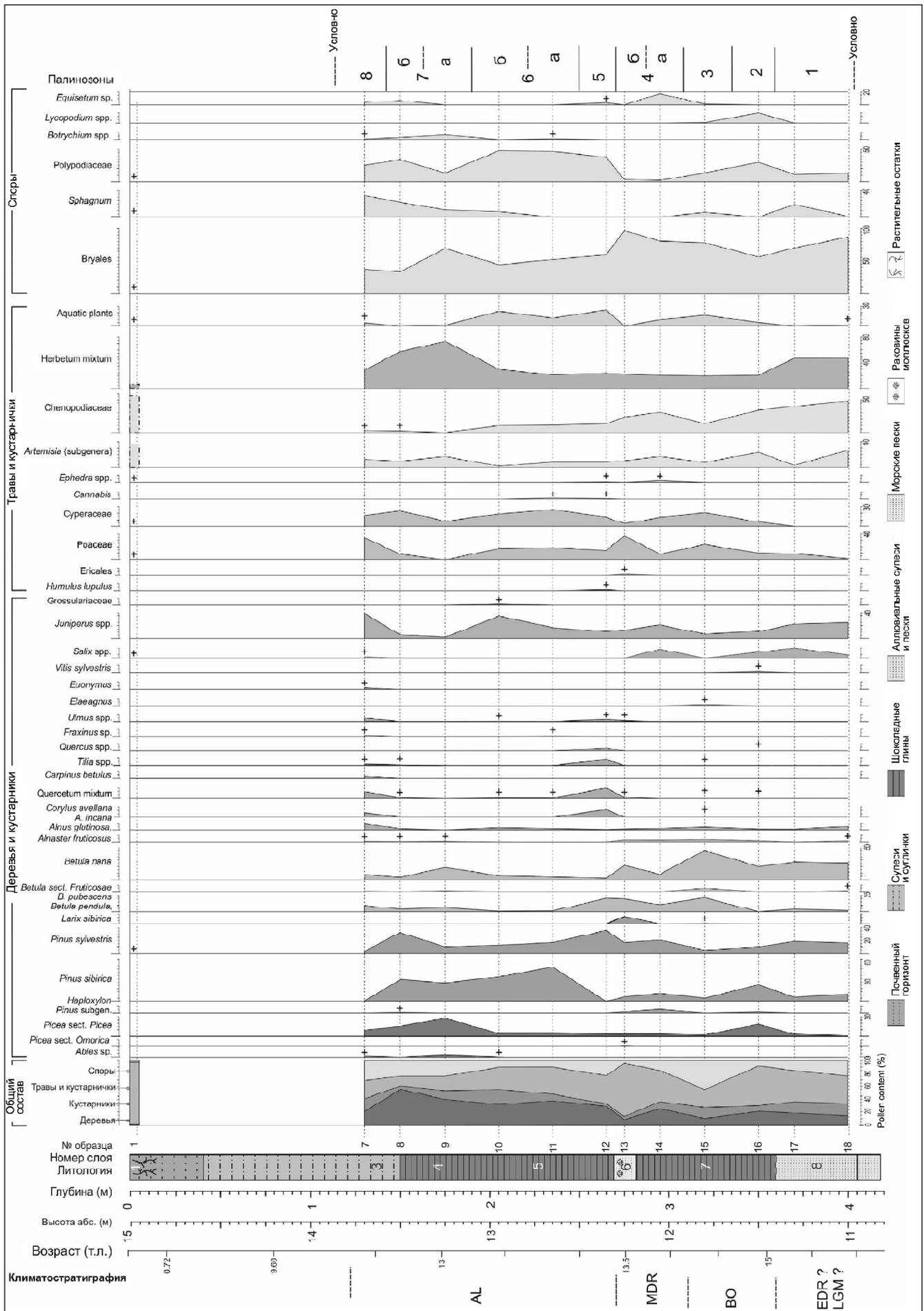
О формировании этих отложений в условиях перигляциальных ландшафтов наглядно свидетельствует также совместное участие в СПП спектрах пыльцы и спор представителей тундровой, бореально-лесной и пустынно-степной флор (*Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Botrychium boreale*, *Abies* sp., *Picea* sect. *Picea*, *Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Betula pendula*, *B. pubescens*, *Ephedra* sp., *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *A.* s.g. *Euartemisia*, видов сем. *Chenopodiaceae* / *Atriplex cana*, *A. litoralis*, *A. verrucifera*, *Halostachys capsica*, *Kochia prostrate* / и др.). В них присутствуют пыльца и споры растений, произрастающих ныне в различных эколого-ценотических и эдафических условиях – в лесных стациях, на степных участках, заболоченных и луговых местообитаниях, участках с эродированным или неразвитым почвенным покровом, с засоленными и многолетнемерзлыми субстратами. Полученные СПП спектры свидетельствуют о сложной структуре и мозаичности растительного покрова и перигляциальных ландшафтов в целом, существовавших в раннехвалынское время.

Близ верхней кромки спорово-пыльцевой диаграммы показан СПП спектр образца (рис. 4), отобранного с поверхности современной каштановой почвы, завершающей изученный разрез Средней Ахтубы. Этот субрецентный спектр, в котором господствует пыльца полыни, маревых, эфедры и разнотравья (среди последнего небольшой набор видов сем. *Polygonaceae*, *Liliaceae*, *Asteraceae* и *Cichoriaceae*), а пыльца деревьев единична (принадлежит сосне обыкновенной и иве), адекватно отражает зональную полупустынную растительность и растительное сообщество, произрастающее в настоящее время на сегменте второй террасы.

Сравнение СПП спектров шоколадных глин с этим субрецентным спектром, а также со спектрами современных субаквальных осадков [Федорова, 1952; Вронский, 1976; Болиховская, 1995; Болиховская, Касимов, 2008], показало, что влагообеспеченность Северного Прикаспия в эпоху раннехвалынской трансгрессии была значительно более высокой, чем в настоящее время.

Согласно палинологическим данным, на протяжении периода накопления слоев 6, 7 и 8 нижнехвалынских осадков господствовали открытые ландшафты: тундро-степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные степи (рис. 4, палинозоны 1–4). При формировании слоев 4 и 5 (палинозоны 5–7) существенно возросли площади лесных формаций. В них преобладали темнохвойные породы. Доминантами и содоминантами выступали кедровидная сибирская сосна и ель европейская. Большую часть этого интервала доминировали перигляциальные лесостепи. Зональное значение перигляциальные темнохвойные леса и редколесья, занимавшие не только склоны речных долин, но и плакоры, вероятно, приобрели в исследуемом районе только в заключительную фазу образования шоколадных глин.

Климатические особенности времени накопления обоих горизонтов шоколадных глин и разделяющего их слоя песков наиболее ярко выражены колебаниями участия пыльцы холодостойких кустарников, хвойных и лиственных деревьев, спор мхов и папоротников в СПП спектрах трех частей палинологической записи. О вероятности развития криогенных процессов и островной мерзлоты свидетельствуют СПП спектры палинозон 2–4, в которых доминантами или содоминантами являются пыльцевые зерна карликовой березы (*Betula nana*), при высоком участии *Juniperus*, *Salix* и спор зеленых мхов, а также присутствии пыльцы *Alnaster fruticosus* и *Betula fruticosa*. Самое значительное потепление фиксируется в начале накопления верхнего горизонта шоколадных глин палинозоной 5, в которой выражены 15-процентный максимум пыльцы липы, дуба и вяза, заметный пик лещины (до 12%) вкупе с высоким содержанием пыльцы сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), березы (*Betula pendula*, *B. pubescens*) и спор папоротников (*Polypodiaceae*) при почти полном исчезновении криофитов. Формирование остальной, т. е. большей части верхнего горизонта шоколадных глин (палинозоны 6 и 7), осу-



шествлялось при возросшей гумидизации климата (достигшей максимума при накоплении слоя 4), деградации островной мерзлоты и широкой экспансии в лесные формации темнохвойных пород – сосны сибирской кедровидной (*Pinus sibirica*) и ели европейской (*Picea abies*), при участии пихты и сосны обыкновенной.

Полученная палинологическая запись позволила выполнить климатостратиграфическое расчленение изученных отложений и реконструировать следующие фазы в развитии растительности и климата примерно 2–2,5 тысячелетнего, исходя из абсолютного датирования, интервала позднеледниковой истории Северного Прикаспия.

В период седиментации аллювиальных осадков слоя 8, отвечающий стадийному похолоданию раннего дриаса (EDR), господствовали тундро-степи (палинозона 1), в которых преобладали открытые пространства с пустынно-степными полынно-маревыми и злаково-разнотравными сообществами (среди разнотравья преимущественно Plumbaginaceae, Asteraceae, Liliaceae, Violaceae, Ranunculaceae, Polygonaceae, Fabaceae, Malvaceae) и ерниковые формации (*Betula nana*). Развитие ерников и кустарниковых зарослей из *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Juniperus*, *Salix* свидетельствует о существовании многолетнемерзлых пород. Высокое содержание спор зеленых и сфагновых мхов, вероятно, является показателем значительной заболоченности. В самых благоприятных экотопах, возможно, встречались фрагменты кедрово-сосновых редколесий.

Спектры палинозон 2 и 3 отражают межстадиальное потепление климата (сопоставляемое с бёллингом), приведшее к распространению перигляциальных лесостепей. В начальную фазу их развития (палинозона 2) сократились площади кустарниковых формаций и участие в них гипоарктических таксонов, автоморфные ландшафты заняли сосново-елово-кедровые редколесья, в травяном покрове которых заметную роль играли папоротники и плауны. Состав доминирующих сообществ степных участков оставался прежним, но начали появляться участки влажных лугов. Во вторую фазу (палинозона 3) широкое распространение получили влажные луговые экотопы с разнотравно-осоково-злаковыми ассоциациями и участки моховых болот, заселявшиеся ерниками. В древостое лесных колков преобладали береза (*Betula pendula*, *B. pubescens*) и ольха (*Alnus glutinosa*, *A. incana*). Важнейшая особенность межстадиальной растительности этого интервала выразилась тем, что в древостое лесных сообществ появились широколиственные породы (дуб черешчатый, липа сердцелистная), в подлеске – лещина, а в прибрежных экотопах – лох и лианы дикого винограда (*Vitis sylvestris*).

Фаза ухудшения климата последующего стадия, коррелируемого со средним дриасом, ознаменовалась развитием перигляциальных степей и исчезновением широколиственных деревьев в условиях похолодания и возросшей континентальности (палинозона 4). В первую подфазу (4a) в травяно-кустарничковом покрове степных участков преобладали полынно-маревые ассоциации с эфедрой, а в составе лесных колков – березовые и сосново-кедровые редколесья с можжевельником и карликовой березой в кустарниковом ярусе. В прибрежных экотопах наряду с другими ксерофитами и галофитами росли *Atriplex cana*, *A. litoralis*, *Kochia prostrata*. Вторая подфаза (4b) этого холодного этапа характеризовалась расширением площади степных пространств, сокращением в них роли полынно-маревых группировок и доминированием разнотравно-злаковых сообществ с участием верескоцветных. Сократилась роль кедровой сосны и сосны обыкновенной. На залесенных участках преобладали березово-лиственничные древостои с кустарниковой березой и можжевельником в подлеске. Моховой покров обеих подфаз составляли зеленые мхи.

Полученная палинологическая запись позволяет предполагать неполноту геологической летописи, представленной в слое 6, то есть перерыв в осадконакоплении между слоями 6 и 5.

В самый длительный интервал изученной части позднеледникового периода, сопоставляемый с интерстадиалом аллерёд, в разрезе Средней Ахтубы формировался верхний горизонт шоколадных глин. Особенности климато-фитоценологических сукцессий времени накопления этого горизонта рассмотрены выше, поэтому здесь охарактеризуем последовательные смены, происходившие в эволюции зональных типов растительности (палинозоны 5–7). В начальную фазу (палинозона 5) развития растительности этого межстадиала господствовали перигляциальные лесостепи. В составе лесных формаций преобладали сосново-березовые с примесью ели и вязово-дубово-липовые с лещиной в подлеске сообщества. В травяном покрове доминировали злаки, разнотравье и папоротники (Polypodiaceae). Водные и прибрежно-водные ценозы составляли рдест, повейник мокричный (*Elatine alsinistrum*), осоки, тростник, ежеголовник. Последующая фаза (палинозона 6; время накопления средней части верхнего горизонта шоколадных глин) отражает развитие перигляциальных лесостепных ландшафтов с лесными стациями, в которых господствовали сосново-кедровые формации с примесью ели и пихты, с можжевельниковыми зарослями в кустарниковом ярусе. Из широколиственных деревьев в древостое участвовали ясень и вяз. В долинных лесах заметную роль играли ольшаники. Состав травяно-кус-

Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма нижнехвалыньских отложений разреза Средняя Ахтуба.
+ – при содержании <3%

Fig. 4. Spore-pollen diagram of the Lower Khvalynian sediments of the Srednaya Akhtuba section
+ – less than 3%

тарничкового покрова степных и лесных экотопов оставался прежним. В сообществах водных и прибрежно-водных фитоценозов доминировали уруть (*Myriophyllum*), рдест (*Potamogeton*), ряска (*Lemna*), полейник мокричный, частуховые (*Alismataceae*) и ежеголовник (*Sparganium*).

Время накопления слоя 4 шоколадных глин отвечает следующему этапу рассматриваемого межстадиала, который характеризует гумидная фаза (палинозона 7) господства перигляциальных кедрово-еловых и елово-кедровых лесов и редколесий с участием в древостое пихты, сосны и березы, а в кустарниковом ярусе – кустарниковых берез (*Betula fruticosa*, *B. nana* и, реже, *Juniperus*). В травяном покрове открытых местообитаний доминировали лилейные (*Liliaceae*), осоки, папоротники (*Polypodiaceae*, *Botrychium boreale*, *B. virginianum* и др.). Пыльца водных и прибрежно-водных растений в спектрах отложений этой фазы отсутствует. В наземном ярусе растительности широкое распространение имел моховой покров из зеленых и сфагновых мхов.

В данной работе мы не можем дать уверенное заключение о геологическом возрасте вышележащих отложений, представленных переслаивающимися суглинками и супесями слоя 3. Судя по составу СПП спектра образца 7 (палинозона 8), он отражает одну из ранних фаз в развитии растительности голоцена. Об этом свидетельствует разнообразие состава и доля участия в нем пыльцы широколиственных пород (граба обыкновенного, липы, вяза, ясеня, лещины) и спутников (*Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Euonymus*) образуемых ими лесных сообществ. Более корректный вывод, вероятно, станет возможным после получения серии репрезентативных СПП спектров из слоев 1 и 2 изучаемого разреза.

Завершая характеристику реконструированной климато-фитоценологической летописи, подчеркнем,

что, согласно палинологическим данным, отложения последнего холодного этапа осташковского позднеледниковья, отвечающего стадиалу поздний дриас, в разрезе Средней Ахтубы, вероятно, отсутствуют.

Выводы:

– палино-климатостратиграфические реконструкции, выполненные для изученных нижнехвалынских отложений, не противоречат результатам абсолютного датирования о их накоплении в период позднеосташковского позднеледниковья;

– полученные палинологические данные свидетельствуют о субквальной (солонатоводной морской и пресноводной) седиментации изученных отложений в перигляциальных ландшафтах и, большей частью, при весьма суровых климатических условиях;

– на протяжении периода накопления изученных нижнехвалынских отложений на территории исследуемого района были развиты растительные сообщества ледникового климата – тундро-степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные степи, перигляциальные редколесья и леса;

– широкое развитие в составе перигляциального растительного покрова изучаемого района микротермных ерниковых формаций из *Betula nana* и кустарниковых сообществ из *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus* и др. свидетельствует о суровых климатических условиях и, возможно, существовании островной многолетней мерзлоты в холодные (стадиальные) этапы осташковского (исходя из данных абсолютного датирования) позднеледниковья. Тем самым подтверждены представления ряда исследователей [Москвитин, 1962; Горецкий, 1964; Чистякова, Лаврушин, 2004], опирающихся на результаты литологических исследований шоколадных глин.

Благодарности. Экспедиционные исследования проведены в рамках проекта РНФ №16-17-10103. Аналитическая работа выполнена по проекту РФФИ-КОМФИ № 18-00-00470 и по программе ГЗ «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее изменений». Авторы выражают признательность канд. геол.-мин. н. Г.Н. Александровой за помощь в определении диноцист.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей // Изв. РГО. 1888. Т. 24. Вып. 1–2. С. 91–114.
 Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. О-ва испытателей природы. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.
 Барбот-де-Марни Н.П. Геологическое описание Калмыцкой степи и прилежащих к ней земель // Калмыцкая степь Астраханской губернии по исследованиям Кумо-Маньчской экспедиции. Санкт-Петербург, 1868. С. 1–76.
 Болиховская Н.С. Перигляциальные и межледниковые ландшафты плейстоцена Восточно-Предкавказской лёссовой области. М.: ВИНТИ, 1995. (№ 52-В95). 125 с.
 Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 13–27.
 Болиховская Н.С., Касимов Н.С. Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги в последние

10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2008. Вып. 2. С. 99–117.
 Болиховская Н.С., Мамонтов Д.А., Янина Т.А. Особенности палинологических танатоценозов в ательских отложениях Северного Каспия // Фундаментальная и прикладная палеонтология. Мат-лы LXIV сессии Палеонтологического общества при РАН (2–6 апреля 2018 г., Санкт-Петербург). СПб.: Картография ВСЕГЕИ, 2018. С. 142–144.
 Брицина М.П. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Тр. Ин-та географии. 1954. Вып. 62. С. 5–27.
 Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клизе Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремении. М.: Наука, 1987. 255 с.
 Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.
 Воронина К.В. О растительности Северного Прикаспия в

период отложения шоколадных глин // Ученые записки Саратов. гос. ун-та, вып. Биол-почв. 1959. Т. 64. С. 35–37.

Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского-на-Дону ун-та, 1976. 200 с.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волга в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.

Гричук В.П. Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья // Труды Института географии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 52. № 7. С. 5–45.

Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Каспийская область. Плейстоцен. Л.: Недра. Геохронология СССР. Т. 3. 1974.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А., Шали Ф., Антипов М.П., Кураленко Н.П., Курина Е.Е., Тухолка П. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. Вып. 73. С. 19–51.

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 229–233.

Мальгина Е.А. Спорно-пыльцевые спектры поверхностных проб из различных географических зон Поволжья // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1952. Вып. 52. С. 73–90.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геолог. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 64. 263 с.

Обедиентова Г.В., Губонина З.П. О хвалынском веке в пределах Нижнего Поволжья // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. 1962. С. 144–173.

Православлев П.А. Материалы к познанию нижневожских отложений // Изв. Варшавского ун-та, 1908. № 2. 464 с.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 267 с.

Свиточ А.А., Макашев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Кловиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия // Географический факультет МГУ, Красногорская типография. 2017. 140 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побежий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.

Тюрина Л.С. Спорно-пыльцевые характеристики четвертичных и верхнеплейстоценовых отложений низового Поволжья // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 288–295.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. Геологич. ин-та АН СССР. 1957. Вып. 10. 308 с.

Федорова Р.В. Распространение пыльцы и спор текущими водами // Тр. Ин-та географии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 52. С. 46–72.

Чигуряева А.А., Воронина К.В. Материалы по верхнеплейстоценовой растительности Северного Прикаспия // Докл. АН СССР. 1960. Т. 131. № 6. С. 1414–1416.

Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилегающих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.

Шанцер Е.В. Геологическое строение и гидрологическая обстановка как критерий оценки лесорастительных условий Приволжской полосы Прикаспийской низменности // Тр. Комплексной научной экспедиции по вопросам полезного лесоразведения. 1951. Т. 1. Вып. 2. С. 140–168.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биогеография, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 20–28.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Сулейманова Ф.И., Алимбекова Л.И., Попова-Львова М.Г., Хабибуллина Г.А., Латыпова Э.К. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФ АН СССР, 1986. 135 с.

Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., Starikova A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary International. 2016. № 409. P. 81–87.

Bolikhovskaya N.S. The Pleistocene and Holocene of the North-Western Caspian Sea Region: climatostratigraphy, correlation and palaeoenvironments // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. Baku, Azerbaijan. 2011. № 1. P. 3–30.

Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S. The evolution of climate and landscapes of the Lower Volga Region during the Holocene // Geography, Environment, Sustainability. 2010. V. 3. № 2. P. 78–97.

Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R., Kust P., Varlamov E. Landscape Dynamics in the Caspian Lowlands Since the Last Deglaciation Reconstructed From the Pedosedimentary Sequence of Srednaya Akhtuba, Southern Russia // Geosciences. 2018. V. 8(12). № 492. P. 1–21.

Richards K., Bolikhovskaya N.S. Palynology of pre-Holocene and Holocene shallow cores from the Damchik region of the Volga delta: Palynological assemblages, zones, depositional environments and Caspian Sea level // The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change: Proceedings of the International Conference. Moscow, 2010. P. 126–129.

Richards K., Mudie P., Rochon A., Athersuch J., Bolikhovskaya N.S., Hoogendoorn R.M., Verlinden V. Late Pleistocene to Holocene evolution of the Emba Delta, Kazakhstan, and coastline of the north eastern Caspian Sea: Sediment, ostracods, pollen and dinoflagellate cyst records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2017. № 468. P. 427–452.

Tudryn A., Chalie F., Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Lavrushin V.Yu., Tухолка P., Leroy S.A.G. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // Quaternary International. 2013. № 292. P. 193–204.

Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the late Pleistocene // Quaternary International. 2014. № 345. P. 88–99.

Yanina T.A., Sorokin V., Bezrodnykh Y., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. № 465. P. 130–141.

Поступила в редакцию 18.01.2019

После доработки 19.02.2019

Принята к публикации 21.02.2019

N.S. Bolikhovskaya¹, R.R. Makshaev²THE EARLY KHVALYNIAN STAGE OF THE CASPIAN SEA EVOLUTION:
PALYNOFLORA AND CLIMATIC-PHYTOCOENOTIC RECONSTRUCTIONS

In addressing the controversial issues of the Late Pleistocene paleogeography of the Caspian Sea basin, the results of spore-pollen analysis are of particular importance, as well as the following reconstructions of climate and vegetation changes of the Northern Caspian region during the Early Khvalynian transgression.

The paper presents the main results of the palynological study of deposits (chocolate clays and overlying and underlying layers from the Srednyay Akhtuba section) of the maximum stage of Early Khvalynian transgression. The materials are illustrated by pollen diagram with the data of spore-pollen analysis and the detailed list of palynoflora, and complemented with photographs of pollen belonging to the principal autochthonous taxa and, for comparison, to some redeposited Quaternary palynomorphs. Palynological materials indicate subaqual (brackish marine and freshwater) sedimentation of studied deposits in periglacial landscapes and, for the most part, under very harsh climatic conditions. The performed climate-stratigraphic reconstructions are in line with the data of absolute dating, i.e. the accumulation of the studied deposits during the Late Valdai (Ostashkov) Late Glacial period. During the time interval plant communities of glacial climate – tundra-steppe, periglacial forest-steppe, periglacial steppe, periglacial parklands and forests – were developed within the study area. Widespread occurrence of microthermal willow formations of *Betula nana* and shrub communities of *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus*, etc. in the composition of periglacial vegetation cover of the studied region suggests the severe climatic conditions and, possibly, the existence of sporadic permafrost during the cold stages (stadials) of the Ostashkov Late Glacial period.

Key words: the Late Pleistocene-Holocene, palynology, chocolate clay, Northern Caspian region

Acknowledgements. Field studies were financially supported by the Russian Science Foundation (project № 16-17-10103). Analytical work was partly financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project РФФИ-КОМФИ 18-00-00470) and partly accomplished under the state-guaranteed program «Paleoclimates, evolution of the natural environment and the long-term forecast of its changes». The authors are grateful to G.N. Aleksandrova, PhD. in Geology and Mineralogy, for her assistance in the identification of dinocysts.

REFERENCES

- Andrusov N.I.* Oчерк istorii razvitiya Kaspijskogo morja i ego obitatelej [Outline of the history of evolution of the Caspian Sea and its inhabitants] // *Izvestija Russkogo geograficheskogo obshchestva*. 1888. T. 24. V. 1–2. P. 91–114. (In Russian)
- Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., Starikova A.A.* On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ¹⁴C and ²³⁰Th/²³⁴U methods // *Quaternary International*, 2016. № 409. P. 81–87.
- Badyukova E.N.* Genezis hvalynskih shokoladnyh glin Severnogo Prikaspija [Origin of Khvalynian chocolate clay of the Northern Caspian region] // *Bjul. o-va ispytatelej prirody. Otd. geol.* 2000. T. 75. V. 5. P. 25–31. (In Russian)
- Barbot-de-Marni N.P.* Geologicheskoe opisanie Kalmyckoj stepi i prilozhashhih k nej zemel' [Geological description of the Kalmykya steppe and adjacent territories] // *Kalmyckaja step' Astrahanskoj gubernii po issledovanijam Kumo-Manychskoj jekspedicii*. Sankt-Peterburg, 1868. P. 1–76. (In Russian)
- Bolikhovskaya N.S.* Evolyuciya klimata i landshaftov Nizhnego Povolzh'ya v golocene [Evolution of climate and landscapes during the Holocene in the Lower Volga River region] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2011. № 2. P. 13–27. (In Russian)
- Bolikhovskaya N.S.* Periglacial'nye i mezhdnednikovyje landshafty plejstocena Vostochno-Predkavkazskoj ljossovoj oblasti [Periglacial and interglacial Pleistocene landscapes of the East-Pre-Caucasian loess region]. M.: VINITI, 1995. № 52-V 95. 125 p. (In Russian)
- Bolikhovskaya N.S.* The Pleistocene and Holocene of the North-Western Caspian Sea Region: climatostratigraphy, correlation and palaeoenvironments // *Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins*. Baku, Azerbaijan. 2011. № 1. P. 3–30.
- Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S.* Landshaftno-klimaticheskie izmenenija na territorii Nizhnej Volgi v poslednie 10 tysjach let [Landscape and climatic changes within the Lower Volga region during the last 10 ka] // *Problemy paleogeografii i stratigrafii plejstocena*. M.: Geograficheskij f-t MGU, 2008. Vyp. 2. P. 99–117. (In Russian)
- Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S.* The evolution of climate and landscapes of the Lower Volga Region during the Holocene // *Geography, Environment, Sustainability*. 2010. V. 3. № 2. P. 78–97.
- Bolikhovskaya N.S., Mamontov D.A., Yanina T.A.* Osobennosti palinologicheskikh tanatocenzov v atel'skih otlozhenijah Severnogo Kaspija [Characteristics of palynological thanatocenosis in the Atelian deposits of the Northern Caspian region] // *Fundamental'naja i prikladnaja paleontologija. Materialy LXIV sessii Paleontologicheskogo obshchestva pri RAN (2–6 aprelya 2018 g., Sankt-Peterburg)*. SPb.: Kartfabrika VSEGEI, 2018. P. 142–144. (In Russian)
- Britsyna, M.P.* Rasprostranenie hvalynskih shokoladnyh glin i nekotoryje voprosy paleogeografii Severnogo Prikaspija [Distribution of the Khvalynian chocolate clays and problems of the paleogeography of the Northern Caspian region] // *Trudy Instituta geografii*. 1954. Vyp. 62. P. 5–27. (In Russian)
- Chiguryaeva A.A., Voronina K.V.* Materialy po verhneplejstocenovoj rastitel'nosti Severnogo Prikaspija [Materials about the Upper Pleistocene vegetation of the Northern Caspian region] // *Dokl. AN SSSR*. 1960. T. 131. № 6. P. 1414–1416. (In Russian)

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Leading Research Scientist, D.Sc. in Geography; e-mail: natbolikh@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Research Scientist; e-mail: radikm1986@mail.ru

- Chistyakova I.A., Lavrushin Yu.A.* Suspensivnyy vremeni poslednego pozdnelednikov'ya na territorii Russkoy ravniny i prilozhashnih shel'fov: tipy, osobennosti stroeniya i sedimentogeneza [Suspensives of the last Late Glacial time within the Russian Plain and adjoining shelves: types, structures and specific features of sedimentogenesis] // *Bjulljuten Komissii po izucheniju chetvertichnogo perioda. GEOS, 2004. № 64. P. 36–43.* (In Russian)
- Fedorov P.V.* Stratigrafiya chetvertichnyh otlozheniy i istoriya razvitiya Kaspiyskogo morya [Stratigraphy of Quaternary deposits and history of the Caspian Sea evolution] // Publishing house of Academy of Sciences of the USSR. 1957. 308 p. (In Russian)
- Fedorova R.V.* Rasprostraneniye pyl'cy i spor tekuchimi vodami [Distribution of the pollen and spores by running water] // *Tr. In-ta geografii AN SSSR. M.: Izd-vo AN SSSR, 1952. T. 52. P. 46–72.* (In Russian)
- Goretskiy, G.I.* Formirovaniye doliny r. Volga v rannem i srednem antropogene [Formation of the Volga River valley during Early and Middle Anthropogene]. M.: Nauka, 1966. 412 p. (In Russian)
- Grichuk V.P.* Verkhnechetvertichnaya lesnaya faza v istorii rastitel'nogo pokrova Nizhnego Povolzh'ya [Upper Quaternary forest phase in the history of vegetation cover of the Lower Volga region] // *Trudy Instituta geografii AN SSSR. M.: Izd-vo AN SSSR, 1952. T. 52. № 7. P. 5–45.* (In Russian)
- Lavrushin Yu.A., Spiridonova E.A., Tudrin A., Shaws F., Antipov M.P., Kuralenko N.P., Kurina E.E., Tukholka P.* Kaspiy: gidrologicheskie sobytiya pozdnego kvartera [The Caspian Sea: hydrological events of Late Quarter] // *Bulletin of the commission on studying of Quaternary period. 2014. V. 73. P. 19–51.* (In Russian)
- Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R., Kust P., Varlamov E.* Landscape Dynamics in the Caspian Lowlands Since the Last Deglaciation Reconstructed From the Pedosedimentary Sequence of Srednaya Akhtuba, Southern Russia // *Geosciences. 2018. V. 8(12). № 492. P. 1–21.*
- Leonov Yu.G., Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Kuzmin Ya.V.* New data on age of deposits of a transgressive phase of the Early Khvalynian transgression // *Doklady Earth Sciences. 2002. V. 386. № 2. P. 229–233.*
- Mal'gina E.A.* Sporovo-pyl'cevye spektry poverhnostnyh prob iz razlichnyh geograficheskikh zon Povolzh'ya [Spore-pollen spectrum of surface samples from different geographical zones of the Volga River region] // *Tr. In-ta geografii AN SSSR. 1952. Vyp. 52. P. 73–90.* (In Russian)
- Moskvitin A.I.* Pleystotsen Nizhnego Povolzh'ya [Pleistocene of the Lower Volga region]. M.: Publishing house of Academy of Sciences of the USSR, 1962. 263 p. (In Russian)
- Obedientova G.V., Gubonina Z.P.* O hvalynskom veke v predelah Nizhnego Povolzh'ya [On the Khvalynian Age in the Lower Volga region] // *Voprosy paleogeografii i geomorfologii bassejnov Volgi i Urala. 1962. P. 144–173.* (In Russian)
- Pravoslavlev P.A.* Materialy k poznaniyu nizhnevolzhskikh otlozhenij [Materials for the investigation of the Lower Volga deposits] // *Izv. Varshavskogo un-ta. 1908. № 2. 464 p.* (In Russian)
- Richards K., Bolikhovskaya N.S.* Palynology of pre-Holocene and Holocene shallow cores from the Damchik region of the Volga delta: Palynological assemblages, zones, depositional environments and Caspian Sea level // *The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change: Proceedings of the International Conference. Moscow, 2010. P. 126–129.*
- Richards K., Mudie P., Rochon A., Athersuch J., Bolikhovskaya N.S., Hoogendoorn R.M., Verlinden V.* Late Pleistocene to Holocene evolution of the Emba Delta, Kazakhstan, and coastline of the north-eastern Caspian Sea: Sediment, ostracods, pollen and dinoflagellate cyst records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2017. № 468. P. 427–452.*
- Rychagov G.I.* Plejstocenovaya istoriya Kaspiyskogo morja [Pleistocene history of the Caspian Sea]. M.: Izd-vo MGU, 1997. 267 p. (In Russian)
- Shantser E.V.* Geologicheskoe stroenie i gidrologicheskaja obstanovka kak kriterij ocenki lesorastitel'nyh uslovij v Privolzhskoj polosy Prikaspijskoy nizmennosti [Geological structure and hydrological situation as criteria for the assessment of forest growth conditions of the Near-Volga zone within the Caspian Lowland] // *Trudy Kompleksnoj nauchnoj jekspedicii po voprosam polezashhitnogo lesorazvedeniya. 1951. T. 1. Vyp. 2. P. 140–168.* (In Russian)
- Svitoch A.A., Makshaev R.R., Rostovtseva Ju.V., Klyuvitkina T.S., Berezner O.S., Tregub T.F., Khomchenko D.S.* Shokoladne gliny Severnogo Prikaspiya [Chocolate clay of the Northern Caspian region] // *Geograficheskij fakul'tet MGU, Krasnogorskaja tipografija. 2017. 140 p.* (In Russian)
- Svitoch A.A., Yanina T.A.* Chetvertichnye otlozheniya poberezhij Kaspiyskogo morja [Quaternary Sediments of the Caspian Sea coasts]. M.: RASHN, 1997. 267 p. (In Russian)
- Tudryn A., Chalie F., Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Lavrushin V.Yu., Tucholka P., Leroy S.A.G.* Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // *Quaternary International. 2013. № 292. P. 193–204.*
- Tyurina L.S.* Sporovo-pyl'cevye harakteristiki chetvertichnyh i verhnepliocenovyh otlozhenij nizovogo Povolzh'ya [Spore-pollen characteristics of the Quaternary and the Upper Pliocene deposits of the Lower Volga region] // *Mat-ly Vses. soveshh. po izuch. chetvertich. perioda. M.- L.: Izd-vo AN SSSR, 1961. T. 1. P. 288–295.* (In Russian)
- Varuschenko S.I., Varuschenko A.N., Klige R.K.* Izmeneniye rezhima Kaspiyskogo morja i besstochnyh vodoemov v paleovremeni [Changes in the regime of the Caspian Sea and drainless water bodies during paleotime]. M.: Nauka, 1987. 255 p. (In Russian)
- Vasiliev Yu. M.* Antropogen Juzhnogo Zavolzh'ya [Anthropogene of the Southern Trans-Volga region]. M.: Izd-vo AN SSSR, 1961. 128 p. (In Russian)
- Voronina K.V.* O rastitel'nosti Severnogo Prikaspiya v period otlozheniya shokoladnyh glin [About the vegetation of the Northern Caspian region during the deposition of chocolate clays] // *Uchenye zapiski Sarat. gosudar. univer-ta, vyp. Biol-pochv. T. 64. 1959. P. 35–37.* (In Russian)
- Vronsky V.A.* Marinopalinologiya juzhnyh morej [Marine palynology of southern seas]. Rostov-na-Donu: Izd-vo rostovskogo-na-Donu un-ta, 1976. 200 p. (In Russian)
- Yakhemovich V.L., Nemkova V.K., Dorofeev P.I., Suleimanova F.I., Alimbekova L.I., Popova-Lvova M.G., Khabibullina G.A., Latypova E.K.* Plejstocen nizhnego techeniya r. Ural. [Pleistocene of the lower reaches of the Ural River]. Ufa: BF AN SSSR, 1986. 135 p. (In Russian)
- Yanina T.A.* Neoplejstocen Ponto-Kaspiya: biostratigrafija, paleogeografija, korrelyatsija [Neopleistocene of the Ponto-Caspian region: biostratigraphy, paleogeography, correlation] M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 2012. 264 p. (In Russian)
- Yanina T.A.* The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the late Pleistocene // *Quaternary International. 2014. № 345. P. 88–99.*
- Yanina T.A., Sorokin V., Bezrodnikh Y., Romanyuk B.* Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // *Quaternary International. 2018. № 465. P. 130–141.*
- Yanina T.A., Svitoch A.A., Kurbanov R.N., Murrey A.S., Tkach N.T., Sychev N.V.* Opyt datirovaniya plejstocenovyh otlozhenij Nizhnego Povolzh'ya metodom opticheski stimulirovannoj luminescencii [Experience of dating the Pleistocene deposits of the Lower Volga region using the method of optically stimulated luminescence] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografija. 2017. № 1. P. 20–28.*
- Zubakov V.A., Badinova V.P., Leontiev O.K., Rychagov G.I.* Kaspiyskaja oblast'. Plejstocen [The Caspian Sea region. Pleistocene]. L.: Nedra. Geohronologija SSSR. T. 3. 1974. (In Russian)

Received 18.01.2019

Revised 19.02.2019

Accepted 21.02.2019

УДК 551.461.8+563.12

Л.А. Кулешова¹, Е.А. Овсепян²

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В СРЕДНЕМ–ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСОВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР

Изучены сообщества бентосных фораминифер в колонке донных осадков АИ-3321 (30°56.85' ю. ш., 38°02.45' з. д., глубина 2969 м, длина 294 см), отобранной с западного склона возвышенности Риу-Гранди в юго-западной части Атлантического океана. По результатам кластерного анализа в колонке выделено шесть интервалов, отражающих изменения численности и процентного содержания индикаторных видов. Интервалы I и VI определяются, главным образом, доминированием вида *Globocassidulina subglobosa*, который указывает на улучшение аэрации и усиление гидродинамической активности омывающих дно глубинных вод. Пики процентного содержания вида *Epistominella exigua* в интервалах V и III свидетельствуют об установлении стрессовых условий для фауны бентосных фораминифер с неравномерным поступлением органического вещества на дно. Интервалы II и IV характеризуются небольшим увеличением биологической продуктивности поверхностных вод, судя по высокому содержанию вида *Alabaminella weddellensis* в осадках. Сопоставление выделенных комплексов с данными по содержанию карбоната кальция в осадках колонки позволило выявить корреляцию с ледниково-межледниковыми циклами верхнего–среднего плейстоцена в пределах последних девяти изотопно-кислородных стадий (ИКС) 9–1.

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, поднятие Риу-Гранди, Южная Атлантика, микропалеонтология

Введение. Бентосные фораминиферы (БФ) являются важной составляющей морских осадков, они встречаются практически на всех глубинах океана и демонстрируют широкую экологическую адаптивность. Данные микроорганизмы могут обитать как в обедненных кислородом средах, так и в областях с высоким содержанием кислорода, в олиготрофных и эвтрофных условиях, в относительно холодных и теплых водах, а также в спокойной и активной гидродинамической обстановке [Jorissen et al., 2007]. Ввиду их обилия, значительного видового разнообразия и способности хорошо сохраняться в осадках океана, а также наличия имеющихся и постоянно расширяющихся знаний об их экологических предпочтениях, БФ широко используются при палеоокеанологических реконструкциях [Gooday, 2003; Murray, 2006].

Выбранный для настоящего исследования район поднятия Риу-Гранди в юго-западной части Атлантического океана является важным для реконструкции истории циркуляции придонных и глубинных вод Атлантики. Возвышаясь на 4 км над ложем Аргентинской и Бразильской котловин, плато служит своего рода преградой для распространения основных водных масс [Бараш, 1988; Hernández-Molina et al., 2010; Morozov et al., 2010]: Антарктической донной (ААДВ), Североатлантической глубинной (САГВ), Нижней и Верхней циркумполярных (НЦПВ и ВЦПВ) и Антарктической промежуточной (АПВ). Западнее поднятия располагается канал Вима – главный путь проникновения в котлови-

ны Западной Атлантики глубинных и донных вод Антарктического происхождения, агрессивных к карбонатным компонентам осадка и поэтому оказывающих большое влияние на процессы осадкообразования [Ivanova et al., 2016]. Однако из-за низких скоростей осадконакопления и отдаленности поднятия от высокопродуктивных зон апвеллингов, которые быстрее реагируют на климатические и океанологические изменения, выполнение высокоразрешающих реконструкций палеоокеанологических событий для данного района затруднено [Pujol, Duprat, 1983].

Основные исследования донных отложений проводились здесь в 70–80-х годах прошлого столетия [Melguen and Thiede, 1974; Johnson et al., 1977; Thunell, 1982]. Авторами изучалось распределение фаций поверхностного слоя осадков в зависимости от глубоководных гидрографических условий. Отмечалась связь между определенными водными массами, омывающими различные участки дна юго-западной Атлантики, и составом современных комплексов БФ [Lohmann, 1978; Mead, 1985]. Такой подход использовался при изучении разрезов четвертичных отложений для оценки вертикальной миграции границ водных масс и вариаций интенсивности их образования во время оледенений и межледниковий [Lohmann, 1977; Peterson, Lohmann, 1982]. В частности, Л. Петерсон и Дж. Ломанн [Peterson, Lohmann, 1982] предположили, что усиление формирования и поступления ААДВ через канал Вима происходило около 700 тыс. лет назад. Согласно полученным данным по распределению в

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, студент магистратуры; e-mail: lubov_kuleshova@mail.ru

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: eovsepyan@ocean.ru

осадках створок антарктических видов диатомей, являющихся индикаторами ААДВ, зарегистрировано четыре основных импульса в увеличении объемов придонной антарктической воды в плейстоцене (около 1,35–1,32 млн., 780–700 тыс., 430–370 тыс. и 270–40 тыс. лет назад) [Shor et al., 1983]. Другие авторы [Jones, Johnson, 1984], основываясь на видовом составе комплексов диатомовых водорослей, полагают, что активизация потока ААДВ произошла около 23 тыс. лет назад.

Анализ видового состава планктонных фораминифер (ПФ) и сохранности карбонатных раковин в колонках донных осадков, напротив, не выявил каких-либо значительных вариаций положения водных масс на глубинах 1400–4500 м в течение двух последних ледниково-межледниковых циклов для данного района [Tarra, Thunell, 1984]. При изучении изменения среднего размера минеральных частиц алевритовой фракции М. Ледбеттером [Ledbetter, 1984] сделан вывод об уменьшении скоростей придонных течений (в областях распространения современных НЦПВ и ААДВ) во время изотопно-кислородных стадий (ИКС) 6 и 2 при относительно стабильной динамике потока на глубинах 2800–3000 м (диапазон максимальных значений солености современной САГВ). Впоследствии в своей более поздней работе [Ledbetter, 1986] автор скорректировал полученный ранее результат относительно активности циркуляции САГВ: в ИКС 2 темпы поступления через канал Вима в Аргентинскую котловину глубинных вод североатлантического происхождения уменьшались до 2 см/с, что в 2 раза ниже показателя их современной скорости. Максимальные скорости придонных антарктических вод в районе исследования реконструируются для переходных интервалов ИКС 7/6, ИКС 5/4 и по современным осадкам; небольшое увеличение скорости потока САГВ отмечается на границе ИКС 7/6 и в начале ИКС 5 и 3 [Ledbetter, 1986]. Эпизоды усиления циркуляции САГВ в юго-западной Атлантике могут быть связаны, по мнению Д. Джонсона [Johnson, 1983], с 40-тысячелетними циклами, синхронными с колебаниями наклона земной оси к перпендикуляру к плоскости эклиптики и пиками летней инсоляции.

Исследование распределения ПФ в четвертичных разрезах четырех скважин бурового судна «Гломар Челленджер», пробуренных в районе поднятия Риу-Гранди и канала Вима, позволило выполнить биостратиграфическое расчленение глубоководных отложений, выделить интервалы с различной частотой проявления гидрологических флуктуаций [Rujol, Duprat, 1983], а также реконструировать палеотемпературы поверхностных вод [Barash et al., 1983; Бараш с соавт., 1984; Бараш, 1988]. На основе изотопно-кислородных кривых, процентного содержания CaCO_3 в осадках, серий абсолютных радиоуглеродных датировок ^{14}C и по видам-индексам кокколитофорид и ПФ Г. Джонс с соавт. [Jones et al., 1984] определили возраст осадков 25 колонок (до 150–200 тыс. лет), отобранных с юго-западного склона поднятия Риу-Гранди.

Кроме того, для последних 150 тыс. лет опубликованы данные по изотопно-кислородному ($\delta^{18}\text{O}$) и изотопно-углеродному ($\delta^{13}\text{C}$) составу раковин бентосного вида *Cibicidoides wuellerstorfi* в семи колонках этого же района – возвышенности Риу-Гранди и канала Вима [Curry, Lohman, 1982]. Ледниково-межледниковая изменчивость значений $\delta^{13}\text{C}$ проявилась только в тех разрезах, станции отбора которых находились в зоне влияния САГВ (на глубинах 2,7–3,5 км): в пределах ледниковых интервалов величины варьировали от 0,3–0,2‰ и повышались до 0,9–0,4‰ во время межстадиалов. В ледниковых осадках резкий градиент $\delta^{13}\text{C}$ установлен примерно на 1 км выше, чем в настоящее время, что авторы связывают с уменьшением продукции САГВ. В колонке, поднятой в южной части плато Сан-Паулу, к западу от канала Вима, высокоамплитудные изменения $\delta^{13}\text{C}$ связываются, главным образом, со сменой водных масс североатлантического и антарктического происхождения в этом районе в течение ледниково-межледниковых циклов [Ovsepyan, Ivanova, 2019].

Распределение современных видов БФ в диапазоне глубин 2007–3454 км района поднятия Риу-Гранди проанализировано в работе М. Фаридуудина и П. Лубэра [Fariduddin, Loubere, 1997]. Ими была предпринята попытка уточнить экологические предпочтения доминирующих видов в зависимости от величины биологической продуктивности поверхностных вод океана. Изучение сообществ БФ по колонке донных осадков в масштабе трех последних климатических циклов проводится для данного района впервые.

Цель данного исследования – по комплексам бентосных фораминифер колонки АИ-3321 восстановить изменения палеоокеанологических условий в районе поднятия Риу-Гранди (юго-западная часть Атлантического океана) для трех последних климатических циклов.

Материалы и методы. Материалом для исследования послужили образцы донных осадков колонки АИ-3321 (30°56.85' ю. ш., 38°02.45' з. д., глубина 2969 м, длина 294 см), которая была получена в 46-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» в 2014 г. [Иванова с соавт., 2016]. Отбор колонки осуществлялся ударной трубкой на западном склоне возвышенности Риу-Гранди (рис. 1).

В настоящее время место отбора колонки АИ-3321 омывается нижней частью САГВ [Morozov et al., 2010]. Данные воды перемещаются с севера на юг и характеризуются максимумами солености ($S > 34,8$ psu) и кислорода ($\text{O}_2 > 5,25$ мл/л) по сравнению с вышележащими ВЦПВ и нижележащими НЦПВ [Morozov et al., 2010]. Ниже по профилю в генеральном направлении на север движутся относительно слабосоленые, более плотные с пониженным содержанием кислорода НЦПВ [Reid et al., 1977; Morozov et al., 2010]. Граница раздела между этими двумя водными массами (САГВ и НЦПВ) находится на глубинах около 3300 м [Reid et al., 1977].

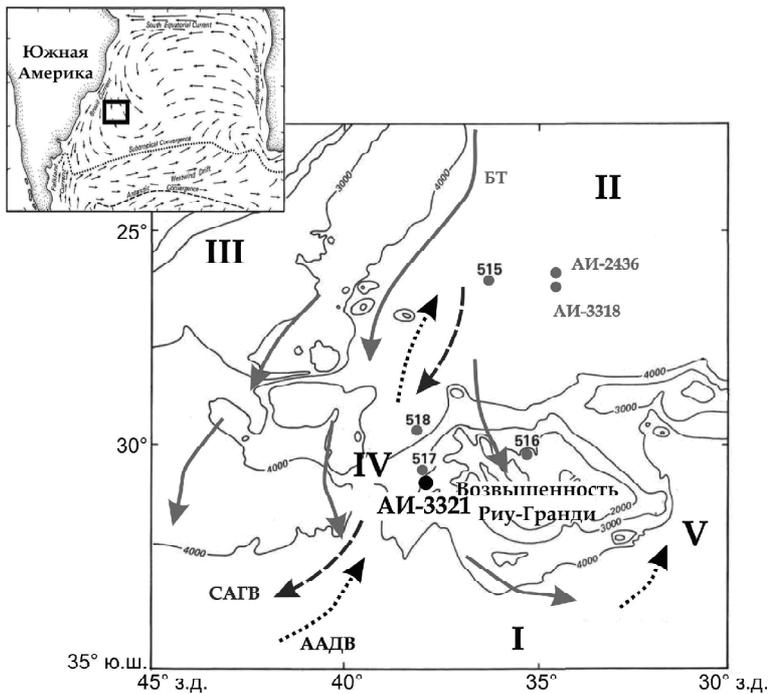


Рис. 1. Положение станции АИ-3321 на западном склоне возвышенности Риу-Гранди, циркуляция водных масс [по Pujol, Duprat, 1983; Hernández-Molina et al., 2010] и основные геоморфологические структуры. Обозначения: БТ – Бразильское течение, САГВ – Североатлантическая глубинная вода, ААДВ – Антарктическая донная вода; I – Аргентинская котловина, II – Бразильская котловина, III – эскарп плато Сан-Паулу, IV – канал Вима, V – канал Хантер

Fig. 1. Location of Core AI-3321 on the western slope of the Rio Grande Rise, water circulation [from Pujol, Duprat, 1983; Hernández-Molina et al., 2010] and principal geomorphologic structures. БТ – Brazil Current, САГВ – North Atlantic Deep Water, ААДВ – Antarctic Bottom Water; I – Argentine Basin, II – Brazil Basin, III – São Paulo Plateau scarp, IV – Vema Channel, V – Hunter Channel

БФ анализировались в 75 пробах в гранулометрической фракции >100 мкм с интервалом опробования 3–4 см. Ввиду высокого обилия раковин БФ в каждом образце пробы делились микросплиттером Отто таким образом, чтобы полученная часть навески содержала достаточно экземпляров для расчета процентного содержания видов (>250 шт.) в соответствии с общепринятой практикой [например, Holbourn et al., 2005]. В них определялся видовой состав комплексов БФ и процентное содержание индикаторных видов.

С целью выделения интервалов с определенными комплексами БФ (кластерами) по колонке АИ-3321 использован метод кластерирования. Обработка данных реализовывалась с помощью программы PAST: к матрице процентного содержания видов БФ, доля которых достигала в сообществе минимум 2% хотя бы в одной пробе, применен кластерный анализ Q-типа по алгоритму базового Евклидова расстояния [Hammer et al., 2001].

Кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе АН-7529М в лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН выполнен анализ относительного содержания карбоната кальция (CaCO_3) в осадках колонки АИ-3321 с шагом 2–10 см. Вариации значений данного параметра отражают соотношение

активности терригенного и биогенного процессов осадконакопления. Во время межледниковых интервалов темпы поступления биогенного материала увеличиваются, соответственно, повышаются показатели содержания CaCO_3 по сравнению с интервалами оледенений [Бараш, 1988]. При похолодании климата не только замедляются процессы осадкообразования, но и изменяется гипсометрическое положение глубины карбонатной компенсации (ГКК), на которой скорость растворения карбонатного материала равна скорости его поступления, и также смещается положение фораминиферового лизоклина, разделяющего комплексы микрофоссилий хорошей и плохой сохранности [Кеннет, 1987]. Последнее объясняется уменьшением объема поступления САГВ в Северную, а затем и в Южную Атлантику, вероятно, в результате образования на поверхности Гренландского и Норвежского морей постоянного ледового покрова, который препятствовал обмену теплом с атмосферой [Ledbetter, 1984; Rahmstorf, 2002]. В свою очередь, сокращение объемов формирования относительно теплых и соленых глубинных вод в океане приводило к ослаблению глобальной термохалинной циркуляции [Ledbetter, 1984] и формированию более застойных условий в глубинных слоях океана [Тарра, Thunell, 1984], за счет чего могло происходить растворение карбонатного материала.

Некоторыми авторами [Shor et al., 1983; Jones, Johnson, 1984; Бараш, 1988; и др.] отмечается, что снижение карбонатности четвертичных осадков в разрезах юго-западной Атлантики в ледниковых стадиях плейстоцена было вызвано, в том числе, интенсификацией объемов поступления через канал Вима в Бразильскую котловину придонных вод антарктического происхождения. Агрессивные к карбонату кальция данные воды оказывали большое влияние на процессы осадкообразования путем растворения раковин карбонатных микрофоссилий. При этом ГКК и уровень фораминиферового лизоклина находились выше относительно своего современного положения, которое в настоящее время для данного района оценивается в пределах 4250–4500 м и 3900–4050 м, соответственно [Melguen, Thiede, 1974; Johnson et al., 1977; Berger, 1978; Corliss, 1986; Müller, Fischer, 2004; Ovsepyan, Ivanova, 2019].

Результаты. Микропалеонтологический анализ 75 проб донных осадков колонки АИ-3321 позволил выделить более 100 видов БФ во фракции >100 мкм. Всего было подсчитано и определено 23 633 раковины, из которых 23 вида оставлены в открытой номенклатуре. Среднее содержание БФ в изученных частях навесок составляет 315 раковин, минимальное значение – 251 раковина, максимальное – 711 ра-

ковин. Такое количество подсчитанных раковин БФ является достаточным для проведения статистической обработки и обоснованных выводов.

В рассмотренных пробах преобладают секреторно-известковые виды БФ. Агглютинирующие фораминиферы представлены всего 21 видом и крайне малочисленны. Кроме того, в пробах часто обнаруживаются только фрагменты агглютинирующих раковин из-за быстрого растворения после гибели организма. Наибольший процент агглютинирующих видов БФ зафиксирован на поверхности осадка (0–1 см) и достигает 8%, в пределах горизонта 146–147 см отмечается их наименьшее содержание – 1% (рис. 2). Содержание группы агглютинирующих фораминифер в среднем по колонке составляет всего 4%.

Стратиграфическое расчленение колонки АИ-3321 выполнено на основе данных об относительном содержании карбоната кальция по всей длине колонки. Интервалы с пониженными значениями карбонатности сопоставлены с ледниковыми стадиями, а максимумы содержания CaCO_3 – с межстадиями. Согласно данному разделению, минимальное зарегистрированное значение на кривой CaCO_3

приходится на начало ИКС 4 (рис. 3). Подобное интенсивное растворение карбонатного материала, близкое к границе ИКС 5/ИКС 4, зафиксировано во многих других работах, посвященных исследованию осадков в Северной и Южной Атлантике [Broecker, Clark, 2001]. Вместе с тем, в колонках донных осадков района поднятия Риу-Гранди на шкале ледниково-межледниковой цикличности четвертичного периода (в пределах последних 150–200 тыс. лет) прослеживается хорошая корреляция между кривыми процентного содержания CaCO_3 и изотопно-кислородными данными [Jones et al., 1984].

Таким образом, в изученной колонке выделяются три последних ледниково-межледниковых цикла (ИКС 8–1), и, вероятно, нижняя часть разреза охватывает конец ИКС 9 (рис. 3).

В результате кластерного анализа выделено 6 интервалов (кластеров), характеризующихся определенными комплексами БФ и отмеченных на дендрограмме (рис. 4), а также на кумулятивной кривой процентного содержания преобладающих видов (рис. 5).

В интервале I (293–223 см) доминируют следующие виды: *Epistominella exigua* (12–30%),

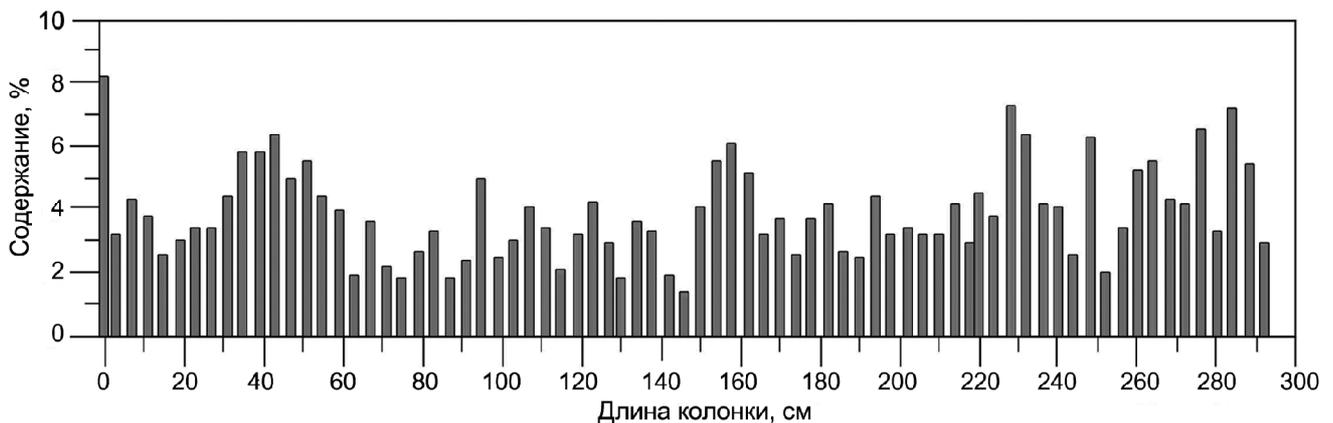


Рис. 2. Процентное содержание агглютинирующих бентосных фораминифер в колонке АИ-3321

Fig. 2. Percentages of agglutinated benthic foraminifera in Core AI-3321

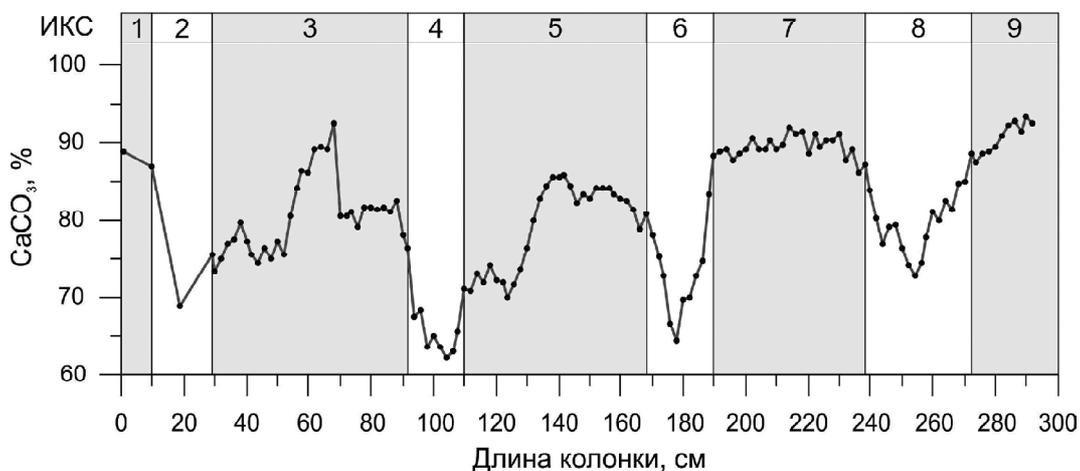


Рис. 3. Процентное содержание карбоната кальция в осадках колонки АИ-3321. ИКС – изотопно-кислородные стадии

Fig. 3. Calcium carbonate percentages in sediments of Core AI-3321. ИКС – oxygen isotope stages

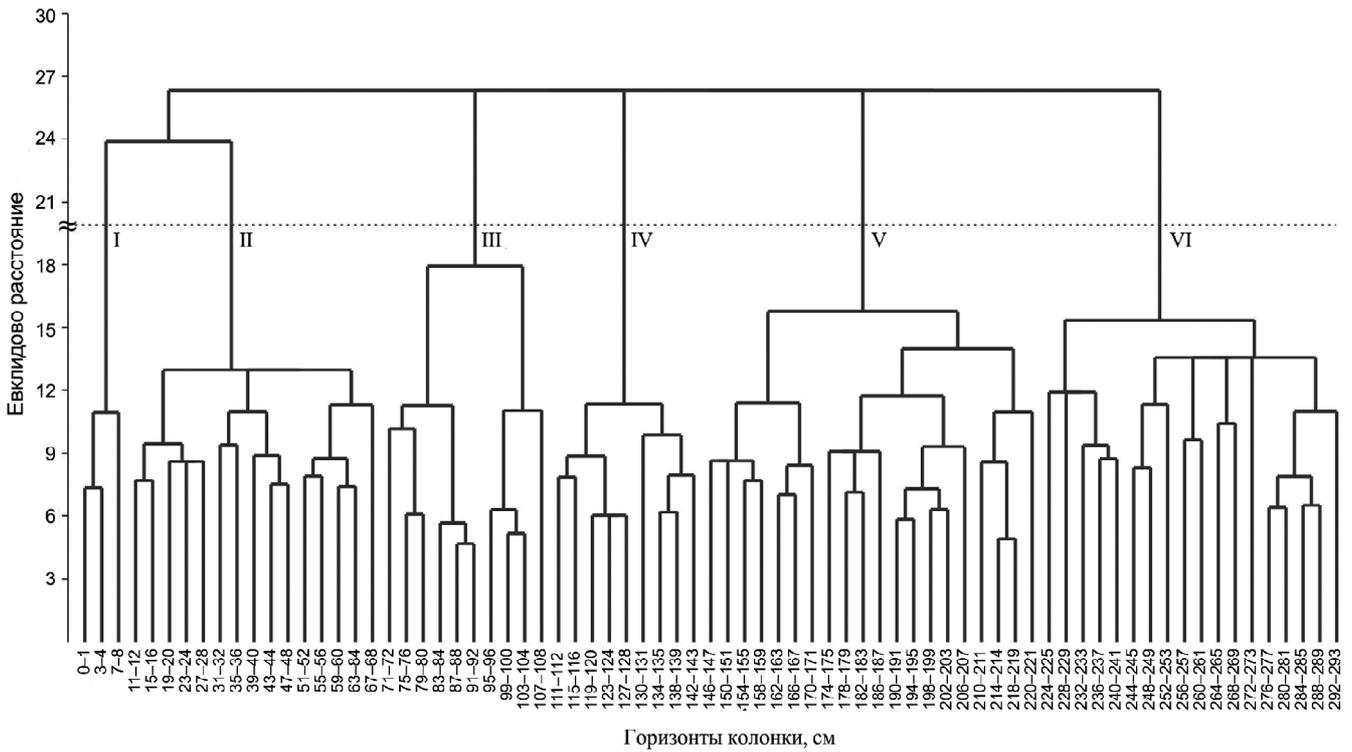


Рис. 4. Дендрограмма, построенная с помощью кластерного анализа. Римскими цифрами обозначены шесть интервалов в колонке АИ-3321

Fig. 4. Dendrogram constructed by using cluster analysis. Roman numerals indicate six intervals in Core AI-3321

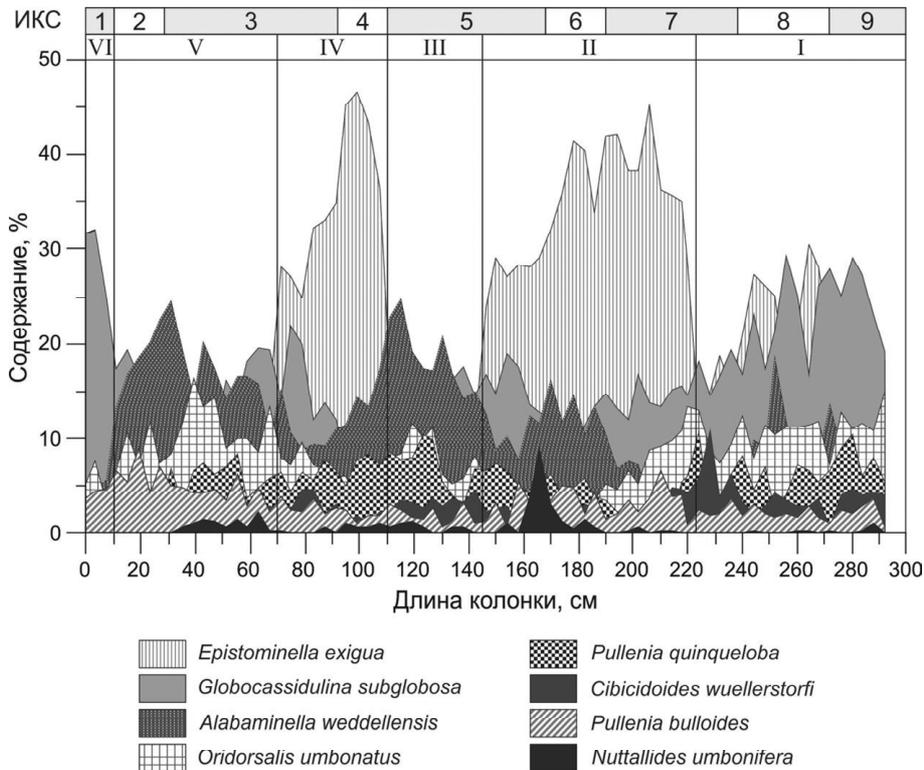


Рис. 5. Изменения процентного содержания преобладающих видов и смена комплексов бентосных фораминифер в колонке АИ-3321. ИКС – изотопно-кислородные стадии

Fig. 5. Changes in percentages of the dominant species and the succession of benthic foraminiferal assemblages in Core AI-3321. ИКС – oxygen isotope stages

Globocassidulina subglobosa (15–29%), *Alabaminella weddellensis* (3–19%), *Oridorsalis umbonatus* (7–15%). Кроме того, в большом количестве встречаются раковины видов *Pullenia quinqueloba* (2–11%), *C. wuellerstorfi* (1–11%). Доля видов *Eggerella bradyi*, *Osangularielloides rugosa* и *Pullenia salisburyi* не превышает 7%. Отмечено низкое содержание видов рода *Gyroidinoides* (*Gyroidinoides lamarckiana*+*Gyroidinoides orbicularis*+*Gyroidinoides polius*+*Gyroidinoides soldanii*), а также *Abditodentrix pseudothalmanni*, *Bulimina elongata*, *Cibicidoides mundula*, *Fursenkoina complanata*, *Fursenkoina mexicana*, *Ioanella tumidula*, *Lobatula lobatula*, *Pullenia bulloides*, *Pyrgo murrhina*, *Siphotextularia catenata*, каждый из которых составляет менее 4% комплекса. Верхняя граница интервала соответствует резкому увеличению численности *E. exigua* в сообществах фораминифер.

Интервал II (223–145 см) характеризуется четырьмя унаследованными из предыдущего комплекса доминирующими видами: *E. exigua*, *G. subglobosa*, *A. weddellensis*, *O. umbonatus*. Однако количественные характеристики этих видов существенно различаются: значительно возрастает доля *E. exigua* в сообществе, достигая 24–45%, содержание остальных видов снижается до 8–19%, 3–16% и 3–13%, соответственно. В данном интервале наблюдаются самые высокие значения процентного содержания видов *Nuttallides umbonifera* (9%), *F. mexicana* (8%), *Uvigerina peregrina* (6%). Несколько увеличивается обилие вида *P. bulloides* и в то же время уменьшается процентное содержание *C. wuellerstorfi*, *P. quinqueloba*. Верхняя граница интервала совпадает с резким падением численности вида *E. exigua*.

В интервале III (145–110 см) выделен следующий комплекс БФ, отличающийся большим видовым разнообразием, чем предыдущий. Доминирующее положение занимает вид *A. weddellensis*, количественное содержание которого достигает 24,6%. Доля *E. exigua* уменьшается с 45 до 17,5% по сравнению с интервалом II, а содержание видов *G. subglobosa*, *O. umbonatus* определяется примерно теми же значениями – 14–19 и 5–12%, соответственно. Возрастает доля видов *P. quinqueloba* (10%), *O. rugosa* (7%) в сообществе. Содержание фораминифер *C. wuellerstorfi*, *E. bradyi*, *N. umbonifera*, *P. bulloides*, *U. peregrina* не превышает 5%. Как и в интервале I, верхняя граница комплекса отражает резкое увеличение доли вида *E. exigua* в осадках.

Интервал IV (110–70 см) демонстрирует схожий тренд изменчивости комплекса с интервалом II. Здесь содержание доминантного вида *E. exigua* достигает максимального значения – 46,6%. В меньшем количестве распространены раковины видов *G. subglobosa* (5–22%), *A. weddellensis* (9–17,5%), *O. umbonatus* (4–10%), *P. quinqueloba* (4–8%). Доля остальных видов БФ в данном интервале снижается и составляет не более 5% от каждого. К 70-му сантиметру колонки резко падает численность

E. exigua, на этом же уровне проведена верхняя граница интервала, согласно результатам кластерного анализа.

Интервал V отражает распределение фораминифер в пределах 70–10 см. Он характеризуется большим таксономическим разнообразием. Впервые появляются виды *Hyperammia elongata*, *Pyrgoella irregularis*, *Robertinoides bradyi*, *Usbekistania charoides*. Увеличивается обилие родов *Cibicidoides*, *Gyroidinoides*, *Fissurina* и *Lagena*. Изменяется процентное содержание преобладающих во всем изученном разрезе видов: одновременно со снижением доли *E. exigua* (до 3–14%) в сообществе, повышается численность *A. weddellensis* (10,5–24,5%), *O. umbonatus* (7–16%). Содержание вида *G. subglobosa* уменьшается по направлению от нижней границы интервала, а затем, при приближении к верхней границе, начинает постепенно увеличиваться, достигая 19%.

Интервал VI охватывает верхние 10 см колонки. Для него характерны невысокие значения численности видов *A. weddellensis* (<6%), *O. umbonatus* (<7,6%), *E. exigua* ($\leq 13\%$) и максимальное количество *G. subglobosa* (25–32%). Кроме того, в пределах данного интервала несколько увеличивается содержание видов рода *Quinquelocilina*, а также *Abditodentrix pseudothalmanni*, *H. elongata*, *I. tumidula*, *P. irregularis*.

Обсуждение. В шести рассмотренных интервалах колонки АИ-3321 изменчивость комплексов БФ определяется тремя главными видами *A. weddellensis*, *E. exigua* и *G. subglobosa*. Остальные виды являются аксессуарными.

Большое количество раковин вида *E. exigua* встречено в интервалах оледенений (ИКС 8, ИКС 6, ИКС 4), а также во второй половине ИКС 7, что соответствует комплексам I, II и IV. Данный вид относится к оппортунистическим видам, он способен обитать в стрессовых обстановках с ярко выраженной сезонностью в поступлении свежего органического вещества на дно [Schmiedl et al., 2003; Yasuda, 1997; Smart et al., 2010]. Абсолютное доминирование *E. exigua* зарегистрировано в интервале IV, в пределах ИКС 4. С наступлением ИКС 5 и ИКС 3 количество этого вида снижается, однако до середины обоих интервалов сохраняется его повышенное содержание в сообществе. Обилие *E. exigua* в осадках не только ледниковых интервалов, а также ИКС 7 и ИКС 5, отмечалось для района северо-западной части Тихого океана (возвышенность Шатского) [Ohkushi et al., 2000]. Высокая численность *E. exigua*, отражающая сезонные вспышки биопродуктивности поверхностных вод, по мнению авторов [Ohkushi et al., 2000], могла быть обусловлена прохождением фронтальных систем над районом исследования в результате смещения Субарктического фронта на юг с 42–45° до 35–38° с. ш. во время ледниковых стадий плейстоцена [Thompson et al., 1980]. Закономерно предположить, что и в районе поднятия Риу-Гранди преобладание вида *E. exigua* связано с происшедшими перестройка-

ми океанской палеоциркуляции, в частности Субтропический фронт мог перемещаться несколько севернее относительно своего современного положения (40–45° ю. ш. по [Niebler et al., 2003]). Последнее подтверждается ранее опубликованными данными по распределению планктонных фораминифер в верхнечетвертичных осадках Южной Атлантики: состав современных «субтропических» комплексов ПФ возвышенности Риу-Гранди в пределах максимума последнего оледенения был представлен более холодноводными «переходными к субполярным» видами [CLIMAP Project Members, 1981].

Другой вид *A. weddellensis*, также являющийся оппортунистом, в наибольшей степени приурочен к интервалам III и V. Максимум его численности в конце ИКС 5 и с середины ИКС 3 до наступления максимума последнего оледенения может свидетельствовать об установлении более продуктивных условий в это время по сравнению с остальными интервалами [Fariduddin, Loubere, 1997; Yasuda, 1997]. Данное предположение подкрепляется и тем, что указанные периоды отличаются большим видовым разнообразием в сообществах, и, кроме того, увеличением содержания вида *P. quinqueloba*, обитающего преимущественно в областях с умеренным и высоким потоком органического вещества на дно [Singh, Gupta, 2004].

Вид *G. subglobosa* получил широкое распространение в первой половине интервала I (ИКС 9) и в интервале VI (голоцен). Об этом виде известно [Mackensen et al., 1995; Fariduddin, Loubere, 1997; Schmiel et al., 1997], что он существует в условиях хорошей аэрации придонных вод и имеет высокую приспособляемость к олиготрофной среде. Максимум численности *G. subglobosa* указывает на произошедшее увеличение содержания кислорода вблизи дна с конца ИКС 2, вероятно, за счет активного формирования САГВ в Северо-Восточной Атлантике и последующей экспансии этой водной массы в Юго-Западную Атлантику. В пользу насыщенности кислородом придонных вод в голоцене свидетельствует обилие видов-представителей эпифауны в современных отложениях [Kaiho, 1994]. Это такие виды, как *C. wuellerstorfi*, *H. elongata*, *P. irregularis*, виды рода *Quinqueloculina*. По-видимому, в это же время происходила активизация придонных течений, что подтверждается данными гранулометрического анализа [Ledbetter, 1986]. Повышение содержания вида *G. subglobosa* в течение последнего межледниковья и в начале ИКС 3 также согласуется с небольшим увеличением скорости потока САГВ в это время [Ledbetter, 1986]. Доля *G. subglobosa* достаточно высока и в пределах интервала ИКС 9, что может отражать условия низкой продуктивности одновременно с интенсификацией придонных течений. Несколько повышенная биопродуктивность поверхностных вод в ИКС 5 и во второй половине ИКС 3, вероятно, способствовала развитию других видов, что приво-

дило к межвидовой конкуренции и сокращению представителей вида *G. subglobosa* в сообществе БФ.

Агглютинирующие виды БФ *H. elongata*, *Hyperammina laevigata*, *Labrospira* (= *Cribrostomoides*) *crassimargo*, встреченные в колонке АИ-3321 преимущественно в поверхностном горизонте (0–1 см), также причисляют к эпифауне [Murray, 2006]. Их исчезновение ниже 12 см, вероятно, связано с разрушением раковин в процессе раннего диагенеза осадков. Ниже по разрезу встречаются более устойчивые агглютинирующие формы *E. bradyi*, *S. catenata* и единичные раковины вида *Verneuilinulla propinqua*.

Выводы:

– в результате анализа распределения бентосных фораминифер по разрезу колонки АИ-3321 выделено шесть комплексов (интервалов), изменчивость которых определяется тремя главными видами *A. weddellensis*, *E. exigua* и *G. subglobosa*. Проведено сопоставление выделенных комплексов с данными по содержанию карбоната кальция в осадках колонки, что позволило выявить корреляцию с ледниково-межледниковыми циклами верхнего–среднего плейстоцена в пределах изотопно-кислородных стадий (ИКС 1–9);

– сообщества бентосных фораминифер комплексов I и VI характеризуются доминированием вида *G. subglobosa*, что свидетельствует о повышении содержания кислорода в придонных водах и усилении их гидродинамической активности в течение ИКС 9 и в голоцене. Кроме того, для данных интервалов закономерно предположить условия относительно низкой биологической продуктивности поверхностных вод, судя по преобладающим видам группы эпифауны;

– ярко выраженная сезонность в поступлении свежего органического вещества и умеренное содержание кислорода у дна регистрируются в интервалах оледенений (ИКС 8, 6 и 4), а также во второй половине ИКС 7 по максимальным значениям вида-оппортуниста *E. exigua* в комплексах I, II и IV;

– небольшое повышение биологической продуктивности поверхностных вод установлено в конце ИКС 5 и во второй половине последнего межстадиала (ИКС 3) по высокому содержанию вида *A. weddellensis* в осадках (комплексы III и V);

– сравнивая климатостратиграфические интервалы между собой, можно заключить, что в пределах оледенений происходило усиление сезонного контраста в поступлении органического вещества на дно; в интервалах межледниковий и межстадиалов, в целом, наблюдалось увеличение среднегодовой биопродуктивности поверхностных вод. Однако, по-видимому, в ИКС 5 и 3 условия для развития фитопланктона были более благоприятными, чем в течение ИКС 9 и 1. Последнее, возможно, связано с более теплым климатом в ИКС 5 и 3, что влияло на биопродуктивность.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-35-50080-мол_нр, № 17-305-50008-мол_нр). Пробоподготовка и определение относительного содержания карбоната кальция в осадках проведено за счет средств государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0012).

Авторы благодарят Е.В. Иванову за предоставление образцов для изучения фораминифер, а также за ценные советы и рекомендации, способствовавшие улучшению содержания данной работы. За помощь в определении некоторых видов бентосных фораминифер и уточнении их экологии авторы признательны G. Schmiedl, M. Kaminski, J. Wollenburg; Л.Д. Башировой и рецензенту – за внимательное отношение к тексту и критические замечания, учтенные при подготовке статьи к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бараи М.С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
- Бараи М.С., Блюм Н.С., Оськина Н.С.* Четвертичные палеотемпературы и некоторые черты осадконакопления в районе поднятия Риу-Гранди // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 4. С. 928–931.
- Дмитренко О.Б., Лукашина Н.П., Оськина Н.С.* Верхне-четвертичная биостратиграфия и условия образования донных осадков колонки АСВ-17-1447 юго-западной Атлантики по микрофоссилиям // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 270–281.
- Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др.* Изучение контуритовых систем Южной Атлантики в 46-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 827–829.
- Кеннет Дж.* Морская геология. В 2-х т. Т. 2. Пер. с англ. Ивановой Е.В., Мурдмаа И.А. М.: Мир, 1987. 384 с.
- Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S.* Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures based on planktonic foraminifers / Eds.: P.F. Barker, R.L. Carlson, D.A. Johnson // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 72. P. 849–869.
- Berger W.H.* Sedimentation of deep-sea carbonate; maps and models of variations and fluctuations // The J. Foraminiferal Research. 1978. V. 8. № 4. P. 286–302.
- Broecker W., Clark E.* A dramatic Atlantic dissolution event at the onset of the last glaciation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2001. V. 2. № 11. P. 2001GC000185.
- CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America. Map and Chart Series MC-36. 1981. 18 p.
- Curry W.B., Lohmann G.P.* Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: Reconstruction of glacial abyssal circulation patterns // Quaternary Research. 1982. V. 18. № 2. P. 218–235.
- Fariduddin M., Loubere P.* The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean // Marine Micropaleontology. 1997. V. 32. P. 289–310.
- Gooday A.J.* Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics // Advances in Marine Biology. 2003. V. 46. P. 1–90.
- Hammer U., Harper D.A., Ryan P.D.* PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4. № 1. P. 1–9.
- Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Somoza L. et al.* Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 1508–1530.
- Holbourn A., Kuhnt W., Kawamura H. et al.* Orbitally paced paleoproductivity variations in the Timor Sea and Indonesian Through flow variability during the last 460 kyr // Paleoclimatology. 2005. V. 20. PA3002.
- Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D. et al.* Late Pliocene–Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // Marine Geology. 2016. V. 372. P. 17–30.
- Johnson D.A.* Paleocirculation of the southwestern Atlantic / Eds.: P.F. Barker, R.L. Carlson, D.A. Johnson // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 72. P. 977–994.
- Johnson D.A., Ledbetter M., Burckle L.H.* Vema Channel paleo-oceanography: Pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow // Marine Geology. 1977. V. 23. № 1–2. P. 1–33.
- Jones G.A., Johnson D.A.* Displaced Antarctic diatoms in Vema Channel sediments: Late Pleistocene/Holocene fluctuations in AABW flow // Marine Geology. 1984. V. 58. № 1–2. P. 165–186.
- Jones G.A., Johnson D.A., Curry W.B.* High-resolution stratigraphy in late Pleistocene/Holocene sediments of the Vema Channel // Marine geology. 1984. V. 58. № 1–2. P. 59–87.
- Jorissen F.J., Fontanier C., Thomas E.* Paleoclimatological proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics // Proxies in Late Cenozoic Paleoclimatology. V. 1. Developments in Marine Geology. New York: Elsevier, 2007. P. 263–325.
- Kaiho K.* Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719–722.
- Ledbetter M.T.* A late Pleistocene time-series of bottom-current speed in the Vema Channel // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 1986. V. 53. № 1. P. 97–105.
- Ledbetter M.T.* Bottom-current speed in the Vema Channel recorded by particle size of sediment fine-fraction // Marine Geology. 1984. V. 58. № 1–2. P. 137–149.
- Lohmann G.P.* Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic Indicators in the western South Atlantic ocean // J. Foraminiferal Research. 1978. V. 8. № 1. P. 6–34.
- Lohmann G.P.* Increased and decreased production of Atlantic deep waters during ice ages: Benthonic foraminiferal evidence from Vema Channel // EOS (Transactions American Geophysical Union). 1977. V. 58. № 6. P. 416.
- Mackensen A., Schmiedl G., Harloff J., Giese M.* Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation // Micropaleontology. 1995. V. 41. P. 342–358.
- Mead G.A.* Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the southwest Atlantic // Micropaleontology. 1985. V. 31. № 3. P. 221–248.
- Melguen M., Thiede J.* Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (southwest Atlantic Ocean) // Marine Geology. 1974. V. 17. № 5. P. 341–353.
- Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W.* Abyssal channels in the Atlantic ocean: Water Structure and Flows // Springer. 2010. 266 p.
- Müller P.J., Fischer G.* C₃₇-alkenones as paleotemperature tool: fundamentals based on sediment traps and surface sediments from the South Atlantic Ocean // The South Atlantic in the Late Quaternary. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. P. 167–193.
- Murray J.W.* Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 438 p.

Niebler H.-S., Arz H.W., Donner B. et al. Sea surface temperatures in the equatorial and South Atlantic Ocean during the Last Glacial Maximum (23–19 ka) // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 3. P. 1–12.

Ohkushi K., Thomas E., Kawahata H. Abyssal benthic foraminifera from the northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the last 298 kyr // *Marine Micropaleontology*. 2000. V. 38. P. 119–147.

Ovsepyan E.A., Ivanova E.V. Glacial-interglacial interplay of southern- and northern-origin deep waters in the Sro Paulo Plateau-Vema Channel area of the western South Atlantic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. V. 514. P. 349–360.

Peterson L.C., Lohmann G.P. Major Change in Atlantic Deep and Bottom Waters 700,000 yr Ago: Benthonic Foraminiferal Evidence from the South Atlantic 1 // *Quaternary Research*. 1982. V. 17. № 1. P. 26–38.

Pujol C., Duprat J. Quaternary planktonic foraminifera of the southwestern Atlantic (Rio Grande Rise) Deep Sea Drilling Project Leg 72 / Eds.: P.F. Barker, R.L. Carlson, D.A. Johnson et al. // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1983. V. 72. P. 601–615.

Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120 000 years // *Nature*. 2002. V. 419. № 6903. P. 207–214.

Reid J.L., Nowlin W.D., Patzert W.C. On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean // *J. Physical Oceanography*. 1977. V. 7. P. 62–91.

Schmiedl G., Mackensen A. Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V. 130. P. 43–80.

Schmiedl G., Mitschele A., Beck S. et al. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 190. P. 139–164.

Shor A.N., Jones G.A., Rasmussen K.A. et al. Carbonate spikes and displaced components at Deep Sea Drilling Project Site 515: Pliocene/Pleistocene depositional processes in the Southern Brazil Basin // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1983. V. 72. № DEC. P. 885–893.

Singh R.K., Gupta A.K. Late Oligocene–Miocene paleoceanographic evolution of the southeastern Indian Ocean: evidence from deep-sea benthic foraminifera (ODP Site 757) // *Marine Micropaleontology*. 2004. V. 51. P. 153–170.

Smart C.W., Waelbroeck C., Michel E., Mazaud A. Benthic foraminiferal abundance and stable isotope changes in the Indian Ocean sector of the Southern Ocean during the last 20 kyr: Paleoceanographic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 297. P. 537–548.

Tappa E., Thunell R. Late Pleistocene glacial/interglacial changes in planktonic foraminiferal biofacies and carbonate dissolution patterns in the Vema Channel // *Marine Geology*. 1984. V. 58. P. 101–122.

Thompson P.R., Shackleton N.J. North Pacific paleoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* // *Nature*. 1980. V. 287. P. 829–833.

Thunell R.C. Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean // *Marine Geology*. 1982. V. 47. № 3–4. P. 165–180.

Yasuda H. Late Miocene–Holocene paleoceanography of the western Equatorial Atlantic: evidence from deep-sea benthic foraminifera // *Shackleton Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1997. V. 154. № 27. P. 395–431.

Поступила в редакцию 26.04.2018

После доработки 19.02.2019

Принята к публикации 21.02.2019

L.A. Kuleshova¹, E.A. Ovsepyan²

PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS FOR THE SOUTHWESTERN ATLANTIC DURING THE MIDDLE-LATE PLEISTOCENE BASED ON BENTHIC FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES

Benthic foraminiferal assemblages were investigated in the sediment core AI-3321 (30°56.85' S, 38°02.45' W, 2969 m water depth, 293 cm length), retrieved from the western slope of the Rio Grande Rise in the western South Atlantic. Six intervals reflecting the changes in relative abundance of indicative species during the last three glacial-interglacial cycles are defined based on cluster analysis. Intervals VI and I are characterized by the dominance of *Globocassidulina subglobosa*, which indicates well-aerated conditions and enhanced hydrodynamic activity of the deep water bathing the seafloor. The high relative abundance of *Epistominella exigua* points to stressful conditions for benthic foraminiferal faunas with variable (pulsed) food supply to the bottom during Intervals V and III. Slight enhancement of sea surface bioproductivity is proposed for Intervals IV and II based on the high percentages of *Alabaminella weddellensis*.

Key words: benthic foraminifera, Rio Grande Rise, South Atlantic, micropaleontology

Acknowledgements. The research was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects № 16-35-50080-mol-nr and 17-305-50008-mol-nr). Sample treatment and estimation of the sedimentary calcium carbonate were performed under the state assignment of FASO Russia (theme № 0149-2018-0012).

We thank E.V. Ivanova for sharing samples for foraminifer studies, also for her valuable comments and recommendations which improved the manuscript greatly. We are especially grateful to G. Schmiedl, M. Kaminski and J. Wollenburg for their help in identifying some species of benthic foraminifera and discussion of foraminifer ecological preferences. We also appreciate the careful examination of our text and critical remarks of L.D. Bashirova and the reviewer; these were taken into account at the final stage of the article preparation.

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Junior Research Fellow; I. Kant Baltic University, master student; e-mail: lubov_kuleshova@mail.ru

² Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Research Scientist, Ph.D. in Geology; e-mail: eovsepyan@ocean.ru

REFERENCES

- Barash M.S. Chetvertichnaja paleookeanologija Atlanticheskogo okeana [Quaternary paleoceanography of the Atlantic Ocean]. Moscow: Nauka, 1988. 272 p. (In Russian)
- Barash M.S., Blyum N.S., Oskina N.S. Chetvertichnye paleotemperaturny i nekotorye cherty osadkonakoplenija v rajone podnjatija Riu-Grandi [Quaternary paleotemperatures and some features of sedimentation in the Rio Grande Rise region] // Doklady Akademii nauk, USSR. 1986. V. 291. № 4. P. 928–931. (In Russian)
- Dmitrenko O.B., Lukashina N.P., Os'kina N.S. Upper quaternary biostratigraphy and formation environments of the southwestern Atlantic Core ACB-17-1447 inferred from micropaleontological data // Oceanology. 2012. V. 52. № 2. P. 249–260.
- Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Borisov D.G. et al. Investigation of contourite systems in the South Atlantic during cruise 46 of the R/V «Akademik Ioffe» // Oceanology. 2016. V. 56. № 5. P. 754–756.
- Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S. Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures based on planktonic foraminifers / Eds.: P.F. Barker, R.L. Carlson, D.A. Johnson et al. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 72. P. 849–869.
- Berger W.H. Sedimentation of deep-sea carbonate; maps and models of variations and fluctuations // The J. Foraminiferal Research. 1978. V. 8. № 4. P. 286–302.
- Broecker W., Clark E. A dramatic Atlantic dissolution event at the onset of the last glaciation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2001. V. 2. № 11. P. 2001GC000185.
- CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America. Map and Chart Series MC-36. 1981. 18 p.
- Curry W.B., Lohmann G.P. Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: Reconstruction of glacial abyssal circulation patterns // Quaternary Research. 1982. V. 18. № 2. P. 218–235.
- Fariduddin M., Loubere P. The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean // Marine Micropaleontology. 1997. V. 32. P. 289–310.
- Goody A.J. Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics // Advances in Marine Biology. 2003. V. 46. P. 1–90.
- Hammer U., Harper D.A., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4. № 1. P. 1–9.
- Hernández-Molina F.J., Paterlini M., Somoza L. et al. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation // Marine and Petroleum Geology. 2010. V. 27. P. 1508–1530.
- Holbourn A., Kuhnt W., Kawamura H. et al. Orbital paced paleoproductivity variations in the Timor Sea and Indonesian Through flow variability during the last 460 kyr // Paleogeography. 2005. V. 20. PA3002.
- Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D. et al. Late Pliocene–Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // Marine Geology. 2016. V. 372. P. 17–30.
- Johnson D.A. Paleocirculation of the southwestern Atlantic / Eds.: P.F. Barker, R.L. Carlson, D.A. Johnson // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 72. P. 977–994.
- Johnson D.A., Ledbetter M., Burckle L.H. Vema Channel paleoceanography: Pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow // Marine Geology. 1977. V. 23. № 1–2. P. 1–33.
- Jones G.A., Johnson D.A. Displaced Antarctic diatoms in Vema Channel sediments: Late Pleistocene/Holocene fluctuations in AABW flow // Marine Geology. 1984. V. 58. № 1–2. P. 165–186.
- Jones G.A., Johnson D.A., Curry W.B. High-resolution stratigraphy in late Pleistocene/Holocene sediments of the Vema Channel // Marine geology. 1984. V. 58. № 1–2. P. 59–87.
- Jorissen F.J., Fontanier C., Thomas E. Paleoclimatological proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics // Proxies in Late Cenozoic Paleoclimatology. V. 1. Developments in Marine Geology. New York: Elsevier, 2007. P. 263–325.
- Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719–722.
- Kennett J. Morskaya geologiya [Marine geology] V 2-h t. T. 2. Per. sangl. Ivanovoj, Murdmaa I.O. M.: Mir, 1987. 384 s. (In Russian)
- Ledbetter M.T. Bottom-current speed in the Vema Channel recorded by particle size of sediment fine-fraction // Marine Geology. 1984. V. 58. № 1–2. P. 137–149.
- Ledbetter M.T. A late Pleistocene time-series of bottom-current speed in the Vema Channel // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 1986. V. 53. № 1. P. 97–105.
- Lohmann G.P. Increased and decreased production of Atlantic deep waters during ice ages: Benthonic foraminiferal evidence from Vema Channel // EOS (Transactions American Geophysical Union). 1977. V. 58. № 6. P. 416.
- Lohmann G.P. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic ocean // J. Foraminiferal Research. 1978. V. 8. № 1. P. 6–34.
- Mackensen A., Schmiedl G., Harloff J., Giese M. Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation // Micropaleontology. 1995. V. 41. P. 342–358.
- Mead G.A. Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the southwest Atlantic // Micropaleontology. 1985. V. 31. № 3. P. 221–248.
- Melgouen M., Thiede J. Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (southwest Atlantic Ocean) // Marine Geology. 1974. V. 17. № 5. P. 341–353.
- Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal channels in the Atlantic ocean: Water Structure and Flows // Springer. 2010. 266 p.
- Müller P.J., Fischer G. C₃₇-alkenones as paleotemperature tool: fundamentals based on sediment traps and surface sediments from the South Atlantic Ocean // The South Atlantic in the Late Quaternary. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. P. 167–193.
- Murray J.W. Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. 438 p.
- Niebler H.-S., Arz H.W., Donner B. et al. Sea surface temperatures in the equatorial and South Atlantic Ocean during the Last Glacial Maximum (23–19 ka) // Paleogeography. 2003. V. 18. № 3. P. 1–12.
- Ohkushi K., Thomas E., Kawahata H. Abyssal benthic foraminifera from the northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the last 298 kyr // Marine Micropaleontology. 2000. V. 38. P. 119–147.
- Ovsepyan E.A., Ivanova E.V. Glacial-interglacial interplay of southern- and northern-origin deep waters in the Sro Paulo Plateau-Vema Channel area of the western South Atlantic // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019. V. 514. P. 349–360.
- Peterson L.C., Lohmann G.P. Major Change in Atlantic Deep and Bottom Waters 700,000 yr Ago: Benthonic Foraminiferal Evidence from the South Atlantic 1 // Quaternary Research. 1982. V. 17. № 1. P. 26–38.
- Pujol C., Duprat J. Quaternary planktonic foraminifers of the southwestern Atlantic (Rio Grande Rise) Deep Sea Drilling Project Leg 72 / Eds.: P.F. Barker, R.L. Carlson, D.A. Johnson et al. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 72. P. 601–615.
- Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years // Nature. 2002. V. 419. № 6903. P. 207–214.
- Reid J.L., Nowlin W.D., Patzert W.C. On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean // J. Physical Oceanography. 1977. V. 7. P. 62–91.
- Schmiedl G., Mackensen A. Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V. 130. P. 43–80.

Schmiedl G., Mitschke A., Beck S. et al. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 190. P. 139–164.

Shor A.N., Jones G.A., Rasmussen K.A. et al. Carbonate spikes and displaced components at Deep Sea Drilling Project Site 515: Pliocene/Pleistocene depositional processes in the Southern Brazil Basin // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1983. V. 72. № DEC. P. 885–893.

Singh R.K., Gupta A.K. Late Oligocene–Miocene paleoceanographic evolution of the southeastern Indian Ocean: evidence from deep-sea benthic foraminifera (ODP Site 757) // *Marine Micropaleontology*. 2004. V. 51. P. 153–170.

Smart C.W., Waelbroeck C., Michel E., Mazaud A. Benthic foraminiferal abundance and stable isotope changes in the Indian Ocean sector of the Southern Ocean during the last 20 kyr: Paleoceanographic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 297. P. 537–548.

Tappa E., Thunell R. Late Pleistocene glacial/interglacial changes in planktonic foraminiferal biofacies and carbonate dissolution patterns in the Vema Channel // *Marine Geology*. 1984. V. 58. P. 101–122.

Thompson P.R., Shackleton N.J. North Pacific paleoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* // *Nature*. 1980. V. 287. P. 829–833.

Thunell R.C. Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean // *Marine Geology*. 1982. V. 47. № 3–4. P. 165–180.

Yasuda H. Late Miocene–Holocene paleoceanography of the western Equatorial Atlantic: evidence from deep-sea benthic foraminifera / *Shackleton Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1997. V. 154. № 27. P. 395–431.

Received 26.04.2018

Revised 19.02.2019

Accepted 21.02.2019

УДК 551.435.11+551.89

Е.Ю. Матлахова¹, А.В. Панин², В.Р. Беляев³, О.К. Борисова⁴

РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕГО ДОНА В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

По всему бассейну Дона на поймах рек встречаются аномально крупные палеоруслы (макроизлучины), свидетельствующие о величинах стока, в несколько раз превышавших современные. Подобные макроизлучины обнаружены в верхнем течении р. Дон. Для реконструкции хронологии развития долины Верхнего Дона в позднем плейстоцене проведено изучение ключевого участка долины в районе г. Епифань, бурение палеорусел, а также методами радиоуглеродного и оптиколюминесцентного датирования установлен возраст различных аллювиальных толщ. Анализ полученных данных позволил реконструировать основные этапы развития долины Верхнего Дона в позднем плейстоцене, выявить эпохи повышенной водности и соответствующие им этапы врезания и функционирования макроизлучин и разделяющие их этапы пониженной водности и аккумуляции в долине. Около 30–35 тыс. лет назад происходило врезание реки глубже современного уровня, связанное с климатическими изменениями и ростом водности реки. Во время последнего ледникового максимума (LGM, 20–23 тыс. л. н.) на фоне иссушения климата в регионе водность реки упала, врезание сменилось аккумуляцией. После LGM, 13–19 тыс. л. н., произошло значительное повышение водности, приведшее к формированию макроизлучин, разработавших широкое днище долины. Их развитие происходило в два этапа: 17–19 и 13–15 тыс. л. н., прерываясь интервалом низкого стока (~15–16 тыс. л. н.). Для голоцена было характерно понижение водности и сужение пояса меандрирования реки.

Ключевые слова: позднеледниковье, большие палеоруслы, макроизлучины, история развития речных долин, флювиальная геоморфология, палеогеография плейстоцена

Введение. В долинах рек Восточно-Европейской равнины на поймах и низких террасах сохранились фрагменты больших палеорусел (макроизлучин) с шириной в разы (иногда в 10–15 раз) превышающей их современные параметры [Панин с соавт., 1992; Panin et al., 1999; Сидорчук с соавт., 2000]. Макроизлучины имеют широкое распространение в умеренном климатическом поясе Северного полушария [Sidorchuk et al., 2003], однако наилучшей сохранностью и выраженностью фрагментов макроизлучин в рельефе долин выделяются центральная и южная части Восточно-Европейской равнины, в особенности притоки Дона.

По всему бассейну Дона на поймах рек встречаются аномально крупные палеоруслы, свидетельствующие о величинах стока, в 3–4 раза превышавших современные. Полевые исследования и датирование аллювиального заполнения этих палеорусел проведены на притоках среднего Дона, где было выявлено, что формирование больших палеорусел происходило в позднеледниковье, между максимумом последнего оледенения и началом голоцена [Панин с соавт., 2013]. В долине самого Дона большие палеоруслы до сих пор выявлены не были. Выказывалось предположение, что следами повышенного речного стока могут служить крупные меандровые цирки среднего течения Дона [Панин с соавт., 1992]. Отсутствие морфологически выраженных

крупных палеорусел на Среднем Дону может быть связано с глубоким врезом реки в позднеледниковье, так что палеоруслы того времени находятся в погребенном состоянии. Именно в среднем течении продольный профиль рек наиболее сильно реагирует на изменения стока – углубляется при росте расходов воды и поднимается за счет аккумуляции наносов при снижении стока [Чалов, 1995]. На Нижнем Дону врезание в конце позднего плейстоцена было вызвано снижением базиса эрозии – уровня Черного моря. Следовательно, и там можно рассчитывать на присутствие в рельефе поймы только голоценовых форм. Для поиска реликтов доголоценовых палеорусел остается только Верхний Дон.

Выше впадения Красивой Мечи Дон протекает в стесненной коренными берегами долине с узкой поймой, исключаяющей возможность широких горизонтальных деформаций русла. Поэтому геоморфологическая летопись истории развития долины здесь крайне бедна. Исключение составляет лишь самый верхний по течению участок в районе пос. Епифань. Дно долины здесь расширяется, и в нем становятся отчетливо заметны крупные меандрирующие палеоруслы (рис. 1, 2). Это единственный участок на Верхнем Дону, где в рельефе дна долины сохранились следы блуждания реки, позволяющие оценить размеры древних русел, а значит и величин водного стока в прошлом. Это послужило мотивом для по-

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: matlakhova_k@mail.ru.

² МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, профессор, докт. геогр. н.; Институт географии РАН, лаборатория эволюционной географии, заведующий; e-mail: a.v.panin@yandex.ru.

³ МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева, вед. науч. с, канд. геогр. н.; кафедра геоморфологии и палеогеографии, ст. науч. с.; e-mail: vladimir.r.belyaev@gmail.com.

⁴ Институт географии РАН, лаборатория эволюционной географии, гл. науч. с., докт. геогр. н.; e-mail: olgakborisova@gmail.com.



Рис. 1. Положение изучаемого участка долины р. Дон в районе г. Епифань Тульской области

Fig. 1. Study area in Don River valley near Epifan town (Tula Region, Russia)

становки здесь специальных исследований, цель которых – реконструировать историю развития долины Верхнего Дона, установить хронологию изменений водности реки и связанных с ними этапов врезания и аккумуляции в долине.

Геолого-геоморфологическая характеристика района. В геолого-тектоническом отношении территория располагается в пределах древней платформы, имеющей архей-протерозойский кристаллический фундамент и мощный чехол разновозрастных осадочных отложений. Большое значение для фор-

мирования современного облика рельефа территории в целом и речной долины в частности имеет геологическое строение верхней части осадочного чехла.

С поверхности на рассматриваемой территории залегают преимущественно четвертичные отложения различного генезиса: ледникового, флювиогляциального, лимногляциального, аллювиального и склонового, часто перекрытые покровными отложениями. Ледниковые отложения представлены днепровской мореной (валунный суглинок), флювио- и

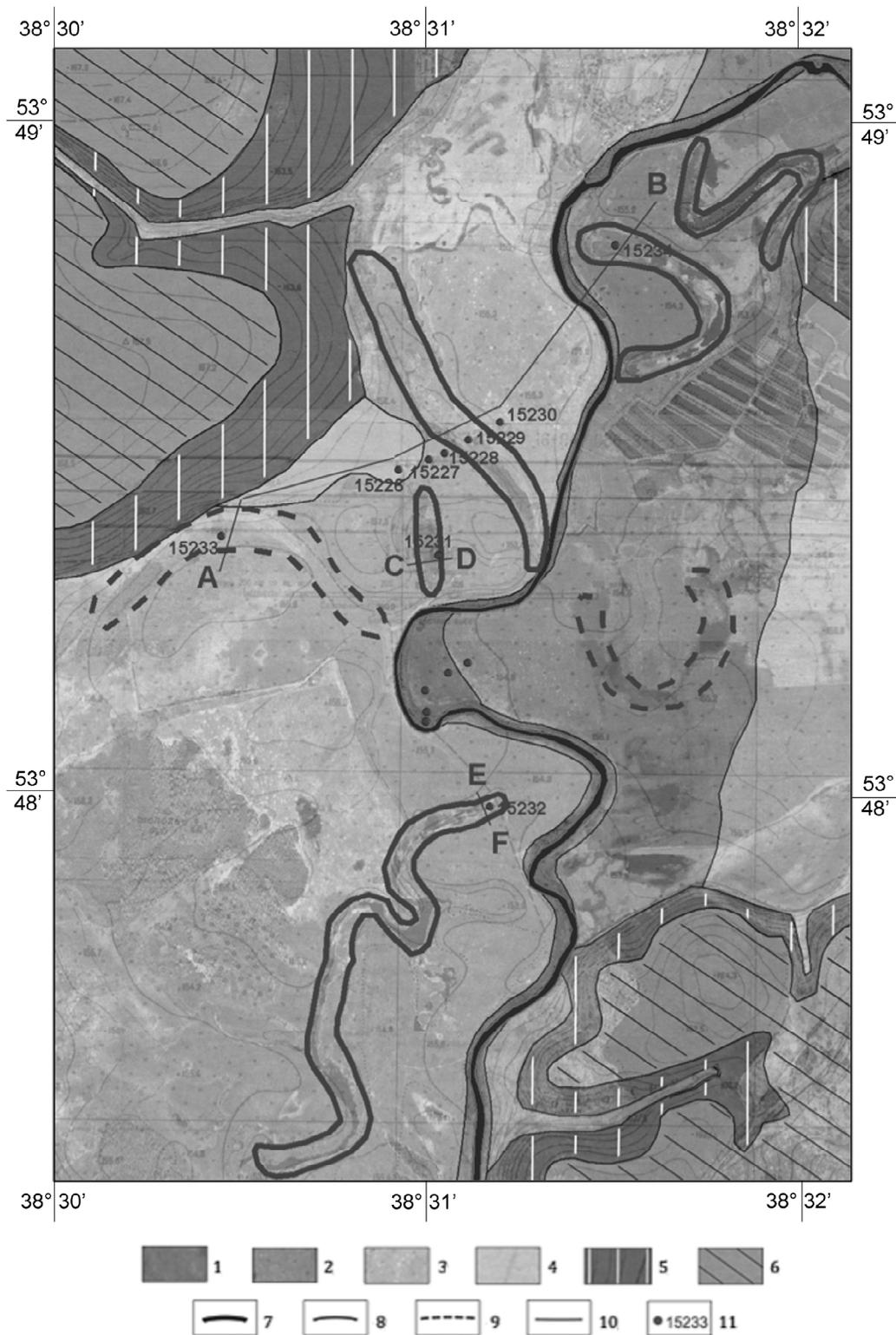


Рис. 2. Геоморфологическая карта на ключевой участок долины р. Дон в районе г. Епифань. Условные обозначения: 1 – голоценовая низкая и средняя пойма; 2 – позднеплейстоценовая высокая пойма (молодая генерация, 13–15 тыс. л. н.); 3 – позднеплейстоценовая высокая пойма (древняя генерация, 17–19 тыс. л. н.); 4 – позднеплейстоценовая надпойменная терраса; 5 – коренной эрозионный склон; 6 – междуречье; 7 – современное русло; 8 – контуры макроизлучин четкие; 9 – контуры макроизлучин нечеткие; 10 – линии профилей; 11 – скважины

Fig. 2. Geomorphological map of key site of Don River valley near Epifan town. Legend: 1 – Holocene low and middle floodplain; 2 – Late Pleistocene high floodplain (young generation, 13–15 ka BP); 3 – Late Pleistocene high floodplain (old generation, 17–19 ka BP); 4 – Late Pleistocene terrace; 5 – erosional slope; 6 – interfluvium; 7 – modern channel; 8 – clear contours of paleochannels; 9 – unclear contours of paleochannels; 10 – profile lines; 11 – boreholes

лимногляциальные отложения – преимущественно песками и алевритами. Аллювиальные отложения представлены песками, иногда с гравием и галькой, а также суглинками и супесями; склоновые и покровные отложения – в основном легкими лессовидными суглинками [База данных ... ВСЕГЕИ].

Под четвертичными отложениями залегают коренные породы мелового, юрского, каменноугольного и девонского возраста. Все они представлены морскими осадками различной литологии. Меловые отложения на рассматриваемой территории представлены чередованием песков и глин, юрские – глинами и песками с растительными остатками. Отложения среднего карбона представляют собой пестроцветные глины с прослоями песков и песчаников, нижнего – пески с прослоями глин. Лишь самый нижний ярус нижнего карбона сложен известняками, мергелями и глинами, а девонские отложения – известняками, доломитами и мергелями [База данных ...; Геология ..., 1971].

На исследуемом участке в районе г. Епифань долина Дона прорезает лишь верхние толщи карбона, до нижележащих же известняков и доломитов она дорезается только ниже устья р. Непрядвы, где в днище долины под четвертичными отложениями вскрываются верхнедевонские доломиты и известняки. Этими различиями в геологическом строении объясняется расширение долины Дона на исследуемом участке выше устья Непрядвы, где река врежется в податливые пески и глины. Ниже по течению, когда река начинает врезаться в известняки и доломиты, долина сильно сужается, с чем связано отсутствие широкой поймы в днище долины и соответственно сохранившихся на ней макроизлучин.

В геоморфологическом отношении исследуемая территория находится в пределах восточной окраины Среднерусской возвышенности, южнее границы распространения московского оледенения. В связи с этим на междуречьях не сохранилось аккумулятивных ледниковых форм рельефа, а эрозионная сеть отличается большой густотой. Общий характер рельефа рассматриваемой территории равнинный, относительные перепады высот, несмотря на развитую эрозионную сеть, невелики (первые десятки метров), очертания форм сглажены, что объясняется характером рыхлых отложений (преобладание песков и суглинков, как среди четвертичных отложений, так и подстилающих их коренных пород). Развитая овражно-балочная сеть имеет древовидный в плане рисунок.

В долине Дона (ниже по течению) выделяется 4 уровня надпойменных террас (подразделяемых на подуровни) и 3 уровня поймы. Аллювиальные комплексы террас имеют двучленное строение аллювия каждой из них, состоящего из нижней, межледниковой или межстадиальной, аллювиальной свиты, и верхней, перигляциальной [Холмовой, 1993; Грищенко, 1976; Холмовой с соавт., 2007]. Однако в верхнем течении долина Дона врезана слабо, и на изучаемом участке имеется лишь одна надпойменная терраса (НПТ) и 3 уровня поймы. Долина Дона в

районе г. Епифань имеет ширину около 2–2,5 км, нечеткие бровки и пологие склоны, а превышение бровок долины над днищем составляет всего около 10–15 м.

Методы исследования. Геологическое строение поймы Дона изучалось путем механического бурения (буровая установка УПБ-25). Для детализации морфологии поймы проведены топографо-геодезические работы – съемка профилей с субдециметровой точностью с помощью двухчастотных приемников GPS Leica Geosystems серии 1200 и съемка территории с беспилотного летательного аппарата (квадрокоптер DJI Phantom 4). По образцам органики было выполнено радиоуглеродное радиометрическое (^{14}C) и масс-спектрометрическое (^{14}C AMS) датирование. Первое выполнялось в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (Москва) (5 образцов), второе – в Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (Москва) (6 образцов). Радиоуглеродные даты были калиброваны (приведены к астрономической шкале времени) с помощью онлайн версии программы OxCal 4.3 [Bronk Ramsey, 2009] на основе калибровочной кривой IntCal 13 [Reimer et al., 2013]. По минеральным образцам, содержащим песчаные фракции, проведено опико-люминесцентное (OSL) датирование. Анализ выполнялся в Институте физики Силезского университета (Гливице, Польша) (3 образца). Для диагностики коренных глинистых пород, которые в ряде случаев было трудно отличить от аллювиальных суглинков, по ряду проблемных образцов был выполнен спорово-пыльцевой анализ (докт. геогр. н. О.К. Борисовой, ИГ РАН) (3 образца).

Результаты исследования.

Морфология долины Дона в районе г. Епифань. Надпойменные террасы на исследуемом участке долины Дона практически не выражены (рис. 2). В ходе исследований был выделен лишь один небольшой фрагмент первой (или «промежуточной») НПТ на правом берегу реки в ~1,2 км к ЮЮВ от д. Мельгуново. Ширина этого фрагмента колеблется от 50 до 100 м, длина достигает 200–250 м, высота над урезом реки составляет около 5,5 м, что лишь на 1–2 м превышает отметки высокой поймы. Поверхность террасы ровная, слабо наклонена в сторону русла.

Высокая пойма выражена по обоим берегам реки и занимает большие площади в пределах долины на рассматриваемом участке. Высокая пойма имеет высоту около 4–4,5 м. Рельеф поверхности слабоволнистый, осложнен крупными палеоруслами (макроизлучинами). Параметры макроизлучин следующие: ширина от 40–50 до 60–70 м, глубина около 1–2 м, длина сохранившихся фрагментов колеблется от сотен метров до 1–1,8 км.

Средняя пойма представлена фрагментарно в виде небольших сегментов и имеет высоту около 2 м над урезом. Низкая пойма занимает небольшие полосы вдоль русла шириной от первых метров до

десятков метров и имеет высоту менее 1 м. Современное русло Дона извилистое, ширина составляет в среднем 18–20 м.

Геологическое строение дна долины Дона в районе г. Епифань. Строение первой надпойменной террасы на рассматриваемом участке было изучено в скважине 15 226 (рис. 3). Верхние 3,8 м представлены суглинками средними с прослоями песка (пойменной фацией аллювия), в нижних 0,8 м суглинки тяжелые до глины. С глубины 3,8 м до 11 м – переслаивание песков разной крупности, иногда оглиненных, иногда со включениями крупнообломочного материала (преимущественно гравия) (русовая фация аллювия). С 11 м – глина темно-серая, однородная, со включениями углей и растительных остатков (коренные породы).

О строении высокой поймы можно судить по скважинам 15 227, 15 228, 15 230 (рис. 3). Верхние 4–5 м представлены преимущественно средними суглинками, часто с опесчаненными прослоями, иногда супесями (пойменной фацией аллювия). Ниже суглинков – переслаивание песков разной крупности, иногда оглиненных, иногда со включениями крупнообломочного материала (преимущественно гравия) (русовая фация аллювия). В скв. 15 227 подножье этой пачки не вскрыто, в скв. 15 228 оно находится на глубине около 19 м; в скв. 15 230 пески заканчиваются на глубине около 7 м, ниже до глубины 8,8 м вскрыт суглинок с дресвой известняка. Ниже в обеих скважинах залегают белые карбонатные глины с обломками известняка (коренные породы).

Строение заполнений макроизлучин изучено в скважинах 15 229, 15 231, 15 232, 15 233, 15 234 (рис. 3, 4). Верхние 3–5 м заполнений сложены суглинками тяжелыми, в верхних частях сильно оторфованными (старичной фацией аллювия), иногда с поверхности перекрытыми торфом. Ниже в скважинах переслаиваются слои песков разной крупности, иногда оглиненные или с прослоями суглинков, иногда со включениями крупнообломочного материала (преимущественно гравия) (русовая фация аллювия). Мощности песчаных толщ в разных скважинах значительно колеблется: в скв. 15 229, 15 232, 15 233 – пески залегают на глубинах от 3–5 до 13–17 м от поверхности, в скв. 15 231, 15 234 – от 3–4,5 до 6–6,5 м. Во всех случаях песчаные толщи подстилаются коренными отложениями, представленными глинами или элювием известняка.

Геохронология аллювия долины Дона в районе г. Епифань. Для реконструкции хронологии развития речной долины и выделения этапов врезания и аккумуляции Дона в позднем плейстоцене методами радиоуглеродного и оптико-люминесцентного датирования был установлен возраст различных аллювиальных толщ. Из руслового аллювия I НПТ (скв. 15 226, рис. 3) с глубины 4,1–4,5 м была получена OSL дата $33\,800 \pm 1800$ л. н. Возраст подстилающих аллювий высокой поймы аллювиальных суглинков в скв. 15 230 (рис. 3) на глубине 5,3–5,4 м, по данным AMS по общей органике, составляет $32\,970 \pm 210$ л. н. (здесь и далее все радиоуглерод-

ные даты калиброванные). Аллювий русловой фации в скв. 15 229 (рис. 3) на глубине 5,0–5,4 м имеет возраст $38\,600 \pm 2400$ л. н. (по данным OSL).

Возраст аллювия в пределах макроизлучин установлен в пяти скважинах. Скважина 15 233 (рис. 2, 3) пробурена в палеорусле у подножья правого коренного эрозионного склона. Возраст заполнения макроизлучины в основании старичной фации аллювия на глубине 4,7–4,8 м составляет $20\,370 \pm 90$ л. н. (AMS-датирование по общему углероду). Самые верхние части заполнения макроизлучины оторфованы, возраст подошвы торфа по ^{14}C составляет 3250 ± 50 л. н. (глубина отбора 0,55–0,6 м).

Строение еще одного палеорусла изучено в скв. 15 229 (рис. 3). Аллювий в верхних частях заполнения макроизлучины по данным ^{14}C имеет возраст 4180 ± 120 л. н. (подошва старичных глин, по общему углероду) и 2780 ± 30 л. н. (подошва торфа) на глубинах 2,4–2,6 м и 1,4–1,5 м соответственно. Ясно, что эти осадки не датируют саму макроизлучину, которая должна быть древнее, а лишь отражают одну из последующих стадий ее заиления.

В скв. 15 231 (рис. 4) из подошвы руслового аллювия на глубине 5,5–6,0 м непосредственно над коренными породами (элювием известняка) получена явно удревненная OSL дата $98\,000 \pm 5700$ л. н. Выше заполнение макроизлучины, представленное старичной фацией аллювия, на глубине 4,6–4,65 м (подошва старичных глин) имеет возраст $19\,180 \pm 90$ л. н. (AMS), а в верхних частях (на глубине 1,3–1,4 м у кровли старичных глин, перекрытых торфом) – 9940 ± 3160 л. н. (C14) (обе даты получены по общей органике).

Следующее палеорусло, изученное в скв. 15 232 (рис. 4), в своем строении также имеет русловую и старичную аллювий. Возраст руслового аллювия на глубине 6,6–6,8 м составляет $18\,210 \pm 90$ л. н. (AMS по растительным макроостаткам). Возраст старичной фации в средней части заполнения (на глубине 3,3–3,6 м) составляет $11\,530 \pm 160$ л. н. (AMS по общей органике).

Еще одно палеорусло, строение которого изучено в скв. 15 234 (рис. 3), располагается на левобережной высокой пойме Дона. Русловой аллювий из скважины имеет возраст $14\,910 \pm 120$ л. н. (глубина отбора 4,3–4,8 м) и $13\,050 \pm 30$ л. н. (глубина 4,4–4,5 м) по данным AMS на основе анализа общей органики и растительных макроостатков соответственно.

Для диагностики возраста нескольких проблемных образцов был выполнен спорово-пыльцевой анализ для установления их относительного возраста. Так, слой суглинков на глубине 8,1–8,5 м между двумя толщами песков в скв. 15 233 имеет спорово-пыльцевой спектр, соответствующий палеозойскому времени. Глины из основания скв. 15 229 (глубина отбора 13–13,4 м) также имеют палеозойский спектр. Возраст глин из основания скв. 15 234 (глубина 6,4–6,8 м) – поздний мел или ранний кайнозой.

Обсуждение результатов.

Анализ полученных данных позволил реконструировать основные этапы развития долины Верх-

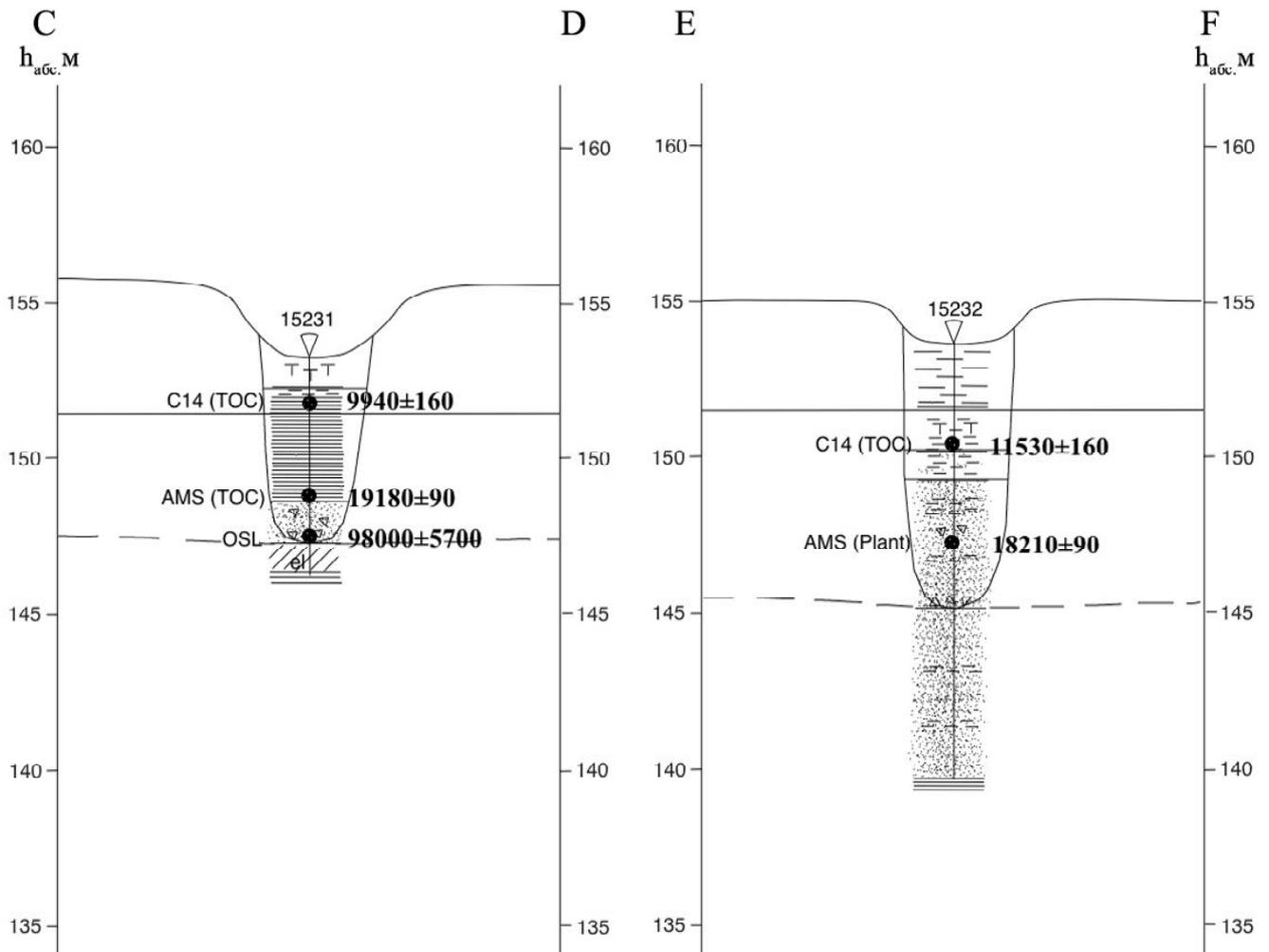


Рис. 4. Поперечные профили через палеоруслу р. Дон в районе г. Епифань по линиям CD и EF. Условные обозначения: см. рис. 3

Fig. 4. Cross-sections of the Don River valley near Epifan town on lines CD and EF. Legend: see fig. 3

него Дона в позднем плейстоцене, выявить эпохи повышенной водности и соответствующие им этапы врезания и функционирования макроизлучин и разделяющие их этапы пониженной водности и аккумуляции в долине.

Датировки 33–35 тыс. л. н. (33 800±1800, 38 600±2400 и 32 970±210 лет. н. в скв. 15 226, 15 229, 15 230 соответственно; рис. 3), с учетом возможной неопределенности, особенно для OSL метода, можно считать близкими, относящимися к периоду около 30–35 тыс. л. н. Они представлены в скважинах, пробуренных как в пределах первой НПТ (скв. 15 226), так и высокой поймы (скв. 15 229, 15 230), что свидетельствует о врезании реки в указанный промежуток времени. Русловая фация аллювия, верхи которой удалось продатировать, опускается на 10–11 м ниже уреза воды, то есть река врезалась на 7–8 м глубже современного уровня (относительно подошвы современного руслового аллювия). Из всего массива продатированных образцов сильно выбивается дата OSL 98 000±5700 примерно на тех же гипсометрических уровнях, что и даты 33–35 тыс. л. (скв. 15 231, рис. 4). Эта дата трактуется как удревненная вследствие неполной засветки кварца – нередкая проблема при OSL датировании.

Следующая группа дат 18–20 тыс. л. н. (18 210±90, 19 180±90 и 20 370±90 л. н. в скв. 15 232, 15 231, 15 233 соответственно; рис. 3, 4) отвечает времени функционирования макроизлучин. Среди этой группы датировок наиболее надежной является дата 18 210±90 л. н. по растительным макроостаткам. Две другие даты по общей органике дают несколько менее точные данные и могут быть несколько удревненными. В связи с этим первый этап функционирования макроизлучин стоит отнести ко времени 17–19 тыс. л. н., что хорошо соотносится и с предшествующими исследованиями в других долинах рек региона [Panin, Matlakhova, 2013]. Формирование макроизлучин происходило в областях распространения многолетней мерзлоты в перигляциальной зоне последнего оледенения и было обусловлено экстремально большими (по сравнению с современными) значениями стока во время половодий.

Еще одна группа дат из заполнений макроизлучин отражает второй этап их развития 13–15 тыс. л. н. Наиболее четко маркирующими этот этап являются две даты из русловой фации аллювия в скв. 15 234 – 13 050±30 и 14 910±120 л. н. (рис. 3). Две другие близкие даты – 11 530±160 и 9940±3160 л. н. из верхних частей заполнения макро-

излучин (в скв. 15 232 и 15 231, рис. 4) соответствуют времени отмирания и заиления палеорусел.

Из вышесказанного следует, что развитие больших палеорусел происходило в позднеледниковье (в конце MIS 2) и, по всей видимости, разделялось на два основных этапа – 17–19 и 13–15 тыс. л. н.

Голоценовые даты 2,5–4 тыс. л.н. в самых верхних частях заполнений макроизлучин (скв. 15 233 и 15 229, рис. 3) по торфам и оторфованным суглинкам отражают заиление макроизлучин в голоцене.

Палеозойские и мезо-кайнозойские спорово-пыльцевые спектры в основании скважин 15 229 и 15 234 подтверждают то, что вскрытые в основании многих скважин глины являются коренными (морскими) отложениями. Слой суглинков в скв. 15 233 на глубинах 8,1–8,5 м, имеющий палеозойский спектр, также находится в кровле коренных пород. Этот слой подстилается песками с прослоями суглинков, также являющимися морскими.

История развития долины Верхнего Дона. На основе полученных результатов была восстановлена история развития долины Верхнего Дона в районе г. Елифань за последние 35 тыс. лет.

Около 30–35 тыс. лет назад происходило врезание реки глубже современного уровня, о чем свидетельствуют близкие по значениям датировки аллювия как на высоких (в составе первой НПТ), так и на низких гипсометрических уровнях (на несколько метров ниже современного уреза). Так как изучаемая территория является стабильной в тектоническом отношении, врезание реки было связано с климатическими изменениями и сопутствовавшим им ростом водности реки.

Далее во время последнего ледникового максимума (LGM) на фоне повсеместного иссушения климата в регионе водность реки упала, врезание сменилось аккумуляцией.

После LGM произошло значительное повышение водности, приведшее к формированию макроизлучин, разработавших широкое днище долины. Более древняя генерация макроизлучин относится к 17–19 тыс. л. н. Около 15–16 тыс. л. н., по-види-

мому, наблюдалось временное понижение водности. Формирование более молодой генерации макроизлучин, обусловленное высокой водностью, происходило около 13–15 тыс. л. н.

С наличием двух этапов развития макроизлучин связано образование двух разновозрастных генераций доголоценовой высокой поймы. На рассматриваемом участке долины более древняя генерация развита преимущественно по правому берегу и имеет возраст 17–19 тыс. л. Более молодая (13–15 тыс. л.) генерация связана со вторым этапом развития макроизлучин и наблюдается преимущественно на левом берегу Дона.

В голоцене произошло снижение водности реки и значительное сужение пояса меандрирования. Наиболее крупные меандры современной реки, скорее всего, являются унаследованными от эпох повышенной водности. В конце голоцена русловые переформирования были минимальны. В настоящее время река на изучаемом участке обладает низкой водностью, в межень течение практически отсутствует, берега задернованы, следы современных русловых переформирований отсутствуют. Голоценовая история развития реки нуждается в детализации и уточнении с привлечением данных по археологии региона и является предметом дальнейших исследований.

Выводы:

– для конца позднего плейстоцена было характерно значительное изменение водности реки, приводившее к чередованию этапов повышенной и пониженной водности;

– для позднеледниковья были характерны высокие значения стока, что приводило к формированию больших палеорусел (макроизлучин);

– развитие макроизлучин происходило в позднеледниковье (в конце MIS 2) в два этапа: 17–19 и 13–15 тыс. л. н. С этими двумя этапами связано формирование двух возрастных генераций макроизлучин и соответствующих им генераций высокой поймы;

– для голоцена было характерно понижение водности и сужение пояса меандрирования реки.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00028). Спорово-пыльцевой анализ выполнен О.К. Борисовой в рамках темы госзадания ИГ РАН № 0148-2019-0005.

Авторы выражают благодарность доценту ГОУ ДПО ТО «ИПК и ППРО ТО» Е.А. Горской и руководителю научно-исследовательского отдела природоведческих дисциплин государственного музея-заповедника «Куликово поле», канд. геогр. н. О.В. Буровой за помощь в организации полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

База данных государственных геологических карт ВСЕГЕИ (дата обращения 10.09.2018) <http://webmapget.vsegei.ru/index.html>
Геология СССР. Т. IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 742 с.

Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М., Наука, 1976. 227 с.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный позднеледниковый речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 118–129.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Макроизлучины русел рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 93–96.

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. С. 196–230.

Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1993. 99 с.

Холмовой Г.В., Лаврушин Ю.А., Шнур В.Г. Эрозия и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории на примере бассейна Дона // Вестн. Воронежского университета. Сер. Геология. 2007. № 2. С. 37–49.

Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. V. 51(1). P. 337–360.

Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. V. 130. P. 46–61.

Panin A.V., Sidorchuk A. Ju., Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Geological Society, London, Special Publications 1999. № 163. P. 217–229.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55(4). P. 1869–1887.

Sidorchuk A., Panin A., Borisova O. The Lateglacial and Holocene Palaeohydrology of Northern Eurasia // Palaeohydrology: Understanding Global Change. John Wiley & Sons, Ltd. P. 61–75.

Поступила в редакцию 05.12.2018

После доработки 21.01.2019

Принята к публикации 21.02.2019

**E.Yu. Matlakhova¹, A.V. Panin²,
V.R. Belyaev³, O.K. Borisova⁴**

THE UPPER DON RIVER VALLEY EVOLUTION IN THE END OF THE LATE PLEISTOCENE

The relicts of large palaeochannels (macromeanders) are widespread on the floodplains in river valleys of the Don River basin. These macromeanders indicate river runoff several times above the modern one. Such macromeanders were found in the Upper Don River valley. To reconstruct the Late Pleistocene evolution of river valleys the study near Epifan town was organized. It included mechanical coring and radiocarbon and OSL dating of alluvium. Basing on the data we reconstructed the main stages of the Don River valley evolution in the end of the Late Pleistocene and identified the epochs of high runoff and macromeanders formation and the intermediate epochs of low runoff and accumulation in the valley. The river incision below the present-day level due to climate changes and higher river runoff dated back to about 30–35 ka BP. During the LGM time (20–23 ka BP) the river runoff decreased as a result of climate aridization and the incision gave way to accumulation in the river valley. After the LGM the high runoff epoch started, dating about 13–19 ka BP. During that time large meandering palaeochannels (macromeanders) formed a wide valley bottom. Two periods of their development, about 17–19 ka BP and 13–15 ka BP, were separated by a low runoff period (~16–15 ka BP). During the Holocene the river runoff was lower than in the Late Pleistocene.

Key words: Late Glacial, large paleochannels, macromeanders, the history of river valley evolution, fluvial geomorphology, Pleistocene paleogeography

Acknowledgements. The study is financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 18-35-00028). Spore-pollen analysis was made by O.K. Borisova under the state-guaranteed theme 0148-2019-0005 of the RAS Institute of Geography.

The authors are grateful to E.A. Gorskaya, Associate Professor of the Tula Institute of Professional Retraining and Advanced Training of Teachers, and O.V. Burova, PhD. in Geography, Head of the Department of natural history studies, Kulikovo Pole State Museum and Natural Reserve, for their assistance in the organization of field work.

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Palaeogeography, Senior Research Scientist, PhD. in Geography; *e-mail:* matlakhova_k@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Palaeogeography, Professor, D.Sc. in Geography; Institute of Geography, RAS, Laboratory of Evolutionary Geography, head of the laboratory; *e-mail:* a.v.panin@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Makkaveev Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes, Leading Research Scientist, PhD. in Geography; Department of Geomorphology and Palaeogeography, Senior Research Scientist; *e-mail:* vladimir.r.belyaev@gmail.com

⁴ Institute of Geography, RAS, Laboratory of Evolutionary Geography, Chief Research Scientist D.Sc. in Geography; *e-mail:* olgakborisova@gmail.com

REFERENCES

- Baza dannyh gosudarstvennyh geologicheskikh kart VSEGEI. [Database of State geological maps of VSEGEI]. <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (In Russian) (accessed 10.09.2018)
- Bronk Ramsey C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*. 2009. V. 51(1). P. 337–360.
- Geologiya SSSR. Tom IV. Centr Evropejskoj chasti SSSR. Geologicheskoe opisanie. [Geology of USSR. V. 4. Center of the European Part of the USSR. Geological description]. M.: Nedra, 1971. 742 s. (In Russian)
- Grishchenko M.N.* Plejstocen i golocen bassejna Verhnego Dona. [Pleistocene and Holocene of the Upper Don River basin]. M.: Nauka, 1976. 227 s. (In Russian)
- Holmvoj G.V.* Neogen-chetvertichnyj allyuvij i poleznye iskopaemye bassejna verhnego Dona. [The Neogene-Quaternary alluvium and minerals of the Upper Don River]. Voronezh: Izd-vo Voronezhskogo universiteta, 1993. 99 s. (In Russian)
- Holmvoj G.V., Lavrushin YU.A., Shpul' V.G.* Eroziya i allyuvial'nyj process v novejshej geologicheskoy istorii na primere bassejna Dona. [Erosion and alluvial process in modern geological history (case study of the Don River basin)] // *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Ser. Geologiya*. 2007. № 2. S. 37–49. (In Russian)
- Panin A., Matlakhova E.* Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. V. 130. P. 46–61.
- Panin A.V., Sidorchuk A. Ju., Chernov A.V.* Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications № 163. 1999. P. 217–229.
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Chernov A.V.* Makroizluchiny rusel rek ETS i problemy paleogidrologicheskikh rekonstrukcii. [Macromeanders of river channels in the European part of Russia and problems of paleohydrological reconstructions] // *Vodnye resursy*. 1992. № 4. S. 93–96. (In Russian)
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Vlasov M.V.* Moschnyj pozdnevaldajskij rečnoj stok v bassejne Dona [High Late Glacial runoff in the Don River basin] // *Izvestiya RAN. Ser. geogr.* 2013. № 1. S. 118–129. (In Russian)
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al.* IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55(4). P. 1869–1887.
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* The Lateglacial and Holocene Palaeohydrology of Northern Eurasia // *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. John Wiley & Sons, Ltd. 2003. P. 61–75.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Chernov A.V., Borisova O.K., Kovalyuh N.N.* Stok vody i morfologiya rusel rek Russkoj ravniny v pozdnevaldajskoe vremya i v golocene (po dannym paleoruslovogo analiza) [The Late Valdai and the Holocene runoff and river channel morphology within the Russian Plain (by the data of paleochannel analysis)] // *Eroziya pochv i ruslovyje processy*. M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 2000. Vyp. 12. S. 196–230. (In Russian)

Received 05.12.2018
 Revised 21.01.2019
 Accepted 21.02.2019

УДК 621. 47

С.П. Кошкин¹

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА РАЗВИТИЯ ВЕТРОВОЙ ЭНЕРГЕТИКИ НА РЕГИОНАЛЬНОМ УРОВНЕ (НА ПРИМЕРЕ ШТАТА РИУ-ГРАНДИ-ДУ-НОРТИ, БРАЗИЛИЯ)

Статья посвящена оценке потенциала развития ветровой энергетики на региональном уровне. Такая оценка позволяет определить стратегию развития ветровой энергетики в масштабе административно-территориальных единиц государства. В отношении Бразилии в целом и штата Риу-Гранди-ду-Норти в частности данное исследование является актуальным ввиду активного развития отрасли и ее государственной поддержки в многолетней перспективе. В ходе исследования установлено влияние различных факторов на формирование потенциала развития ветровой энергетики на территории, в том числе ветроэнергетического потенциала, ландшафтной структуры, доступности электросетей. Выявлено, что развитие ветровой энергетики в регионе на данный момент не является оптимальным.

Ключевые слова: ветроэнергетический потенциал, ветроэнергетические ресурсы, ветроэнергетические проекты, стратегия развития, Бразилия

Введение. Оценка потенциала развития ветровой энергетики на региональном уровне позволяет определить стратегию развития ветровой энергетики в масштабе административно-территориальных единиц государства. Задача работы – типологизировать потенциал развития ветровой энергетики территории, который определяется нами на основе таких факторов, как ветроэнергетические ресурсы территории, текущая структура использования земель, существующая инфраструктура региона, техническая характеристика ветряных турбин. Большинство исследований сводятся к оценке ресурсов [Van Wijk, 1993; NREL, 1997], не включая в себя оценку ландшафтной структуры и экономических факторов, за исключением работы М. Хугвийк [2004], где произведена оценка ветроэнергетического потенциала на глобальном уровне с учетом доступности территории и стоимости производства электроэнергии. В рамках научной работы была разработана и применена авторская методика оценки потенциала развития ветровой энергетики на региональном уровне – на уровне субъекта государства. Потенциал развития определяет степень реализуемости энергетических проектов на территории, исходя из основных физико- и экономико-географических и экологических факторов. По результатам анализа выпусков «Вестника Московского университета» серии География за последние 10 лет, тематика возобновляемых источников энергии затрагивалась однажды [Березкин, Синюгин, Соловьев, 2013].

В Бразилии ветровая энергетика активно развивается, несмотря на доминирующий топливный сектор, обеспечивающий весомую часть экспорта ресурсов. За 2015–2016 гг. среднегодовой рост общей установленной мощности ветроэнергетических установок достиг 30%. Общая мощность в 2016 г. достигла 9,65 ГВт, объем генерации электроэнергии – 20,6 ТВт ч, составив 3,8% от общего произ-

водства электроэнергии в стране [Associação Brasileira de Energia Eólica, 2016].

Правительством Бразилии в 2015 г. принята Программа финансирования энергетической отрасли (Programa de Investimento em Energia Elétrica, PíEE), согласно которой на строительство 4–6 ГВт ветроэнергетических мощностей выделили около 5 млрд долларов в течение 2015–2018 гг. [Mayer Brown, 2015]. Ожидается, что в 2019 г. общий объем установленных ветроэнергетических мощностей в Бразилии достигнет 18,8 ГВт при среднем годовом росте общей мощности ветровых энергетических станций (ВЭС) страны 20% в год [Brazil Wind Power 2016 Conference and Exhibition].

Ветровая энергетика имеет широкую общественную поддержку, что связано с увеличением доходов населения и экономическим ростом страны [Simas, Passa, 2013]. Однако в настоящее время Бразилия находится в экономическом кризисе, что ставит под сомнение реализацию принятых программ, в том числе по части развития возобновляемых источников энергии и конкретно ветровой энергетики. Остается неясным, будет ли и в какой степени Бразильский Банк Развития (Brazilian Development Bank, BNDES) поддерживать финансирование ветроэнергетических проектов.

Территория исследования. Для оценки на региональном уровне был выбран бразильский штат Риу-Гранди-ду-Норти – он обладает самыми высокими ветроэнергетическими ресурсами на единицу территории в стране (7,4 м/с при средней по стране в 4,5 м/с) и занимает первое место по объему установленных ветроэнергетических мощностей (3 024 МВт) [The Wind Power, 2016]. Штат расположен на востоке Бразилии, там, где береговая линия южноамериканского материка меняет юго-восточное-восточное простирание на южное.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИ лаборатория возобновляемых источников энергии, инженер; e-mail: spkoshkin@gmail.com

Риу-Гранди-ду-Норти находится в зонах субэкваториального сезонно-влажного климата (большая часть штата) и тропического пассатного влажного климата (восточное побережье). На большей территории штата наблюдается смена сухого и влажного сезонов, чередование экваториальных и тропических муссонов [Лукашова, 1958], в то время как на Атлантическое побережье оказывают влияние океанические антициклоны. Сочетание данных условий формирует уникальное распределение основных направлений ветров на территории штата (рис. 1).

Результатом того, что Риу-Гранди-ду-Норти находится на границе климатических зон, стало разнообразие типов растительности. Большая часть штата занята растительным сообществом каатинга, север-

ное побережье занято дюнами, поймы крупных рек – пойменными лесами и лугами [Instituto de Desenvolvimento Sustentável e Meio Ambiente, 2002]. Дешифрирование космических снимков изучаемой территории показало, что наибольшее антропогенное воздействие претерпела восточная прибрежная полоса штата, которая более не представляет из себя лесную территорию и занята в основном пашнями и населенными пунктами. Лесные участки, по большей части, сосредоточены на северной прибрежной полосе.

Материал и методы исследований. В данном исследовании использованы различные методы геоинформационного картографирования. Результирующие карты создавались путем поэтапного введения данных в ГИС-приложение.

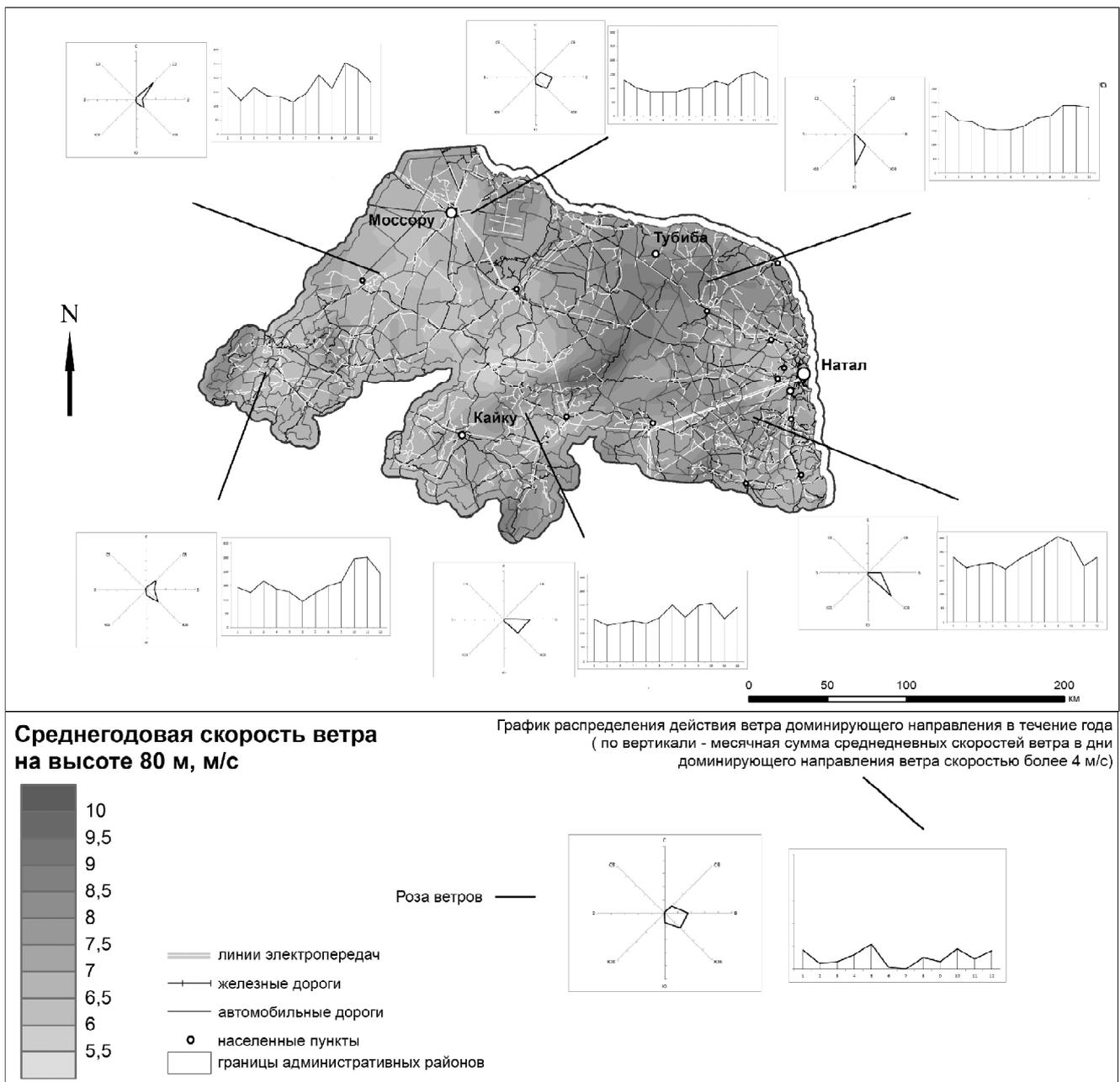


Рис. 1. Ветроэнергетические ресурсы на высоте 80 м на территории штата Риу-Гранди-ду-Норти

Fig. 1. Wind power resources at 80 m above the ground over the territory of the Rio Grande do Norte state

1) Современная инфраструктура штата Риу-Гранди-ду-Норти была позаимствована с ресурса Open Street Map и (ЛЭП) из атласа ветроэнергетического потенциала Риу-Гранди-ду-Норти [COSERN, 2003].

2) Определение типов поверхности происходило путем ручного и автоматического с ручной классификацией дешифрирования космических снимков Digital Globe разрешением 1 м.

3) Поле значений среднегодовых скоростей ветра на высоте 80 м получено путем оцифровки (интерполяция методом «естественного соседства» (англ. Natural Neighbor)) соответствующей карты на территории Бразилии [AWS Truepower, 2012].

4) Данные по среднедневной скорости и направлению ветра взяты с ресурса Gismeteo [2017].

5) Пересчет скорости ветра на высоту ветряной турбины производился по формулам $U = U_{\phi} \cdot K_h$ (U – скорость ветра на высоте ветряной турбины, U_{ϕ} – скорость ветра на высоте анемометра, K_h – поправочный коэффициент высоты), где $K_h = (H/h_{\phi})^m$, где H – высота ветряной турбины, h_{ϕ} – высота анемометра на метеостанции, m – показатель степени, принимаемый в зависимости от скорости ветра на высоте анемометра [Елистратов, Кузнецов, 2003].

Результаты исследований и их обсуждение. Как мы видим из рис. 1, значительная часть территории Риу-Гранди-ду-Норти обладает очень хорошим ветроэнергетическим ресурсом: среднегодовой скоростью ветра порядка 7–9 м/с в год – это возвышенности Санта-да-Сантана в центре штата, Санта-ду-Карму на северо-западе, Санта-ду-Фейтисейро на северо-востоке, Сан-Висенти на юго-западе и Санта-дас-Кеймадас на юге. Остальная территория штата обладает хорошими и достаточными ветроэнергетическими ресурсами, и только некоторые территории (отдельные участки долин рек Аподи, Парау и Пираньяс) – недостаточными ветроэнергетическими ресурсами.

Однако распределение ветроэнергетических ресурсов в течение года неравномерно. С помощью данных портала Gismeteo на каждый день о скорости и направлении ветра на метеостанциях Риу-Гранди-ду-Норти были произведены соответствующие расчеты, составлены розы ветров и графики годового хода. Выявлено, что основная часть ветроэнергетических ресурсов на территории Бразилии приходится на весну – начало лета. Данное обстоятельство связано с взаимодействием тропических и умеренных воздушных масс, образующих холодные фронты, сопровождающиеся шквальными ветрами до 20 м/с [Хромов, Петросянец, 2013].

Фактическая возможность установки ВЭС определяется технической доступностью территории и наличием потребителя. Доступность территории штата крайне высокая, что ясно из ландшафтной структуры (раздел Территория исследования). Наличие потребителя определяется близостью к электропроводящей инфраструктуре. Основные объемы линий электропередач тяготеют к населенным пунктам, сосредотачиваясь на востоке штата, но они и пересекают всю территорию штата, что позволяет

развивать ветровую энергетику практически везде в Риу-Гранди-ду-Норти. Основная часть существующих ветряных электростанций расположена на северо-востоке штата [The Wind Power, 2016], где большие перспективы для развития ветровой энергетики ввиду постоянных и сильных ветров (с доминирующим южным направлением).

Для учета всех вышеперечисленных факторов была создана карта типов территории по потенциалу развития ветровой энергетики на участке исследования (рис. 2).

Для создания карты использован дополнительный ряд параметров. В Бразилии существуют нормы шумового загрязнения. Так как ветряные турбины оказывают шумовое воздействие, было рассчитано расстояние, на котором шум от ветряной турбины соответствует нормам шумового загрязнения (30 дБ, стандарт NBR10152) – такое расстояние для ветряных турбин высотой 80 м составило 1 250 м [Watt, 2006].

Еще один учтенный параметр – турбулентность от физических препятствий. Согласно исследованиям [CAT, 2017], зона турбулентности от препятствия составляет 10 высот препятствия. Основными высотными препятствиями на пути воздушных масс на местности являются здания и деревья. Для городских окраин характерны одно- и двухэтажные дома, высотой до 10 м, с соответствующей зоной турбулентности до 100 м, что меньше, чем «санитарные» зоны городов, обнаруженные ранее в ходе исследования. Таким образом, остается рассчитать зоны турбулентности лесных территорий. Средняя высота тропических лесов составляет 50 м [Лукашова, 1958], значит, их зона турбулентности равна 500 м.

Согласно рис. 2, территории с наиболее подходящими условиями для развития ветровой энергетики находятся в восточной половине штата. Здесь существует наилучшее сочетание факторов – высокие среднегодовые скорости ветра, наличие потребителя (населенных пунктов) и соответствующей инфраструктуры (линий электропередач), также здесь доминируют луга, кустарники и пашня с малым участием лесных территорий. Широко доступен для развития ветровой энергетики и юг штата. Большие территории для расположения ветроэнергетических станций находятся на северо-западе Риу-Гранди-ду-Норти, однако там ветроэнергетические ресурсы значительно меньше по объему. Западные и юго-западные земли штата относятся к малодоступным территориям.

Выводы.

Наличие материалов широкого спектра позволило провести подробное исследование ветроэнергетического потенциала территорий для разработки стратегии развития ветровой энергетики на региональном уровне:

– наилучшие условия для развития ветровой энергетики в регионе созданы там, где наблюдается сочетание высоких показателей скорости ветра, наличия потребителя и электропроводящей инфраструктуры (типы территории 4–5, рис. 2); для Риу-

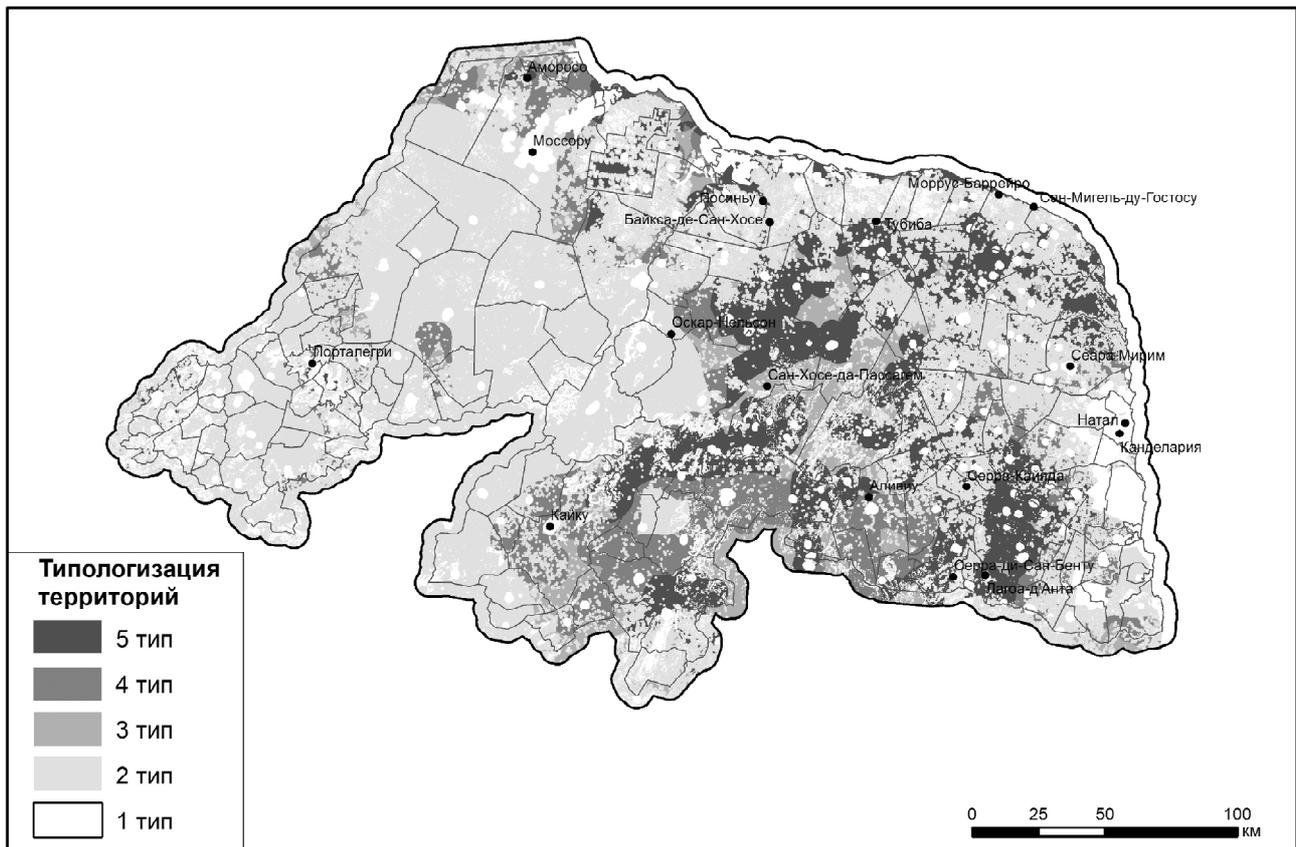


Таблица определения типа территории по потенциалу развития ветровой энергетики*

Типологизация территорий согласно оценке потенциала развития ветровой энергетики	Городские, лесные, водные, ООП территории, уклоны поверхности более 10°	Шумовые санитарные зоны** городских территорий	Зоны турбулентности*** лесных территорий	5-километровая доступность от городских территорий и ЛЭП	Среднегодовая скорость ветра (м/с)****
1 тип (недоступные)	да	да	-	-	< 3,5
2 тип (малодоступные)	нет	нет	да	-	3,5-6,9
3 тип (относительно перспективные)	нет	нет	нет	нет	> 6,9
4 тип (перспективные)	нет	нет	нет	да	6,9-7,5
5 тип (наиболее перспективные)	нет	нет	нет	да	> 7,5

*Тип определяется через первое положительное соответствие территории данным таблицы согласно приоритету
 **Согласно нормам шумового воздействия в Бразилии (30 дБ) и шумовому воздействию ветряной турбины высотой 80 м, санитарная зона от жилых территорий составит 1250 м
 ***Согласно средней высоте деревьев тропических лесов (50 м) и средней зоне турбулентности от препятствий (10 высот объекта), зона турбулентности лесных территорий составит 500 м
 **** Градация скоростей ветра произведена согласно техническим показателям ветряных турбин и классификации университета Стэнфорда (Archer, Jacobson, 2005)

Рис. 2. Оценка потенциала развития ветровой энергетики на региональном уровне (штат Риу-Гранди-ду-Норти, Бразилия)

Fig. 2. Assessment of wind power potential at the regional level (the Rio Grande do Norte state, Brazil)

Гранди-ду-Норти такими территориями являются центр и юго-восток штата, которые еще в малой степени освоены с точки зрения ветровой энергетики. В этом видится дальнейшая перспектива развития отрасли здесь;

– препятствием к развитию ветровой энергетики являются низкие показатели скорости ветра и широкое распространение лесных территорий (типы территории 1–2, рис. 2); для Риу-Гранди-ду-Норти

одной из проблем является спорадическое распространение остатков тропического леса на севере и северо-востоке штата, что отрицательно влияет на эффективность части действующих ветроэнергетических установок;

– предложенная методика оценки потенциала развития ветровой энергетики на региональном уровне универсальна и может быть использована для проведения подобной оценки на других территориях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Березкин М.Ю., Синюгин О.А., Соловьев А.А.* География инноваций в сфере традиционной и возобновляемой энергетики мира // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. Вып. 1. С. 28–32.
- Лукашова Е.Н.* Южная Америка. Физическая география. М.: Учпедгиз, 1958. 464 с.
- Хромов С.П., Петросянуц М.А.* Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2013. 584 с.
- Associação Brasileira de Energia Eólica Boletim de Dados, Abril 2016. 2016. URL: <http://www.portalabeeolica.org.br/images/pdf/Boletim-de-Dados-ABEEolica-Abril-2016-Publico.pdf>. (дата обращения: 12.01.2018)
- AWS Truepower Wind Resource Map of Brazil. 2012. URL: <https://www.awstruepower.com/knowledge-center/maps/> (дата обращения: 12.01.2018)
- CAT Where should I put a wind turbine? // Centre for Alternative Technology, 2017 г. URL: <http://info.cat.org.uk/questions/wind/where-should-i-put-wind-turbine/> (дата обращения: 12.01.2018)
- COSERN Atlas do Potencial Eólico do Estado do Rio Grande do Norte. 2003. URL: <http://www.ebah.com.br/content/ABAAAfs0cAH/atlas-eolico-rn?part=7> (дата обращения: 12.01.2018)
- Gismeteo Дневник погоды. 2017. URL: <https://www.gismeteo.ru/diary/> (дата обращения: 12.01.2018)
- Hoogwijk M.M.* On the Global and Regional Potential of Renewable Energy Sources // Utrecht University, 2004. URL: <http://np-net.pbworks.com/f/Hoogwijk+%282004%29+Global+and+regional+potential+of+renewable+energy+sources+%28Thesis+Utrecht%29.pdf> (дата обращения: 12.01.2018)
- IDEMA Tipos de vegetação encontrados nas diferentes áreas geográficas do Rio Grande do Norte // Instituto de Desenvolvimento Econômico e Meio Ambiente do Rio Grande do Norte, 2002. URL: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-566X2007000100016 (дата обращения: 12.01.2018)
- National Renewable Energy Laboratory Wind Resource Assessment Handbook. 1997. URL: <https://www.nrel.gov/docs/legosti/fy97/22223.pdf> (дата обращения: 12.01.2018)
- Simas M., Pacca S.* Socio-economic benefits of wind power in Brazil // Journal of Sustainable Development of Energy, Water and Environment Systems, 2013. V. 1. P. 27–40.
- The Wind Power Brazil Wind Farms. 2016. URL: http://www.thewindpower.net/country_windfarms_en_26_brazil.php (дата обращения: 12.01.2018).
- Van Wijk A.J.M.* Wind Power Potential in the OECD Countries. Utrecht: Utrecht University, 1993. 35 p.
- Watt R.* Wind Turbine Noise Concerns. 2006. URL: <http://retirees.uwaterloo.ca/~rwwatt/wind.html> (дата обращения: 12.01.2018)

Поступила в редакцию 18.10.2018
 После доработки 19.02.2019
 Принята к публикации 21.02.2019

S.P. Koshkin¹

**THE ASSESSMENT OF WIND POWER
 DEVELOPMENT POTENTIAL AT THE REGIONAL LEVEL
 (CASE STUDY OF THE RIO GRANDE DO NORTE STATE, BRAZIL)**

The article deals with the assessment of wind power development potential at the regional level. Such assessment makes it possible to define a strategy of wind power development for administrative units of a country. The study is of current importance for Brazil and the Rio Grande do Norte state, in particular, in view of the active development of the industry and the long-term prospects of the governmental support. Different factors influencing the potential of industry development, including wind power potential, land use, accessibility of power lines etc., were analyzed. It has been established that the current state of wind energy development in the region cannot be considered optimal.

Key words: wind power potential, wind power resources, wind power projects, strategy of development, Brazil

REFERENCES

- Associação Brasileira de Energia Eólica Boletim de Dados, Abril 2016. 2016. URL: <http://www.portalabeeolica.org.br/images/pdf/Boletim-de-Dados-ABEEolica-Abril-2016-Publico.pdf>. (Accessed 12.01.2018)
- AWS Truepower Wind Resource Map of Brazil. 2012. URL: <https://www.awstruepower.com/knowledge-center/maps/>. (Accessed 12.01.2018)
- Beryozkin M.Yu., Sinyugin O.A., Solovyov A.A.* Geografiya innovatsij v sfere traditsionnoj i vozobnovlyaevoj energetiki mira [Geography of innovations in global conventional and renewable energy] // Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. 5. Geography. 2013. V. 1. P. 28–32. (In Russian)
- CAT Where should I put a wind turbine? // Centre for Alternative Technology, 2017 г. URL: <http://info.cat.org.uk/questions/wind/where-should-i-put-wind-turbine/> (Accessed 12.01.2018)
- COSERN Atlas do Potencial Eólico do Estado do Rio Grande do Norte. 2003. URL: <http://www.ebah.com.br/content/ABAAAfs0cAH/atlas-eolico-rn?part=7> (Accessed 12.01.2018)
- Gismeteo Дневник погоды. 2017. URL: <https://www.gismeteo.ru/diary/> (Accessed 12.01.2018)

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory for Renewable Energy Sources, engineer; e-mail: spkoshkin@gmail.com

Hoogwijk M.M. On the Global and Regional Potential of Renewable Energy Sources // Utrecht University, 2004. URL: <http://np-net.pbworks.com/f/Hoogwijk+%282004%29+Global+and+regional+potential+of+renewable+energy+sources+%28Thesis+Utrecht%29.pdf> (Accessed 12.01.2018)

IDEMA Tipos de vegetação encontrados nas diferentes áreas geográficas do Rio Grande do Norte // Instituto de Desenvolvimento Econômico e Meio Ambiente do Rio Grande do Norte, 2002. URL: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-566X2007000100016 (Accessed 12.01.2018)

Khromov S.P., Petrosyants M.A. Meteorologiya i klimatologiya [Meteorology and Climatology]. Moscow: Moscow University Press, 2013. 584 p. (In Russian)

Lukashova E.N. Yuzhnaya Amerika. Fizicheskaya geografiya [South America. Physical Geography]. Moscow: Uchpedgiz, 1958. 464 p. (In Russian)

National Renewable Energy Laboratory Wind Resource Assessment Handbook. 1997. URL: <https://www.nrel.gov/docs/legosti/fy97/22223.pdf> (Accessed 12.01.2018)

Simas M., Pacca S. Socio-economic benefits of wind power in Brazil // Journal of Sustainable Development of Energy, Water and Environment Systems. 2013. V. 1. P. 27–40.

The Wind Power Brazil Wind Farms. 2016. URL: http://www.thewindpower.net/country_windfarms_en_26_brazil.php (Accessed 12.01.2018)

van Wijk A.J.M. Wind Power Potential in the OECD Countries. Utrecht: Utrecht University, 1993. 35 p.

Watt R. Wind Turbine Noise Concerns. 2006. URL: <http://retirees.uwaterloo.ca/~rwwatt/wind.html> (Accessed 12.01.2018)

Received 18.10.2018

Revised 19.02.2019

Accepted 21.02.2019

УДК 910.3

А.О. Агибалов¹, А.А. Сенцов², В.А. Зайцев³**ВЛИЯНИЕ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА РЕЛЬЕФ КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА**

Установленный характер взаимосвязи между пространственным рисунком линейных элементов рельефа и докембрийских разрывных нарушений котловины Ладожского озера позволяет предположить, что прямое отражение последних в рельефе может быть связано с неотектонической активизацией дизъюнктивных структур. По данным выполненного компьютерного и аналогового тектонофизического моделирования сделан вывод о том, что этот процесс происходит в обстановке северо-восточного растяжения и может рассматриваться как один из значимых факторов рельефообразования наряду с деятельностью ледника, гидроизостатическими движениями и другими процессами.

Ключевые слова: Ладожское озеро, тектонофизическое моделирование, рельеф

Введение. Ладожское озеро располагается в юго-западной части Кольско-Карельской провинции Восточно-Европейской равнины [Спиридонов, 1978]. Котловина озера, вытянутая в северо-западном направлении, имеет форму, близкую к прямоугольной. По среднемноголетним данным, Ладожское озеро приподнято на 5,1 м над уровнем моря. Оно относится к глубоким водоемам: максимальная глубина котловины достигает 230 м, средняя глубина составляет 46,9 м. Около 43% площади акватории приходится на районы с глубинами не менее 50 м, 12% площади – на участки с глубинами 100 м и более [Румянцев, Кудерский, 2010]. Проведенный М.А. Науменко морфометрический анализ показал, что северная, самая глубоководная часть котловины отличается резко расчлененным, контрастным рельефом, в то время как центральные и южные части впадины более пологие. Для них характерно развитие слабо расчлененных поверхностей, небольшие (1° – 2° в средней части и $0,2^{\circ}$ – $0,3^{\circ}$ в южной части) углы наклона склонов, в то время как на севере котловины встречаются крупные возвышенности, вытянутые в северо-северо-западном направлении, а углы наклона склонов в районе острова Валаам и в ладожских шхерах могут превышать 5° . Различия в строении рельефа обусловлены геологическими факторами – северная часть впадины располагается в пределах Балтийского щита, сложенного устойчивыми к размыву архей-протерозойскими образованиями, а южная часть находится в области развития чехла Восточно-Европейской платформы [Науменко, 2013].

В настоящее время существуют различные точки зрения по вопросу о том, какие процессы оказали влияние на облик рельефа котловины Ладожского озера. По мнению А.В. Амантова и М.В. Амантовой [2014], развитие впадины Ладожского озера можно объяснить с позиций ледниковой теории.

А.А. Никонов [2001; 2017] полагает, что в течение четвертичного периода множество разрывных нарушений испытывали тектоническую активизацию, что привело к увеличению контрастности рельефа котловины. А.И. Спиридонов [1978] отмечает влияние как экзогенных, так и тектонических факторов на рельеф Ладожского озера и его побережья. В.П. Юрковец [2011] считает, что впадина Ладожского озера является молодой астроблемой возрастом около 40 тысяч лет. Такое разнообразие точек зрения указывает на сложность и многофакторность процесса рельефообразования котловины. Выполненное авторами данной работы аналоговое и компьютерное тектонофизическое моделирование позволило оценить влияние неотектонических движений, связанных с активизацией докембрийских дизъюнктивных структур, на облик подводного рельефа впадины Ладожского озера. Полученные результаты позволяют рассматривать неотектоническую активизацию древних разрывных нарушений как один из важных факторов рельефообразования.

Материалы и методы исследования. С целью проведения анализа подводного рельефа и компьютерного моделирования были оцифрованы карты глубин Ладожского озера, масштаб которых варьирует от 1:100 000 до 1:10 000 для детально изученных участков, расположенных вблизи береговой линии [Ладожское озеро, 2002]. С помощью программы «ArcGis» построена карта уклонов рельефа дна, сопоставленная со схемами плотности разрывных нарушений, опубликованных в работах [Амантов, 2014; Анохин с соавт., 2016]. Для того чтобы оценить, насколько отчетливо древние разрывные нарушения выражены в рельефе, рассчитаны коэффициенты корреляции Пирсона между плотностями разломов и линеаментов разных порядков, выделенных путем визуального дешифрирования В.М. Ано-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; e-mail: Agibalo@yandex.ru

² Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, лаборатория сейсмогеотектоники и сейсмического микрорайонирования, науч. с.; e-mail: alekssencov@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, зав. лабораторией исследования геокатастроф, канд. геол.-мин. н.; e-mail: v.zaitsev@mail.ru

хиным с соавт. [2016]. По комплексу признаков (очертаниям береговой линии, пространственному рисунку гидросети и горизонталей рельефа) построена схема блоковой делимости острова Валаама. Методика подобного геоморфологического анализа изложена в работе [Костенко, 1999]. Кроме того, авторами данной статьи была рассчитана численная корреляция между плотностями границ блоков и разрывных нарушений Валаама, рассмотренных в монографии [Свириденко, Светов, 2008].

Для того чтобы оценить возможное влияние неотектонических движений по древним разрывным нарушениям на облик рельефа дна Ладожского озера, проведено компьютерное и аналоговое тектонофизическое моделирование. В качестве исходных данных для компьютерного моделирования с помощью программы «RMS 2013» использовались отметки глубин [Ладожское озеро, 2002], схемы разрывных нарушений [Амантов, 2014; Анохин с соавт., 2016; Свириденко, Светов, 2008], физико-механические характеристики среды (коэффициенты Пуассона и внутреннего трения), а также ориентировка внешних осей максимального сжатия и растяжения. В связи с тем, что представления разных исследователей [Амантов, 2014; Анохин с соавт., 2016; Свириденко, Светов, 2008] о пространственном рисунке дизъюнктивных структур акватории Ладожского озера различаются, авторами были построены 3 модели с использованием различных схем разрывных нарушений (рис. 1). Для каждой модели проводился расчет вероятности формирования новых разрывов малой протяженности, относительных амплитуд вертикальных и горизонтальных смещений при разных ориентировках главных нормальных осей напряжений. В ходе моделирования были последовательно заданы азимуты простирания сжатия от 0° до 180° с шагом 10° . Оценка полученных результатов моделирования и выбор наиболее достоверных моделей проводился путем сопоставления рассчитанных показателей с реальными параметрами географической среды. Схемы вероятности формирования новых разрывов малой протяженности сопоставлялись с характером распределения эпицентров землетрясений [Earthquake database ..., 2018] и плотностью линейментов, относительные амплитуды вертикальных перемещений – с отметками глубин, суммарные величины относительных перемещений по осям X, Y, Z, взятых по модулю, – с плотностью осей линейных форм рельефа. Методика расчета упомянутых параметров моделей заключается в том, что по отметкам глубин строится поверхность в формате «Grid», на которую наносится сетка разрывных нарушений, после чего в меню «Fracture modeling» указываются ориентировки внешних главных нормальных осей напряжений и осредненные значения коэффициентов Пуассона и внутреннего трения. При проведении расчетов сделаны определенные допущения о геометрии разрывных нарушений (которые считаются непересекающимися) и величинах напряжений, принятыми как достаточные для возникновения новых разрывов малой протяженности. Более подробно ме-

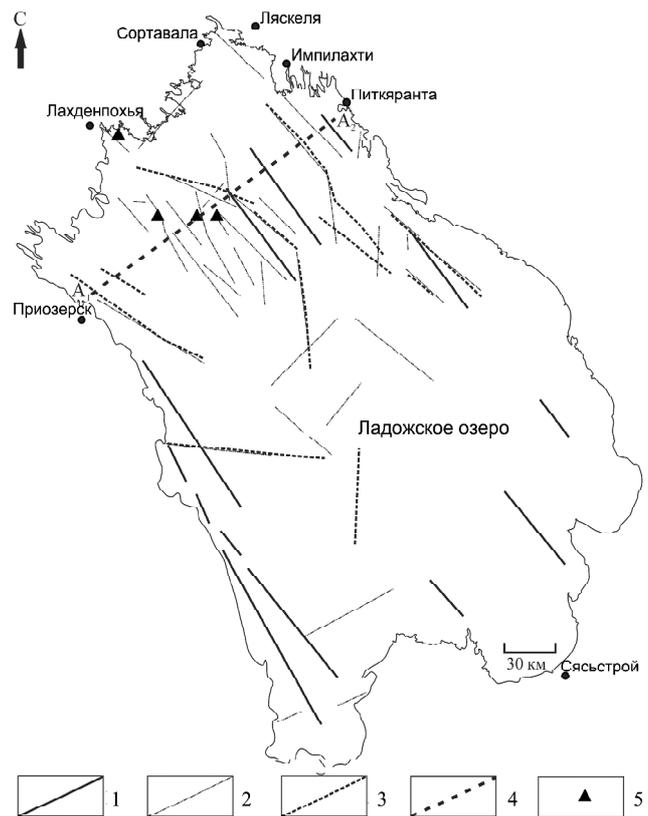


Рис. 1. Схема разрывных нарушений, использовавшихся в качестве исходных данных при компьютерном моделировании. Обозначения: 1–3 разрывные нарушения по данным разных исследователей: 1 – по: [Свириденко, Светов, 2008]; 2 – по: [Анохин с соавт., 2016]; 3 – по: [Амантов, 2014]; 4 – линия профиля глубин, показанного на рис. 2; 5 – эпицентры землетрясений (по: [Earthquake database ..., 2018])

Fig. 1. Scheme of faults used as initial data in computer modeling: 1 – 3 faults according to different researchers: 1 – after: [Sviridenko, Svetov, 2008]; 2 – after: [Anokhin et al., 2016]; 3 – after: [Amanov, 2014]; 4 – line of the depth section shown in Fig. 2; 5 – epicenters of earthquakes (after: [Earthquake database ..., 2018])

тодика моделирования рассмотрена в статье [Агибалов с соавт., 2017].

Помимо компьютерного моделирования, авторами данной работы проведено аналоговое тектонофизическое моделирование, необходимым условием которого является соблюдение принципа подобия. В литературе рассмотрены разные подходы к реализации этого принципа: одни исследователи полагают, что соблюдение качественного подобия между моделью и природным объектом является достаточным условием для получения результата, не предполагающего количественной оценки параметров структурообразования [Гончаров, 2010]. Сторонники второго подхода считают, что подобие должно осуществляться на количественной основе [Борняков с соавт., 2014]. В качестве модельных материалов авторы настоящей работы использовали вязкую каолиновую глину и смесь среднезернистого песка с силиконом (2%). Глина традиционно применяется при проведении аналогового моделирования; обоснованность выбора глины как модельного

материала подтверждается расчетами условий подобия, изложенными в работе [Шерман с соавт., 1991]. Для того чтобы получить корректное масштабирование экспериментальной модели из смеси песка с силиконом, испытывающей хрупкие деформации, требуется соблюдение условий подобия, предполагающих близость значений углов внутреннего трения эквивалентного материала и пород, слагающих верхнюю часть земной коры, а также выполнение соотношения $C_c = C_p \times C_g \times C_L$, где C – безразмерные множители подобия по когезионной прочности (C_c), плотности (C_p), силы тяжести (C_g), длины (C_L) для модели и природного объекта [Dooley, Schreurs, 2012]. Множители подобия рассчитываются по формуле $C_i = i_m / i_n$, где C_i – множитель подобия по параметру i , i_m – значение параметра i в экспериментальной модели, i_n – аналогичное значение в природном объекте [Гончаров с соавт., 2005]. В статье [Dooley, Schreurs, 2012] показано, что при значениях $C_L = 10^{-5}$ (1 сантиметр модели соответствует одному километру природного объекта) при аналоговом моделировании целесообразно использовать гранулированные несвязные (сыпучие) материалы, к которым относится смесь песка с силиконом. Она имитирует, в первом приближении, блочную структуру, характерную для верхней части земной коры [Гончаров с соавт., 2014]. Таким образом, выбор каолиновой глины и смеси песка с силиконом в качестве эквивалентных материалов при тектонофизическом моделировании является обоснованным.

Нами было проведено 2 эксперимента. В ходе первого эксперимента моделировалась обстановка северо-восточного растяжения, в которой, судя по ранее полученным данным компьютерного моделирования, развивается котловина Ладожского озера на новейшем этапе. Методика проведения эксперимента заключалась в том, что модель из смеси песка с силиконом размерами $48,5 \times 35 \times 5$ см была помещена на основание из тонких полосок разной ширины, сделанных из шипованной резины. В процессе раздвижения полосок происходило изменение рельефа модели, изученного с помощью лазерного дальномера: для этого над поверхностью образца было установлено стекло с нанесенной квадратной сеткой, в узлах которой проводилось определение расстояния до поверхности образца. Рельеф модели был сопоставлен с рельефом северной части акватории Ладожского озера. Кроме того, были рассчитаны средние круговые значения (m) и выборочные моды (M) для направлений простирания линеаментов, выделенных В.М. Анохиным с соавт. [2016] и отдешифрованных по схеме высот модели. При расчетах использованы следующие формулы:

$$\arctg \frac{S}{C} + \frac{\pi}{2\{2 - (\text{sign}S)[1 + (\text{sign}C)]\}(\text{mod}2\pi)},$$

$$M = l + \frac{f_0 - f_{-1}}{2f_0 = f_{-1} - f_{+1}} \cdot h,$$

$$C = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k a_i \cos b_i, \quad S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k a_i \sin b_i,$$

где b_i – средняя точка i -го интервала группировки, a_i – частота, соответствующая i -му интервалу, l – нижний предел модального класс-интервала (то есть класс-интервала с наибольшей частотой, f_0, f_{-1} и f_{+1} – частоты, соответственно, предшествующего и следующего за модальным класс-интервалом, h – ширина модального класс-интервала. Более подробно методика расчета указанных параметров рассмотрена в монографии [Мардиа, 1978].

В ходе второго эксперимента изучалось развитие «ослабленных зон», конфигурация которых аналогична пространственному рисунку разрывных нарушений острова Валаам [Свириденко, Светов, 2008], в сдвиговой обстановке при ориентировке оси сжатия в северо-восточном направлении. Образец из влажной глины размерами $35 \times 28 \times 5$ см испытывал правосдвиговые деформации, локализованные в широкой зоне. Прибор для моделирования представляет собой прямоугольную металлическую рамку, в которую помещены тонкие деревянные планки. На них наклеены полосы из шипованной резины, необходимые для лучшего сцепления образца и поверхности прибора. В процессе деформации металлическая рамка приобретает форму параллелограмма, что приводит к равномерному смещению деревянных планок. Прибор сходной конструкции описан в работе [Schreurs, Colletta, 1998].

Результаты исследований и их обсуждение.

Сопоставление схем плотности разрывных нарушений и осей линейных форм рельефа подтверждает ранее установленную закономерность, заключающуюся в том, что выделенная В.М. Анохиным с соавт. [2016] сеть линеаментов связана с дизъюнктивными структурами. Авторами данной работы выполнен расчет коэффициентов корреляции между плотностями разрывов, выделенных разными исследователями [Анохин с соавт., 2016; Амантов, 2014], и плотностью осей линейных форм рельефа [Анохин с соавт., 2016], а также между плотностями разрывов и крутизной склонов. Полученные значения коэффициентов корреляции Пирсона указывают на то, что дизъюнктивные структуры находят отражение в рельефе (табл.). Этот факт, наряду с приуроченностью эпицентров сейсмических событий малых магнитуд к дизъюнктивным структурам, позволяет поставить вопрос о тектонической активизации последних в четвертичное время.

Для того чтобы оценить влияние данного процесса на облик рельефа, выполнено компьютерное моделирование. Установлено, что максимально высокие значения коэффициентов корреляции между отметками глубин и относительными амплитудами вертикальных смещений по разрывам достигаются в том случае, когда модель испытывает северо-восточное растяжение. При проведении расчетов с использованием схемы разрывных нарушений, опубликованной в статье [Свириденко, Светов, 2008], коэффициент корреляции Пирсона между рассматриваемыми параметрами

**Сопоставление плотностей разрывных нарушений и морфометрических параметров рельефа котловины
Ладожского озера**

Сопоставляемые параметры		Коэффициент корреляции Пирсона
Плотность разрывов*	Плотность осей линейных форм рельефа**	0,44
Плотность разрывов***	Плотность осей линейных форм рельефа*	0,27
Плотность разрывов*	Крутизна склонов	0,31

*По [Анохин с соавт., 2016].

**По [Анохин с соавт., 2006].

***По [Амантов, 2014].

ми равен 0,46 (азимут простирания оси растяжения 50°); при использовании схемы [Амантов, 2014] – 0,37 (азимут простирания оси сжатия 20°); при использовании карты разломов [Анохин с соавт., 2016] – 0,32 (азимут простирания оси растяжения 40°). В пользу обоснованности трех построенных моделей свидетельствует расположение эпицентров землетрясений малых магнитуд в пределах областей возможного формирования новых разрывов малой протяженности. Кроме того, существует численная корреляция между плотностью линеаментов и вероятностью формирования новых разрывов (коэффициент корреляции 0,20), а также между плотностью линеаментов и суммарными амплитудами смещений по осям X, Y, Z, взятыми по модулю (коэффициент корреляции 0,30; использована схема разрывных нарушений [Анохин с соавт., 2006]). Таким образом, выполненное компьютерное моделирование позволяет сделать вывод о том, что разрывные нарушения котловины Ладожского озера развиваются в обстановке северо-восточного растяжения. Наличие численной корреляции между рассчитанными относительными амплитудами вертикальных смещений и отметками глубин свидетельствует о том, что этот процесс мог оказывать влияние на облик рельефа Ладожского озера.

С целью повышения степени достоверности выводов, сделанных по данным компьютерного моделирования, проведен эксперимент, в ходе которого модель из песка с силиконом испытывала растяжение. В результате эксперимента сформировалась система сопряженных поднятий и впадин, ориентированных ортогонально оси растяжения. В рельефе Ладожского озера им соответствуют аналогичные морфоструктуры северо-западного простирания (рис. 2). На построенной с помощью лазерного дальномера схеме высот рельефа модели выделены три статистически значимых направления простирания линеаментов, соответствующие ориентировкам 130° , 90° – 100° , 0° , 50° (в порядке убывания значимости). В.М. Анохиным с соавт. [2016] было показано, что сходные направления простирания (по азимутам 140° , 0° , 90° , 40° – 50°) линейных элементов рельефа выделяются путем визуального дешифрирования батиметричес-

кой карты Ладожского озера (рис. 3). О схожести роз-диаграмм, иллюстрирующих закономерности ориентировок линеаментов, выделенных по данным анализа рельефа модели и акватории Ладожского озера, свидетельствует близость средних круговых значений (m) и выборочных мод (M). Для рельефа котловины величины m и M составляют 74° и 136° , соответственно, а для рельефа модели рассчитаны значения $m=72^\circ$ и $M=143^\circ$.

Наличие детальных топографических карт и крупномасштабной схемы разрывных нарушений позволили рассмотреть территорию острова Валаам в качестве опорного участка. Разрывные нарушения Валаама хорошо проявляются в рельефе как линейные понижения, нередко выделяющиеся по спрямленным очертаниям береговых линий (рис. 4). Коэффициент корреляции между плотностью разломов [Свириденко, Светов, 2008] и выделенных по данным анализа рельефа границ блоков равен 0,45. Выполненное аналоговое моделирование показало, что при развитии «ослабленных зон» в сдвиговой обстановке (ось растяжения ориентирована в северо-восточном направлении) вдоль разрывов северо-западного простирания возникают трещины отрыва, которым соответствуют понижения в рельефе острова. Немногочисленные разрывы северо-восточного простирания, ориентированные ортогонально оси сжатия, развиваются как содвиги – разрывы со сближающимися в процессе деформации крыльями [Расцветаев, 2008]. В рельефе модели со-

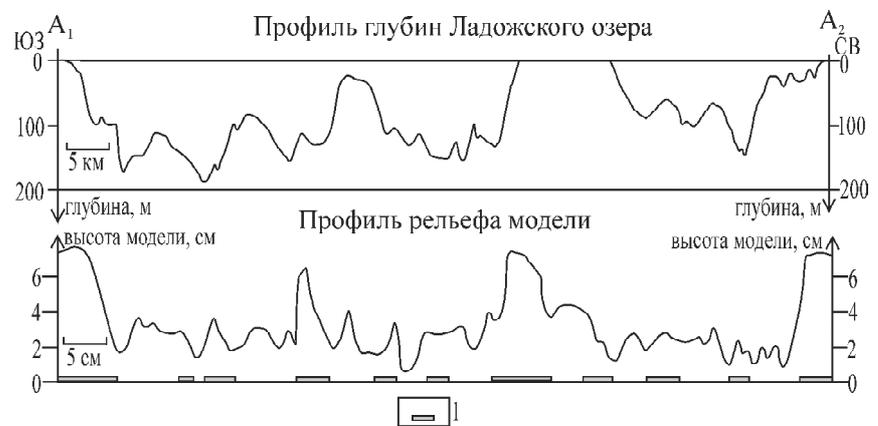


Рис. 2. Сопоставление профиля глубин Ладожского озера и профиля рельефа модели: 1 – полоски из шипованной резины

Fig. 2. Comparison of the profile of the Ladoga Lake depths and the profile of the model's relief: 1 – bands of studded rubber

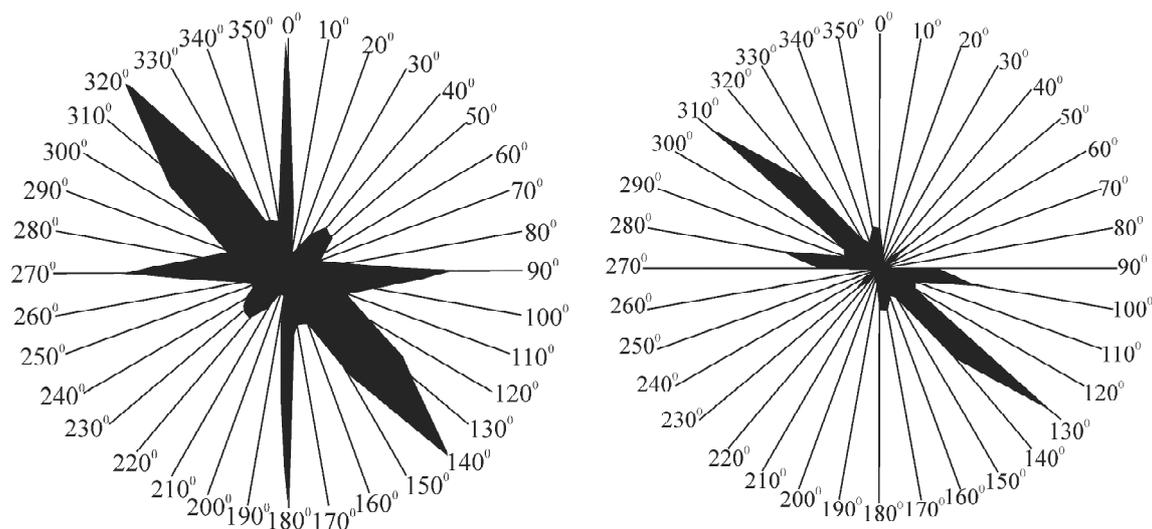


Рис. 3. Сопоставление роз-диаграмм, иллюстрирующих закономерности пространственного распределения линейментов, выделенных по цифровой модели рельефа Ладожского озера (по: [Анохин с соавт., 2016], (слева) и по рельефу модели (справа))

Fig. 3. Comparison of rose diagrams illustrating the patterns of the spatial distribution of lineaments identified by the digital model of the Ladoga Lake (after: [Anokhin et al., 2016], (left) and by the model topography (right))

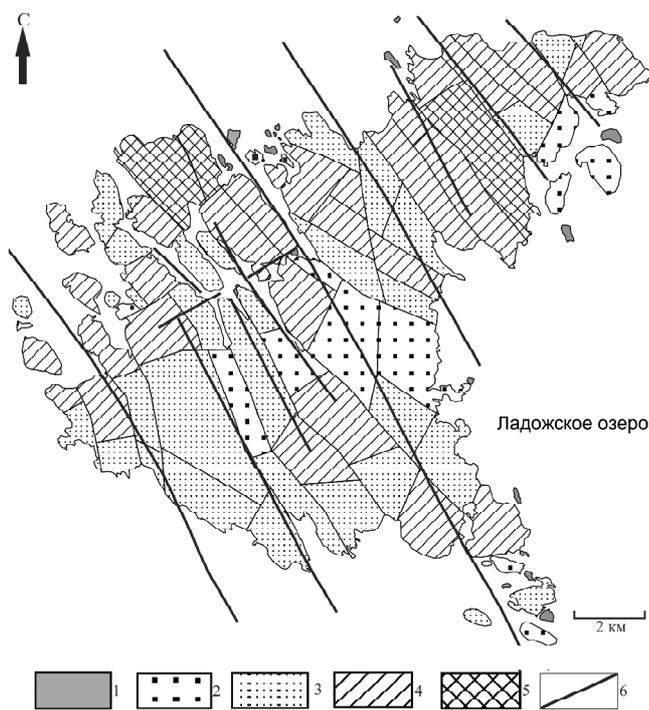


Рис. 4. Схема блоковой делимости острова Валаам, составленная по данным анализа рельефа: 1–5 максимальные высотные отметки блоков (в метрах): 1–0–10; 2–10–20; 3–20–30; 4–30–40; 5–40–50; 6– разрывные нарушения (по: [Свириденко, Светов, 2008])

Fig. 4. Block divisibility scheme of the Valaam Island, based on the analysis of relief data: 1–5 maximum elevations of blocks (meters): 1–0–10; 2–10–20; 3–20–30; 4–30–40; 5–40–50; 6 – faults (after: [Sviridenko, Svetov, 2008])

двигам также соответствуют локальные понижения. Таким образом, результаты проведенных экспериментов согласуются с ранее полученными путем компьютерного моделирования данными.

Выводы:

- по данным аналогового и компьютерного моделирования, отражение докембрийских разрывных нарушений в рельефе впадины Ладожского озера может быть связано не только с влиянием экзогенных процессов (прежде всего, деятельностью ледника), но и с тектонической активизацией, происходящей в новейшее время (включая современный этап);

- компьютерные и аналоговые модели, построенные с использованием разных схем разрывных нарушений, предполагают, что активизация докембрийских дизъюнктивных структур происходит при ориентировке оси растяжения в северо-восточном направлении (вкост простираия Ладожского грабена);

- активизированные дизъюнктивные структуры по-разному развиваются в новейшем поле напряжений: по разломам горсто-грабеновой системы северо-западного простираия происходят вертикальные блоковые движения, влияющие на формирование положительных и отрицательных морфоструктур, характерных для северной части Ладожского озера; разломы острова Валаам, в зависимости от их ориентировки относительно оси растяжения, развиваются как трещины отрыва или как содвиги.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00359 «Оценка новейшей и современной геодинамической активности докембрийских купольно-надвиговых структур Приладожья».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С. Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 791–807.
- Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.
- Амантов А.В., Амантова М.Г. Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 5–14.
- Анохин В.М., Науменко М.А., Нестеров Н.А. Особенности направленности линейных форм рельефа дна Ладожского озера // География: развитие науки и образования. Часть I. Коллективная монография по материалам ежегодной Международной научно-практической конференции LXIX Герценовские чтения, посвященной 115-летию со дня рождения С.В. Калесника. СПб., 2016. С. 108–117.
- Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 823–861.
- Гончаров М.А. Реальная применимость условий подобия при физическом моделировании тектонических структур // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 148–168.
- Гончаров М.А., Рогожин Е.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Захаров В.С. Мегасколы Риделя R' и тенденция к гравитационному равновесию как главные факторы цунамигенных землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 939–991.
- Гончаров М.А., Галицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Изд-во КДУ, 2015. 496 с.
- Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 379 с.
- Ладожское озеро. Атлас. ГУНИО. 2002.
- Мардиа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М.: Наука, 1978. 240 с.
- Науменко М.А. Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладожского озера на основе цифровой модели // Известия РАН. Сер. географическая. 2013. № 1. С. 62–72.
- Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника Неогоя: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 80–83.
- Никонов А.А. Ладожский грабен: унаследованное развитие в четвертичное время, молодая тектоника и сейсмичность // Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Материалы конференции с международным участием. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 146–153.
- Расцветаев Л.М. Содвиги как объект тектонофизики и региональной геологии // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лабораторией тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1. С. 299–302.
- Румянцев В.А., Кудерский Л.А. Ладожское озеро: общая характеристика, экологическое состояние // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). 2010. № 1. С. 171–182.
- Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 123 с.
- Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978. 335 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. 262 с.
- Юрковец В.П. Ладожская астроблема // Вестн. Российской академии ДНК-генеалогии. 2011. Т. 4. № 10. С. 1997–2018.
- Dooly T.P., Schreurs G. Analogue modelling of interpolate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. V. 574–575. P. 1–71.
- Earthquake Database of the Institute of Seismology of the University of Helsinki, 2018. Available from: <http://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php>.
- Schreurs G., Colletta B. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension // Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. 1998. V. 135. P. 59–79.

Поступила в редакцию 18.10.2018
После доработки 21.02.2019
Принята к публикации 21.02.2019

A.O. Agibalov¹, A.A. Sentsov², V.A. Zaitsev³

ASSESSMENT OF THE INFLUENCE OF ACTIVATED
PRECAMBRIAN FAULTS ON THE RELIEF
OF THE LADOGA LAKE DEPRESSION

The established nature of the relationship between the spatial pattern of linear elements of the relief and the Precambrian faults of the Ladoga Lake basin suggests that the direct reflection of faults in the relief may be related to the neotectonic activation of disjunctive structures. According to the data of computer and analogue tectonophysical modeling we concluded, that this process occurs in the NE stretching

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Dynamic Geology, postgraduate student; e-mail: Agibalo@yandex.ru

² The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Laboratory of Seismotectonics and Seismic Microzonation, Research Scientist; e-mail: alekssencov@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Dynamic Geology, Head of the Section of Geocatastrophe Research, PhD in Geology and Mineralogy; e-mail: v.zaitsev@mail.ru

environment and can be considered as a significant relief formation factor along with glacier activity, hydroisostatic movements and other processes.

Key words: the Ladoga Lake, tectonophysical modeling, relief

Acknowledgements. The study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 18-35-00359 «Assessment of the neotectonic and modern geodynamic activity of Precambrian dome-thrust structures of the Ladoga Lake region»).

REFERENCES

- Agibalov A.O., Zaytsev V.A., Sentsov A.A., Devyatkina A.S.* Assessment of the influence of modern crustal movements and the recently activated Precambrian structural plan on the relief of the Lake Ladoga region (the southeastern Baltic Shield) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 4. P. 791–807.
- Amantov A.V.* Geologiya dochetvertichnykh obrazovaniy i tektonika Ladozhskogo ozera [Geology of pre-Quaternary formations and tectonics of the Ladoga Lake] // *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2014. V. 58 P. 22–32. (In Russian)
- Amantov A.V., Amantova M.G.* Razvitie kotloviny Ladozhskogo ozera s pozicij lednikovoj teorii [Development of the Ladoga Lake Basin from the position of glacial theory] // *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2014. V. 59. P. 5–14. (In Russian)
- Anohin V.M., Naumenko M.A., Nesterov N.A.* Osobennosti napravlenosti linejnykh form relefa dna Ladozhskogo ozera [Specific features of the orientation of linear forms of bottom relief of the Ladoga Lake] // *Geografiya, razvitie nauki i obrazovaniya*. Part I. Kollektivnaya monografiya po materialam ezhegodnoj Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoj konferencii LXIX Gercegovskie chteniya, posvyashchennoj 115-letiyu so dnya rozhdeniya S.V. Kalesnika S.Petersburg, 2016. P. 108–117. (In Russian)
- Bornyakov S.A., Seminsky K.Zh., Buddo V.Yu., Miroshnichenko A.I., Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Tarasova A.A.* Main regularities of faulting in lithosphere and their applications (based on physical modelling results) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 5. № 4. P. 823–861.
- Dooly T.P., Schreurs G.* Analogue modelling of interplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // *Tectonophysics*. 2012. V. 574–575. P. 1–71.
- Earthquake Database of the Institute of Seismology of the University of Helsinki, 2018. Available from: <http://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php>.
- Goncharov M.A.* Applicability of similarity conditions to analogue modelling // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 2. P. 148–168.
- Goncharov M.A., Rogozhin E.A., Frolova N.S., Rozhim P.N., Zakharov V.S.* Riedel megashears R' and the trend to gravitational equilibrium as main factors of tsunamigenic earthquakes // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5. № 4. P. 939–991.
- Goncharov M.A., Talickij V.G., Frolova N.S.* Vvedenie v tektonofiziku [Introduction to Tectonophysics] / Executive editor N.V. Koronovskij. Moscow: KDU, 2015. 496 p. (In Russian)
- Kostenko N.P.* Geomorfologiya [Geomorphology]. Moscow: MGU, 1999. 379 p. (In Russian)
- Ladozhskoe ozero [The Ladoga Lake]. Atlas. GUNIO, 2002. (In Russian)
- Mardia K.* Statisticheskij analiz uglovykh nablyudenij [Statistical analysis of angular observations]. Moscow: Nauka, 1978. 240 p. (In Russian)
- Naumenko M.A.* Analiz morfometricheskikh karakteristik podvodnogo rel'efa Ladozhskogo ozera na osnove cifrovoj modeli [Analysis of the morphometric characteristics of submarine relief of the Ladoga Lake based on a digital model] // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2013. V. 1. P. 62–72. (In Russian)
- Nikonov A.A.* K neotektonike Ladozhskoj depressii [To the neotectonics of the Ladoga Lake Depression] // *Tektonika Neogeya obshchie i regionalnye aspekty Materialy XXXIV Tektonicheskogo soveshchaniya*. V. 2. Moscow: GEOS, 2001. P. 80–83. (In Russian)
- Nikonov A.A.* Ladozhskij graben: unasledovannoe razvitie v chetvertichnoe vremya, molodaya tektonika i sejsmichnost [The Ladoga graben: inherited Quaternary development, recent tectonics and seismicity] // *Glubinnoe stroenie i geodinamika Priladozhya. Materialy konferencii s mezhdunarodnym uchastiem*. Petrozavodsk: KarNC RAN, 2017. P. 146–153. (In Russian)
- Rascvetaev L.M.* Sodvigi kak obekt tektonofiziki i regionalnoj geologii [Shift dislocations as an object of tectonophysics and regional geology] // *Tektonofizika i aktualnye voprosy nauk o Zemle. K 40-letiyu sozdaniya M.V. Gzovskim laboratorii tektonofiziki v IFZ RAN: Tezisy dokladov Vserossijskoj konferencii*. Moscow: IFZ RAN, 2008. V. 1. P. 299–302. (In Russian)
- Rumyancev V.A., Kuderskiy L.A.* Ladozhskoe ozero: obshchaya harakteristika, ehkologicheskoe sostoyanie [The Ladoga Lake: general characteristics, ecological state] // *Obshchestvo. Sreda. Razvitie (Terra Humana)*. 2010. V. 1. P. 171–182. (In Russian)
- Schreurs G., Colletta B.* Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension // *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. 1998. V. 135. P. 59–79.
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobackaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A.* Razlomboobrazovanie v litosfere [Faulting in the lithosphere]. Novosibirsk: Nauka: Sibirskoe otdelenie, 1991. 262 p. (In Russian)
- Spiridonov A.I.* Geomorfologiya evropejskoj chasti SSSR [Geomorphology of the European part of the USSR] Moscow: Vysshaya shkola, 1978. 335 p. (in Russian)
- Sviridenko L.P., Svetov A.P.* Valaamskij sill gabbro-doleritov i geodinamika kotloviny Ladozhskogo ozera [Valaam gabbro-dolerite sill and geodynamics of the Ladoga Lake basin] // Petrozavodsk: Karelskij nauchnyj center RAN, 2008. 123 p. (In Russian)
- Yurkovec V.P.* Ladozhskaya astroblema [The Ladoga astrobleme] // *Vestnik Rossijskoj akademii DNK-genealogii*. 2011. V. 4. № 10. P. 1997–2018. (In Russian)

Received 18.10.2018

Revised 21.02.2019

Accepted 21.02.2019

УДК 551.435.36; 551.42

Ю.Р. Беляев¹, Н.Н. Луговой², А.В. Бредихин³**ТИПЫ БЕРЕГОВ ОСТРОВА МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

Матуа – типичный небольшой вулканический остров, входящий в состав Центральных Курил. Большую часть его занимает система телескопированных разновозрастных стратовулканов, наиболее молодой из которых – активный позднеголоценовый вулкан Пик Сарычева. Берега острова развиваются в условиях периодического поступления больших объемов вулканитов в береговую зону. Последнее крупное извержение, изменившее береговую линию острова, произошло в 2009 г. Несмотря на это, установлено, что первично-вулканические берега на острове практически не сохранились. В пределах контура стратовулканов преобладают абразионные и абразионно-денудационные берега. В пределах равнинной юго-восточной части острова преобладают аккумулятивные берега, периодически испытывающие абразионное воздействие цунами. Большая часть берегов острова характеризуется высокой стабильностью. Скорости абразии незначительны, за исключением участков берега, выработанных в молодой пирокластике, где они достигают 30–60 м/год. Отмечены однозначные свидетельства наличия вдольберегового потока наносов юго-восточного направления вдоль как северного, так и южного берегов острова.

Ключевые слова: вулканические острова, вулканические побережья, береговые процессы, абразия, эволюция берегов, типизация берегов

Введение. Вопросы геоморфологического строения и динамики морских берегов привлекают большое внимание исследователей на протяжении последних десятилетий. Помимо решения фундаментальных задач такие исследования имеют практическое значение, так как позволяют более обосновано осуществлять планирование природопользования в береговой зоне и проектирование берегозащитных сооружений.

Особый интерес представляет изучение берегов островных территорий. Даже небольшие по площади и бедные природными ресурсами острова могут иметь большое хозяйственно-экономическое, а иногда и стратегическое значение в силу наличия вокруг них согласно Конвенции ООН по морскому праву от 1982 г. 12-мильной зоны территориальных вод и 200-мильной исключительной экономической зоны. Это обстоятельство служило и служит причиной возникновения территориальных споров и международных конфликтов. Территории островов активно осваиваются. На них размещаются объекты хозяйственной инфраструктуры, населенные пункты, объекты оборонного значения. Для России одной из таких важнейших территорий являются Курильские острова.

Как и большая часть островов северо-западной периферии Тихого океана, Курилы имеют преимущественно вулканическое происхождение и приурочены к переходной зоне между Тихоокеанской океанической литосферной плитой и ее континентальным обрамлением. В состав архипелага входит 56 островов. Большая часть их имеет характерные

площади менее 100 км². В пределах Большой Курильской гряды различными исследователями выделяется 68 наземных вулканов, в том числе 36 действующих и потенциально активных [Федорченко с соавт., 1989].

Берега Курил развиваются на фоне продолжающейся вулканической активности и направленного тектонического воздымания, скорости которого составляют в голоцене по существующим оценкам около 1 мм/год [Каплин с соавт., 1991]. Общие очертания береговой линии в значительной степени отражают расположение и контуры современных и древних вулканических построек. На этом основании достаточно распространено представление о молодости берегов Курил. Особенно это касается небольших островов, представляющих собой одиночные вулканы или телескопированные разновозрастные вулканические постройки. Так, в обобщающей работе по берегам Тихого океана [Зенкович с соавт., 1967] авторы прямо указывают, что доминирующим типом берегов на Курилах являются вулканические на разных стадиях развития. В отдельных случаях берега небольших вулканических островов полностью относят к морфогенетическому типу первичных вулканических берегов, практически не измененных волновыми процессами (в классификации А.С. Ионина с соавт. [1961]), или же они вообще выпадают из рассмотрения в обобщающих работах [Каплин с соавт., 1991]. Типично также и представление о крайне слабой степени волновой обработки берегов в пределах контуров активных вулканических построек.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, доцент, канд. геогр. н.; *e-mail:* yrbel@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, науч. с.; *e-mail:* lugovoy-n@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, зав. кафедрой, профессор, докт. геогр. н.; *e-mail:* avbredikhin@yandex.ru

Берега вулканических островов, с характерными размерами в первые десятки-сотни квадратных километров и менее, развиваются в иных условиях по сравнению с материковыми берегами или с берегами крупных островов. Речь идет прежде всего об относительно меньших объемах и иной структуре поступления рыхлого материала с суши в береговую зону в результате деятельности экзогенных рельефообразующих процессов. Малые площади островов препятствуют формированию развитой сети постоянных водотоков и связанных с ними речных долин – главных поставщиков песчаного материала на материковых берегах в условиях гумидного климата. На небольших островах основными поставщиками терригенного материала на берега являются долины малых и/или временных водотоков, либо склоны, опирающиеся на шовную линию береговой зоны. Эти источники преимущественно поставляют небольшие объемы плохо сортированного и крупно-размерного обломочного материала [Игнатов, 2004], что должно предопределять дефицит рыхлого материала в береговой зоне и господство процессов абразии. Однако при проявлениях вулканической активности появляется новый мощный источник материала – в береговую зону могут поступать значительные объемы продуктов извержений, представленных в зависимости от типа извержения лавами или пирокластикой [Ramalho et al., 2013].

Результаты поступления в береговую зону лавового материала хорошо изучены. Образуется упомянутый выше «берег первичного вулканического расчленения, слабо измененный волновым воздействием», при котором наиболее молодым и далеко выдвинутым лавовым потокам соответствуют выступающие в акваторию мысы и полуострова. Берега развиваются в условиях сохраняющегося дефицита пляжеобразующего материала.

При крупных взрывчатых извержениях в береговую зону практически одновременно могут поступать большие объемы неконсолидированной пирокластики различной размерности, а также лахаровых отложений, а в последующие годы после извержений активизируется поступление пролювия. Это не может не сказаться на характере процессов в береговой зоне, морфологии и динамике берегов. Однако реакция берегов на такие события изучена пока недостаточно. Цель данной работы – уточнение существующих представлений о пространственном распространении и соотношении различных морфогенетических типов берегов небольших вулканических островов, а также их трансформации в условиях активного вулканизма.

Материалы и методы исследований. Остров Матуа располагается в северной части Центральных Курил (рис. 1), имеет овальную в плане форму с размерами 12×6,5 км и площадью 52,3 км² и по своей морфологии и геологическому строению является вполне репрезентативным представителем небольших островов данного архипелага.

Остров представляет собой систему наложенных друг на друга вулканических построек, ослож-

няющих вершину крупного комплексного вулканоида [Новейший ..., 2005] с диаметром основания в первые десятки километров. Анализ геологического строения надводной части острова позволяет уверенно говорить о следах как минимум трех возрастных генераций крупных вулканических аппаратов.

Наиболее древние из них имеют предположительно плиоценовый возраст [Мархинин, 1964; Горшков, 1967], хотя некоторые исследователи на основании единичных датировок относят время формирования этого вулкана к гелазию [Ishidzuka et al., 2011]. Сами вулканические постройки к настоящему времени практически полностью сnivelированы. Соответствующие им вулканыты, представленные андезитобазальтами, дацитами и пирокластикой различного состава, обнажаются в нижней части абразионных уступов морских террас юго-восточной части острова, а также слагают поверхность бенча и осложняющие его кекуры в районе мыса Орлова и мыса Плоского.

Центральную и северо-западную часть острова занимают телескопированные плейстоценовые стратовулканы – плейстоценовый вулкан Матуа, кальдера которого заполнена более молодым стратовулканом – Пик Сарычева. Возраст последнего оценивается как позднеголоценовый [Дегтерев, 2013]. К настоящему моменту достаточно достоверно реконструирована история эруптивной активности данного вулканического центра [Дегтерев, 2013]. Установлено, что преобладающим типом извержений являются эффузивно-взрывчатые, сопровождающиеся формированием пирокластических потоков. В последние столетия относительно крупные извержения вулкана происходят в среднем раз в 20–30 лет. Последнее крупное извержение, в ходе которого пирокластические потоки достигали береговой зоны, произошло летом 2009 г. [Извержение ..., 2010]. До этого в ходе извержения 1976 г. моря достигали лавовые потоки, но выбросы пирокластики были незначительны [Андреев, 1976], а в 1946 г. также, как и в 2009 г., наблюдался сход мощных пирокластических потоков [Горшков, 1967]. В северо-восточной части острова периферия вулкана Матуа осложнена двумя небольшими вулканическими аппаратами, возраст которых оценивается как раннеголоценовый [Дегтерев, 2013] – экструзивным куполом сопки Круглой и лавовым конусом массива Плоский. Восточнее, за акваторией бухты Двойной, располагается еще один лавовый конус – остров Топорковый.

В основу представленного исследования положено детальное полевое обследование территории острова Матуа, проведенное авторами в ходе экспедиций Министерства Обороны РФ и Русского географического общества в мае–июне 2016 и 2017 гг. Полевые наблюдения дополнялись анализом разновременных космоснимков высокого разрешения. Это позволило уточнить особенности динамики берегов в период с 1984 г. по 2017 г.

В ходе полевого обследования выполнена сплошная маршрутная съемка состояния берегов

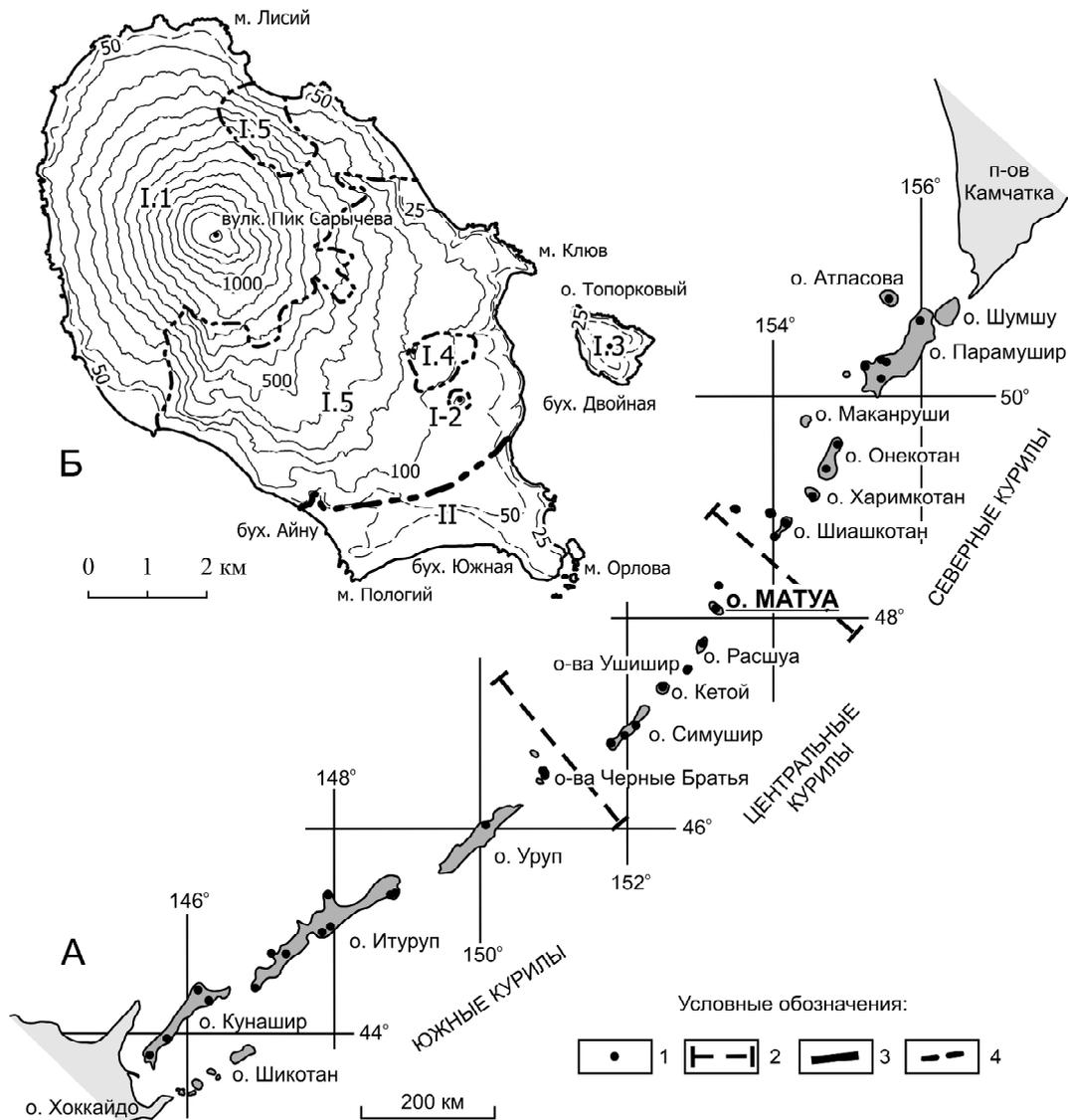


Рис. 1. Расположение ключевого объекта исследования (А) и обзорная карта острова Матуа с границами основных морфоструктур (Б). Условные обозначения: 1 – действующие вулканы Курильских островов, 2 – границы Южных, Центральных и Северных Курил; 3 – границы морфоструктур первого порядка; 4 – границы морфоструктур второго порядка. Основные морфоструктуры: I – телескопированные плейстоцен-голоценовые стратовулканы: I.1 – позднеголоценовый стратовулкан Пик Сарычева; I.2 – раннеголоценовый экструзивный купол сопки Круглой; I.3 – раннеголоценовый лавовый купол острова Топорковый; I.4 – раннеголоценовый лавовый купол массива Плоский. I.5 – выпукло-вогнутые и ступенчатые внешние склоны плейстоценового стратовулкана Матуа; II – террасированная равнина, сложенная пролювиально-морскими отложениями, на абрадированном вулканическом цоколе плиоцен-гелазского возраста

Fig. 1. Key site location (A) and the overview map of Matua island with morphostructure boundaries (B). 1 – active volcanoes of Kuril isles; 2 – boundaries of Southern, Central and Northern Kuril isles; 3 – 1st-order morphostructure boundaries; 4 – 2nd-order morphostructure boundaries. Morphostructures: I – telescoped Pleistocene-Holocene stratovolcanoes: I.1 – Late Holocene Sarychev Peak stratovolcano; I.2 – Early Holocene extrusive dome of the Kruglaya hillock; I.3 – Early Holocene lava dome of the Toporkovy island; I.4 – Early Holocene lava dome of the Plosky massif; I.5 – convex-concave and stepped outer slopes of Pleistocene Matua stratovolcano; II – terraced plain covered by proluvial and marine sediments on the abrasion pedestal of Pliocene-Helasian volcanic rocks

острова. Проводилась фиксация положения береговой линии, а также основных элементов береговой зоны портативными GPS приемниками Garmin GPSMAP 62s и Oregon 650. Выполнено более 100 детальных описаний морфологии берега, охватывающих все основные морфогенетические типы и участки берегов острова.

Результаты исследований и их обсуждение. Береговая линия острова Матуа протягивается на

42,2 км. Характер контура берега предопределен особенностями наложения вулканических построек друг на друга – со смещением центра вулканической активности с юго-востока на северо-запад и, предположительно, с продолжительным перерывом в вулканической активности перед формированием вулкана Матуа. Берега относительно неглубоко расчлененные. Наиболее крупные бухты имеют ширину 1–3 км и вдаются в сушу не более чем на 200–

500 м. Они располагаются между разновозрастными вулканическими центрами.

В юго-восточной равнинной части острова выделяется три уровня морских террас на высотах до 10–15, 15–25 и 25–45 м над ур. м. Ширина их достигает нескольких сотен метров. Происхождение их подтверждается в разной степени сохранившимися на их поверхности береговыми валами, палеолагунами, палеокекурами и палеотомболо, а также обнаружением в горных выработках на их поверхностях морских песчано-гравийно-галечных отложений, перекрывающих абрадируемый цоколь из разновозрастных вулканитов. В районе мысов Орлова и Клюв также наблюдаются разновысотные абразионные террасы, на высотах до 10 м над ур. м., выработанные в эффузивных породах. Наличие лестницы морских террас подтверждает представление об общем тектоническом подъеме берегов острова относительно уровня моря. В акватории, окружающей о. Матуа, наблюдаются приливно-отливные колебания уровня моря с амплитудой около 1,5 м, но из-за приглубости берегов, высокой волновой (штормовой) активности и открытого характера береговой линии эти колебания не играют серьезной рельефоформирующей роли и не образуют характерных типов берегов. Всего в пределах острова установлено наличие берегов четырех морфогенетических типов и семи подтипов. Развернутый перечень их приведен в табл. 1, а пространственное распространение и соответствие основным морфоструктурам – на рис. 2. Распределение берегов по протяженности показано в табл. 2.

Береговая линия острова Топорковый имеет протяженность 5,75 км и полностью абразионный характер. Здесь представлено только 2 морфогенетических типа берега – абразионные с активным клифом, выработанным в эффузивных породах (подтип 2.1.1) и абразионно-денудационные берега с валунной отмосткой (подтип 2.2.1).

Наибольшее распространение в пределах рассматриваемых островов имеют абразионные бере-

га и, в частности, их подтип с активными клифами, выработанными в эффузивных породах и литифицированной пирокластике различного возраста. Они занимают почти половину протяженности береговой линии острова Матуа и около 94% берегов острова Топоркового. Участки данного подтипа имеют в плане вид мысов сложных очертаний. Наблюдается несколько морфологических разновидностей этих берегов: субвертикальные клифы высотой до нескольких десятков метров с подводным или надводным основанием; ступенчатые крутые (от 30° до 80°) склоны с небольшими разноуровневыми абразионными террасами; широкие (до 350 м) выровненные бенчи иногда расчлененные гребнями более прочных пород; переходные и комбинированные варианты. Характерны абразионные останцы – кекуры, наиболее крупные из которых являются отдельными островами. Высота их может превышать 40 м, а площадь – 5 га. Данный тип берега, хоть и относится к абразионным, но является наиболее устойчивым среди берегов о. Матуа. Скорости абразии здесь не превышают нескольких см в год. Мысы, на которых формируются берега этого типа, являются каркасом береговой линии острова и определяют ее общую конфигурацию; между ними располагаются участки с более активной динамикой.

Менее распространены абразионные берега с активными клифами, выработанными в рыхлых отложениях. Берега этого подтипа наблюдаются исключительно в пределах контура наиболее молодой вулканической постройки – Пик Сарычева (рис. 2). Они фиксируют участки крупных аккумулятивных конусов, образовавшихся в результате схода пирокластических потоков и выдающихся в море в виде мысов, либо заполняющих существовавшие ранее бухты.

Берега этого типа в плане имеют вид пологих дуг большого радиуса. Это наиболее выровненные участки береговой линии острова. Морфологически они представляют собой крутые абразионные уступы высотой от 1–2 до 40 м, нацело сложенные рыхлой

Таблица 1

Морфогенетические типы берегов острова Матуа

Группа типов берегов	Тип берега	Подтип берега
1. Первичные, слабо измененные морем	1.1. Вулканические	1.1.1. Практически не обработанные абразией фронтальные уступы позднеголоценовых лавовых потоков
2. Созданные преимущественно в результате действия волноприбойного потока	2.1. Абразионные	2.1.1. С активными абразионными уступами в эффузивах и литифицированной пирокластике
		2.1.2. С активными абразионными уступами в позднеголоценовой рыхлой пирокластике и иных рыхлых отложениях
	2.2. Абразионно-денудационные	2.2.1. С валунной отмосткой и отмирающими абразионно-денудационными уступами в эффузивах и литифицированной пирокластике
		2.2.2. С отмирающими абразионно-денудационными уступами в эффузивах и литифицированной пирокластике, бронированными телами сейсмообвалов
	2.3. Аккумулятивные	2.3.1. С пляжами полного профиля, со следами цунамигенного размыва на прилегающих аккумулятивных террасах
		2.3.2. С пляжами полного профиля, без следов цунамигенного размыва на прилегающих аккумулятивных террасах

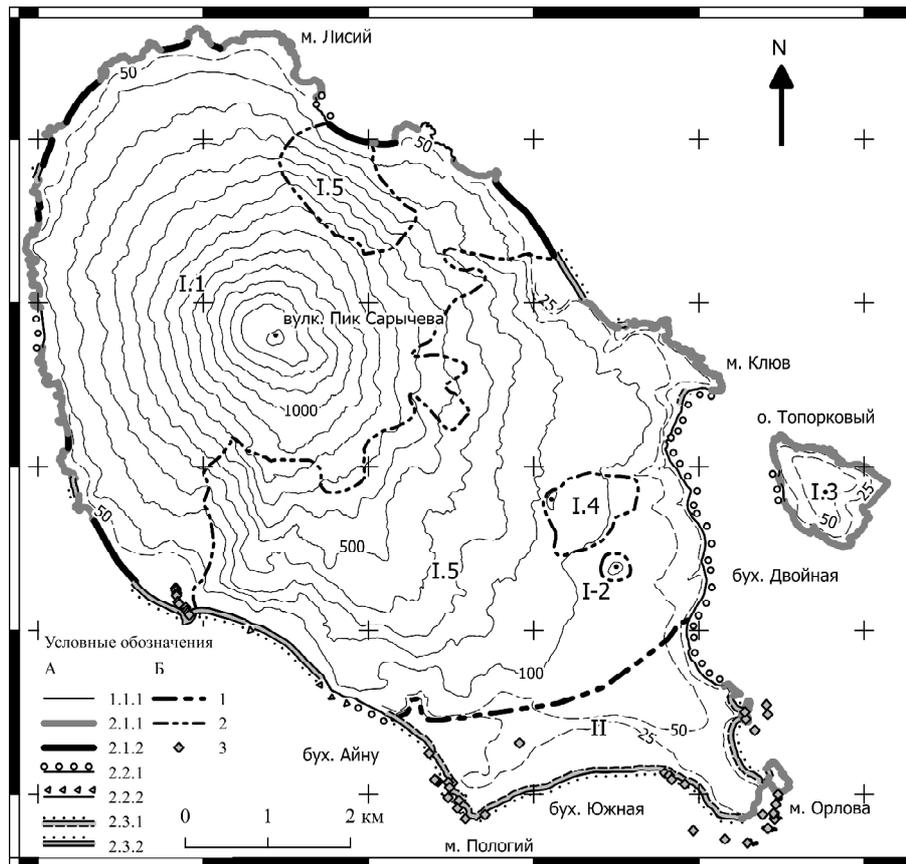


Рис. 2. Морфогенетические типы берегов островов Матуа и Топоркового. Условные обозначения: А – типы берегов. Расшифровка индексов – см. табл. 1. Б – прочие обозначения: 1 – границы морфоструктур первого порядка; 2 – границы морфоструктур второго порядка; 3 – кекуры. Перечень морфоструктур – см. условные обозначения к рис. 1

Fig. 2. Morphogenetic types of Matua and Toporkovy isles coasts. A – types of coast. Indices see Table 1. Б – other symbols: 1 – 1st-order morphostructure boundaries; 2 – 2nd-order morphostructure boundaries; 3 – kekurs. List of morphostructures – see legend to Fig. 1

Таблица 2

Протяженность берегов о. Матуа

Типы и подтипы берегов	L, длина		Количество участков
	м	%	
Первичные вулканические, слабо измененные морем	1 040	2,5	1
Абразионные, в том числе	23 490	55,7	36
Абразионные в эффузивных породах и литифицированной пирокластике	18 860	44,7	25
Абразионные в рыхлых отложениях	4 630	11,0	11
Абразионно-денудационные, в том числе	6 390	15,1	7
Абразионно-денудационные с валунной отмосткой	5 750	13,6	5
Абразионно-денудационные, бронированные телами сейсмообвалов	640	1,5	2
Аккумулятивные, в том числе	11 280	26,7	12
Аккумулятивные со следами цунамигенного размыва	8 020	17,5	6
Аккумулятивные без следов цунамигенного размыва	3 260	7,2	6
Всего:	42 200	100	56

пирокластикой и пролювиально-селевыми отложениями, в основании которых могут наблюдаться волноприбойные ниши. Обвальнo-осыпные процессы на этих уступах идут непрерывно, постоянно наблюдается падение обломков всего спектра размерности, вплоть до глыб в несколько метров в поперечнике.

Вторым элементом профиля этих берегов являются широкие (до 50 м) прислоненные гравийно-галечные пляжи высотой до 3 м. Параметры таких пляжей не защищают клиф от штормового заплеска, и они отступают совместно с клифом с катастрофическими скоростями (до 30–60 м/год). Нередки ситуации, когда пирокластические отложения погребают существовавшие ранее абразионные берега в скальных породах, а в последствии они в ходе размыва берега экспонируются на дневную поверхность и повторно подвергаются абразии. Аналогично из-под пирокластических конусов абразией могут обнажаться не измененные морем фронтальные уступы позднеголоценовых лавовых потоков.

Абразионно-денудационные берега занимают около 15% береговой линии острова Матуа и около 5,5% – острова Топоркового. Большую их часть составляют абразионно-денудационные берега с валунной отмосткой (валунным бенчем). Преимущественно они распространены на берегах бухты Двойной. Генезис данных участков берега абразионный, однако по мере отступления клифа, количество крупных глыб, превосходящих по своим размерам наносы волнового поля, на образованном бенче увеличивается до такой степени, что они начинают выполнять роль естественного берегозащитного сооружения, гася энергию штормового заплеска. Дальнейшее разрушение клифа резко замедляется и происходит, в основном, под воздействием комплекса склоновых процессов, и активизируется только заплесками волн цунами. Помимо клифа, главным элементом берегов этого типа являются валунно-глыбовые отмостки – вытянутые вдоль берега скопления крупных глыб и валунов с отсутствием или с малым количеством мелкоразмерных обломков, практически не подверженные перемещению штормовыми волнами. Плановые очертания этого подтипа берегов – округлые выступы и вогнутости без резких изгибов. Эти берега весьма устойчивы и малодинамичны.

Второй подтип абразионно-денудационных берегов распространен всего на двух небольших участках на юго-западе острова суммарной длиной около 640 м. Морфологически это прислоненные к абразионно-денудационным уступам обвальнo-осыпные (вероятно, сейсмообвальнo-осыпные) шлейфы, высотой в 10–30 метров, сложенные обломками с характерными размерами в первые метры. Эти шлейфы бронируют подножия наиболее высоких и древних абразионно-денудационных уступов южного фаса вулкана Матуа. Этот подтип берега характеризуется относительно высокой степенью устойчивости и малыми скоростями абразии и в этом отношении сходен с предыдущим подтипом.

Аккумулятивные берега – второй по распространенности тип берега. Они занимают более 25%

контура острова Матуа, преимущественно концентрируясь в его юго-восточной части. Для них характерны плановые очертания в форме вогнутых широких дуг большого радиуса, приуроченных к бухтам. Локально встречаются и прямолинейные аккумулятивные участки. Главным элементом берега здесь являются полнопрофильные береговые валы, сложенные пляжевыми наносами, размерностью от галечной до песчаной. Валы формируют серии (до 16 шт. в бухте Южной) от современных, расположенных в волноприбойной зоне, до древних, расположенных на террасовых уровнях с абсолютными высотами до 20 м. Длина валов достигает 2,4 км, ширина – 240 м, высота – 4,5 м.

Динамика рельефа аккумулятивных берегов весьма высока, зависит от гидрометеорологической обстановки и проявляется в короткопериодических трансформациях микрорельефа береговой зоны, связанных с литодинамикой пляжевых наносов. На фоне общего выдвигания береговой линии в сторону моря периодически возникают размывы ранее сформированных валов, в том числе и низких частей аккумулятивных террас. Максимальная ширина зоны аккумуляции отмечена в б. Южной и превышает 500 м. Для участков низких аккумулятивных террас характерны незначительные уклоны поверхности, что способствует проникновению волн цунами в глубь суши (до 400 м в б. Айну). В результате действия волн цунами в 2006–2007 гг. некоторые крупные участки аккумулятивных береговых валов в бухте Айну были в значительной степени размывы [MacInness et al., 2009]. В этой связи целесообразно выделять 2 подтипа аккумулятивных берегов – со следами периодических цунамигенных размывов на прилегающей к полнопрофильному пляжу аккумулятивной террасе или абразионном уступе, и без них.

Первый подтип наиболее широко распространен (табл. 2 и рис. 2). Вероятно, это наиболее характерный вариант аккумулятивных берегов для Курильских островов в целом. Основная тенденция развития таких берегов – редкие эпизоды активного, иногда катастрофического цунамигенного размыва на фоне длительной постепенной аккумуляции пляжевых наносов, сопровождающейся эоловой переработкой песчаных валов.

Второй вариант пользуется ограниченным распространением. Он наблюдается практически только на новообразованных пляжах, парагенетически связанных с зонами размыва молодых пирокластических конусов. Этот подтип берега – эфемерен. После прохождения первой же крупной волны цунами он превращается в аккумулятивный берег первого подтипа. Лишь незначительные по протяженности участки такого берега, защищенные от прямого воздействия цунами плановыми особенностями береговой линии, могут более длительное время сохранять свою морфологию.

Несмотря на общую молодость рельефа острова, первичные вулканические берега, практически не измененные волновыми процессами, распространены в его пределах незначительно. Морфоло-

гически они представляют собой фронтальные уступы наиболее молодых лавовых потоков вулкана Пик Сарычева, и выражены в виде пологих относительно прямых склонов крутизной 20–30°, уходящих под уровень моря иногда без всякого выпуклого перегиба. Поверхность их завалена крупными обломками лав и шлака, осложнена характерным микро-рельефом – напорными грядами, высотой в первые метры, выпуклыми в плане по направлению движения лавового потока и сложенными лавами или туфолавами. Такую морфологию имеет небольшой участок центральной части северного берега острова в 2 км к востоку-юго-востоку от мыса Лисий.

По мере своего развития берега этого типа превращаются в типично абразионные за счет выработки клифа и бенча. Напорные лавовые гряды препаируются абразией и формируют грядовой рельеф бенчей, а иногда – кекуры. Приподнятые грядовые бенчи отмечены на выступах берега западнее мыса Лисий.

Морфологически сходны с вышеописанными берега, образующиеся при обнажении абразией фронтальных уступов голоценовых лавовых потоков из-под толщ более молодой пирокластике. Таковы, в частности, непосредственно спускающиеся к морю фронтальные уступы двух лавовых потоков извержения 1976 г. на западном берегу острова.

С определенными оговорками, можно говорить о морфоструктурной приуроченности основных типов берегов в пределах острова. Абразионные берега наиболее характерны для контура молодой постройки вулкана Пик Сарычева. Абразионно-денудационные берега с валунной отмосткой доминируют на более древних участках берегов – в пределах контура постройки вулкана Матуа. В пределах террасированной аккумулятивно-абразионной равнины доминируют аккумулятивные берега. Абразионные и абразионно-денудационные берега играют здесь меньшую, но тоже значимую роль.

Расположение участков аккумулятивных берегов непосредственно юго-восточнее от участков активного размыва пирокластических конусов, как на северном, так и на южном берегу острова, свидетельствует о существовании вдольбереговых по-

токов наносов юго-восточного направления. В пользу этого предположения говорит также и приуроченность наиболее крупных участков аккумулятивных террас к юго-восточной части острова.

Выводы:

– в результате проведенных исследований установлено, что представления о господстве первичных вулканических берегов на небольших островах Курильской гряды с высокой современной вулканической активностью, примером которых служит остров Матуа, требуют пересмотра. Наибольшим распространением здесь пользуются различные морфологические разновидности абразионных берегов. Роль их максимальна в пределах контуров наиболее молодых вулканических построек (например, вулкан Пик Сарычева). В пределах контуров потухших плейстоценовых вулканов (вулкан Матуа) преобладают абразионно-денудационные склоны с валунной отмосткой при значительной роли абразионных берегов в скальных породах. В пределах равнинной юго-восточной части острова преобладают аккумулятивные берега особого типа, для которых характерны периодические кратковременные катастрофические размывы волнами цунами на фоне длительной аккумуляции. Первичные вулканические берега, слабо измененные морем, практически не наблюдаются;

– большая часть берегов острова характеризуется высокой стабильностью. Скорости абразии незначительны. Наиболее динамически активными и, одновременно, короткоживущими берегами являются абразионные берега, выработанные в рыхлых отложениях – молодой пирокластике. Скорости размыва таких берегов достигают десятков метров в год, а характерное время существования не превышает 20–40 лет. Эти берега неизбежно трансформируются либо в абразионные, выработанные в скальных породах (при обнажении абразией древних абразионных уступов или уступов лавовых потоков), либо в абразионно-денудационные с валунно-глыбовой отмосткой;

– отмечены однозначные свидетельства наличия вдольберегового потока наносов юго-восточного направления на южном и северном берегах острова.

Благодарности. Исследование выполнено по теме государственного задания АААА-А16-11632810089-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев В.Н., Шанцер А.Е., Хренов А.П., Округин В.М., Нечаев В.Н. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1978. № 55. С. 35–40.
Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
Дестерев А.В. История эруптивной деятельности вулкана Пик Сарычева в голоцене (о. Матуа, Центральные Курильские острова). Дис. ... канд. геол.-мин. н. Южно-Сахалинск, 2013. 217 с.
Зенкович В.П., Каплин П.А., Ионин А.С., Медведев В.С. Берега Тихого океана. М.: Наука, 1967. 373 с.
Игнатов Е.И. Береговые морфосистемы. Москва-Смоленск: Маджента, 2004. 352 с.

Извержение вулкана Пик Сарычева в 2009 году / Под ред. Б.В. Левина. М.: ЯнусК, 2010. 48с.
Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам физико-географического атласа мира) // Тр. океанографич. комиссии. 1961. Т. 12. С. 94–108.
Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 480 с.
Мархинин Е.К. Вулкан Сарычева // Бюлл. вулканол. станций. 1964. № 35. С. 44–58.
Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лавров. М.: Наука, 2005. 604 с.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1989. 239 с.

Ishizuka Y., Nakagawa M., Baba A. et al. Along-arc variations of K-Ar ages for the submarine volcanic rocks in the Kurile Islands // 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (JKASP-2011), August 25–30, 2011. Petropavlovsk-Kamchatskiy, 2011. P. 279–280

MacInnes B., Bourgeois J., Pinegina T.K., Kravchunovskaya E.A. Before and after: geomorphic change from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami // *Geology*. 2009. V. 37. № 11. P. 995–998.

Ramalho R.S., Quartau R., Trenhaile A.S., Mitchell N.C., Woodroffe C.D., Avila S.P. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production // *Earth Science Reviews*. 2013. V. 127. P. 140–170.

Поступила в редакцию 17.05.2018

После доработки 25.01.2019

Принята к публикации 21.02.2019

Y.R. Belyaev¹, N.N. Lugovoy², A.V. Bredikhin³

TYPES OF COASTS OF THE MATUA ISLAND (CENTRAL KURIL ISLES)

Matua is a typical small volcanic island in the Central Kuril Isles. Most of it is occupied by telescoped stratovolcanoes, the youngest of them is the active Late-Holocene Sarychev Peak. Periodical large-scale input of pyroclastics and lava is a background for the Matua island coast evolution. The latest catastrophic eruption which changed the coastline of the island occurred in 2009, but the original volcanic coasts are almost absent. Different types of abrasion coasts are most common for the stratovolcanoes area. Accumulative coasts, occasionally abraded by tsunamis, are more characteristic of the terraced plain within the south-eastern part of the island. Most coasts are very stable. The rate of cliff retreat is minor, except of the coast formed in recent pyroclastics, where it can reach 30–60 m/year. Unambiguous tracks of the south-eastward alongshore sediment flow were detected at northern and southern coasts of island.

Key words: volcanic islands, volcanic coast, coastal processes, abrasion, coastal evolution, coast classification

Acknowledgements. The study was carried out under the state-guaranteed theme AAAA-A16-11632810089-5.

REFERENCES

Andreev V.N., Shantser A.E., Khrenov A.P., Okrugin V.M., Nechaev V.N. Izverzhenie vulkana Pik Sarycheva v 1976 g. [1976 eruption of the Sarychev Peak volcano] // *Bull. vulvanol. stancij*. 1978. № 55. C. 35–40. (In Russian)

Degterev A.V. Istorija eruptivnoj dejatel'nosti vulkana Pik Sarycheva v golocene (o. Matua, Central'nye Kuril'skie ostrova). [Holocene history of the Sarychev Peak volcano eruptions (Matua Island, central Kuril isles)]. Dissertacija na soiskanie uchenoj stepeni kand. geol.-min. nauk. Juzhno-Sahalinsk. 2013. 217 c. (In Russian)

Fedorchenko V.I., Abdurahmanov A.I., Rodionova R.I. Vulkanizm Kuril'skoj ostrovnnoj dugi [Volcanism of the Kuril island arc]. M.: Nauka, 1989. 239 c. (In Russian)

Gorshkov G.S. Vulkanizm Kuril'skoj ostrovnnoj dugi. [Volcanism of the Kuril island arc]. M.: Nauka, 1967. 287 c. (In Russian)

Ignatov E.I. Beregovye morfosistemy. [Coastal morphosystems]. Moskva-Smolensk: Madzhenta, 2004. 352 c. (In Russian)

Ionin A.S., Kaplin P.A., Medvedev V.S. Klassifikacija tipov beregov zemnogo shara (primenitel'no k kartam fiziko-geograficheskogo atlasa mira) [Classification of the world coasts (applied for Physiographical atlas of the world)] // *Tr. okeanografich. komissii*. 1961. T. 12. C. 94–108. (In Russian)

Ishizuka Y., Nakagawa M., Baba A. et al. Along-arc variations of K-Ar ages for the submarine volcanic rocks in the Kurile Islands // 7th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction

Processes (JKASP-2011), August 25-30, 2011. Petropavlovsk-Kamchatskiy, 2011. P. 279–280.

Izverzhenie vulkana Pik Sarycheva v 2009 godu [2009 eruption of the Sarychev Peak volcano] / Pod red. B.V. Levina. M.: Janus-K, 2010. 48 c. (In Russian)

Kaplin P.A., Leon'tiev O.K., Luk'ianova S.A., Nikiforov L.G. Berega [Coasts]. M.: Mysl', 1991. 480 c. (In Russian)

MacInnes B., Bourgeois J., Pinegina T.K., Kravchunovskaya E.A. Before and after: geomorphic change from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami // *Geology*. 2009. V. 37. № 11. P. 995–998.

Marhinin E.K. Vulkan Sarycheva [The Sarychev Volcano] // *Bull. vulkanol. stancij*. 1964. № 35. C. 44–58. (In Russian)

Novejšij i sovremennij vulkanizm na territorii Rossii [Recent and present-day volcanism within the territory of Russia] / Otv. red. N.P. Laverov. M.: Nauka, 2005. 604 c. (In Russian)

Ramalho R.S., Quartau R., Trenhaile A.S., Mitchell N.C., Woodroffe C.D., Avila S.P. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production // *Earth Science Reviews*. 2013. V. 127. P. 140–170.

Zenkovich V.P., Kaplin P.A., Ionin A.S., Medvedev V.S. Berega Tihogo okeana. [Coasts of the Pacific Ocean]. M.: Nauka, 1967. 373 c. (In Russian)

Received 17.05.2018

Revised 25.01.2019

Accepted 21.02.2019

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Associate Professor, PhD in Geography; *e-mail:* yrbel@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Research Scientist; *e-mail:* lugovoy-n@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Head of the Department of Geomorphology and Paleogeography, Professor, D.Sc. in Geography; *e-mail:* avbredikhin@yandex.ru

УДК 581.524 (470.3)

М.В. Бочарников¹, М.А. Смирнова²

ПАРЦЕЛЛЯРНАЯ СТРУКТУРА СРЕДНЕТАЕЖНЫХ ПЛАКОРНЫХ БИОГЕОЦЕНОЗОВ ЮГО-ВОСТОКА УСТЬЯНСКОГО ПЛАТО

Проведено детальное исследование парцеллярной структуры лесных биогеоценозов водораздела рек Козловка и Стругница на юге Архангельской области. Методами непрямого ординации и корреляционного анализа выявлены статистические связи между параметрами почв и растительности. Показано, что в среднетаежных лесах 50–70-летнего возраста разнообразие растительного компонента парцелл выше, чем почвенного; различные растительные сообщества могут формироваться на одних и тех же почвенных подтипах, а возможности индикации невелики. Область наиболее тесных связей между параметрами почв и растительности приходится на древесный ярус, подлесок и верхние горизонты почв – подстилку, гумусовый и элювиальный горизонты. Различия в составе напочвенного покрова фитоценозов не отражают особенности строения почвенного профиля, но значимо связаны с некоторыми химическими и физико-химическими свойствами почв.

Ключевые слова: подзолистые почвы, подзолы, бореальные и суббореальные леса, циклы лесных ассоциаций, парцеллы, многомерный анализ

Введение. Растительный покров лесных биоценозов характеризуется пространственной неоднородностью на локальном уровне. Даже на выровненных водораздельных поверхностях, на расстояниях в несколько метров под пологом древесных пород наблюдается смена видового состава травяно-кустарничкового, мохового или лишайникового ярусов. Почвы и растительность, являясь компонентами биогеоценозов, непосредственно связаны между собой потоками вещества и энергии, поэтому изменение одного компонента должно приводить к изменению другого. Однако сенсорность и рефлекторность почв, различия в характерных временах процессов, влияющих на развитие компонентов биогеоценозов, значительно усложняют вид и интерпретацию почвенно-растительных связей [Арманд, Таргульян, 1972; Хорошев, 2004]. Так, на примере южнотаежных ландшафтов показано, что разнообразие почвенных и растительных компонентов парцелл может быть различно: если в дубово-еловых лесах травянистые парцеллы соответствуют разным почвенным подвидам [Бязров с соавт., 1971; Холопова, Карпачевский, 1977; Холопова, 1982], то в монодоминантных сосновых лесах [Герасимова, Лазукова, 1980], черноольшаниках [Карпачевский с соавт., 1993] разнообразие растительных компонентов парцелл выше, чем почвенных. Парцеллярная структура биогеоценозов других ландшафтных зон и подзон остается слабо исследованной. Вместе с тем в каждом типе ландшафтов могут быть свои особенности проявления почвенно-растительных связей и формирования парцеллярной структуры биогеоценозов, что обуславливает важность расширения географии таких исследований.

Структура биогеоценозического покрова на территории Устьянского плато характеризуется значительной пестротой, которая отражена в особенностях их эколого-географической дифференциации, специфичности видового разнообразия сообществ, составе и степени выраженности их вертикальных ярусов [Мяло с соавт., 2012].

Цель работы – оценить взаимосвязи растительности и почв на внутрибиогеоценозическом уровне, соответствующем парцеллярному строению фитоценозов и определяющем тесные межъярусные связи биоты в пределах растительного сообщества и почв. Для ее достижения решались проблемы отражения геоботанических границ в почвенном покрове, их сопряженности с изменением литологического фактора и саморазвитием растительности.

Материал и методы исследований. Исследования проведены на юге Архангельской области в пределах субгоризонтальной поверхности водораздела рек Козловка и Стругница в бореальных и суббореальных мелколиственно-темнохвойных лесах на подзолистых почвах и подзолах на площади около 3 км². Климат умеренно континентальный со средней январской температурой –13°С, июльской +17°С, коэффициентом увлажнения – 1,2–1,3. Почвообразующие породы – двучленные отложения озерно-ледникового и ледникового генезиса, часто содержащие обломки карбонатов с глубин более 0,5 м [Никитина с соавт., 2016]. Исследованная территория относится к району длительного хозяйственного использования: вырубki и распашка проводились до середины XX века, после чего происходило восстановление еловых таежных лесов. Сложность современного растительного покрова участка определяется различными динамическими состояниями лесных со-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра биогеографии, ст. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: maxim-msu-bg@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: summerija@yandex.ru

обществ 50–70-летнего возраста в связи с их сукцессионным развитием и варьированием разнообразия в условиях дифференциации экологических условий [Мяло с соавт., 2012].

Типологическое разнообразие растительности определено в системе эколого-ценотического [Нешатаев, 1987] и эколого-морфологического [Лавренко, 1947] подходов к классификации и соотнесено с выделенными на Устьянском плато типами леса [Мяло с соавт., 2012]. Парцеллы, являясь структурными компонентами биогеоценозов и представляющие собой многоярусные образования, обособленные в фитоценотическом и почвенном отношении [Дылис с соавт., 1964], приняты в качестве опорных структурных единиц анализа сопряженности разнообразия растительности и почв на внутрибиогеоценотическом уровне.

В каждой выделенной парцелле (всего 19) проведено стандартное геоботаническое описание [Сукачев, Зонн, 1961] на площади ее выявления и заложен почвенный разрез на расстоянии 1–1,5 м от стволов деревьев на выровненной площадке. Описания почв проведены согласно Классификации и диагностике почв России [2004]; образцы отобраны из генетических горизонтов. В трехкратной повторности определены рН почв прибором фирмы Hanna, гранулометрический состав на лазерном гранулометре «Fritsch Analysette 22», валовое содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO рентген-флуоресцентным методом на приборе DeltaProfessional.

При описании и анализе связей среди почвенных характеристик учитывались мощности генетических горизонтов и свойства, унаследованные от пород (литологический фактор): мощность верхнего субстрата (I); среднее взвешенное содержание (с учетом мощности горизонтов) гранулометрических фракций, химических элементов и рН в I и в подстилающем субстрате (II); отношение содержания илистой фракции в верхней толще почвенного профиля к нижней толще (Кил); отношение содержания физической глины в верхней толще почвенного профиля к нижней толще (Кфг). Выбранные литологические свойства могут обуславливать смену растительности и не зависят от свойств фитоценозов. Несмотря на хорошую изученность вариабельности литологически обусловленных свойств почв на локальном уровне [Годельман, 1981; Phillips, Marion, 2005], работы, рассматривающие их влияние на вертикальную структуру биоценоза и разнообразие видового состава растительных сообществ – единичны. Отметим, что вопрос влияния растительности на рН почв является дискуссионным [Xu et al., 2006]; ввиду карбонатности почвообразующих пород участка нами было сделано допущение, что рН почв на данной территории контролируются главным образом литологическим фактором, а также, как это было показано А.В. Хорошевым и А.А. Прозоровым [2000] для Устьянского плато, сезонными и годовыми условиями увлажнения.

Среди характеристик растительности были использованы: сомкнутость (СК) древостоя, подрост

та и подростка; проективное покрытие (ПП) травяно-кустарничкового и мохового ярусов, некоторых ценотически значимых видов растений, играющих эдификаторную роль; ПП бореальных и неморальных видов от общего проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса; показатели СК темных хвойных и мелколиственных пород, ПП бореально-мелкотравья и неморального комплексов видов травяно-кустарничкового яруса; общее количество видов растений; значения индексов Шеннона, Симпсона (рассчитаны для каждого описания парцеллы с учетом проективного покрытия каждого из видов и общего количества видов), экологических статусов в системе координат NMS-ординации.

Сопряженность биотического компонента с почвенными условиями, а также почвенных показателей друг с другом оценены на основе расчета коэффициентов корреляции (КК) Пирсона для показателей с нормальным распределением. Проверка на нормальность проведена с помощью теста Шапиро-Уилка (при уровне значимости 0,01). При расчетах использованы как исходные данные полевых измерений, так и значения точек описаний в осях непрямої ординации, выполненной методом неметрического многомерного шкалирования (NMS), что позволило оценить связи почвенных условий с интегрально выраженным разнообразием растительного компонента биоты.

При выявленных значимых коэффициентах корреляции строилась линейная зависимость между характеристиками древостоя и почвенными показателями и приводился коэффициент детерминации.

Геоботанические описания внесены в базу данных Turboveg 2.3. Обработка данных проведена в программах MEGATAB, TWINSPAN, BioDiversityPro 2.0, ExcelToR, SPSS 11.5, Statistica 10.

Результаты исследований и их обсуждение.

Почвообразующие породы и строение почвенного профиля. Исследованные почвы формируются на двучленных отложениях, представленных супесями–легкими суглинками, подстилаемыми тяжелыми суглинками и глинами. В нижней части могут встречаться обломки карбонатных пород. Средняя (M) мощность I составляет 33,4 см (стандартное отклонение (S) 11,93 см). Верхний субстрат характеризуется большим содержанием SiO_2 ($M=74,6\%$, $S=11,3\%$ в I и $M=68,6\%$, $S=9,6\%$ в II) и меньшим R_2O_3 ($M=14,6\%$, $S=2,2$ в I и $M=18,4\%$, $S=2,8\%$ в II), в сравнении с нижележащим; они близки по содержанию MnO , TiO_2 , CaO . Значения рН верхних горизонтов почв изменяется от кислых до нейтральных ($M=5,38$; $S=0,97$); с глубиной, как правило, происходит увеличение значений до нейтральных.

Все исследованные почвы отличаются друг от друга, главным образом, строением профиля в I, где, в среднем, формируется 4–5 горизонтов, однако их число может достигать семи, либо всего двух-трех. Более простым строением характеризуются почвы с более мощным верхним субстратом: статистическая связь мощности I и числа горизонтов обратно пропорциональна с уровнем значимости 0,01 ($\text{KK} =$

–0,70). Кроме того, число горизонтов обнаруживает обратно пропорциональную статистически значимую связь с рН в II (КК= –0,51), содержанием СаО (КК=0,58) и Fe₂O₃ (КК=0,46) в I; прямо пропорциональную с содержанием SiO₂ в I (КК=0,67). Таким образом, чем беднее и кислее породы, тем сложнее устроены почвы. На основании расчета КК между литологическими свойствами почв и мощностью горизонтов выявлено, что литология играет важную роль в формировании глеевого, субэлювиального, различных элювиальных горизонтов и практически не влияет на формирование гумусовых, иллювиальных, турбированных горизонтов. На исследованном участке выделены 5 типов почв: подзолистые, дерново-подзолистые, подзолы, дерново-подзолы, торфяно-глееземы.

Разнообразие растительных сообществ и почв. Исследуемые бореальные и суббореальные леса

включают в себя сообщества пяти циклов: зеленомошного, кустарничкового, мелкотравного, папоротникового и высокоотрадного (табл.), представленных ассоциациями с разной степенью выраженности парцеллярной структуры.

На исследуемой территории преобладают производные сообщества *бореальных лесов*. Сообщества *зеленомошного цикла* занимают максимальную площадь и характеризуются невысоким разнообразием, консервативным видовым составом, слабым горизонтальным расчленением, что приводит к отсутствию выраженной парцеллярной дифференциации. Сосново-березово-еловая (IV.1.2.) и березово-еловая с осинкой (IV.1.1.) марьянничково-чернично-зеленомошные ассоциации представлены средневозрастными коротко-производными сообществами от ельников чернично-зеленомошных. Древоустой сомкнутый, подлесок не выражен. В сложе-

Растительность и почвенный покров парцелл лесных сообществ водораздела

Растительность	Циклы	Парцеллы			
	I	I.1.a.	I.1.b.	I.1.c.	I.2.1.
II	II	II.1.a.	II.1.b.	II.2.1a.	III.1.1b.
		II.2.1b.	II.3.1.		
		III.1.1a.			
		IV			
		V	V.1.1b.		
Строение почвенных профилей с указанием средних значений и разброса в мощностях горизонтов					
Подтипы почв	Потечно-гумусовый торфяно-глеезем	Палево-подзолистая грубогумусированная	Палево-подзолистая грубогумусированная турбированная	Палево-подзолистая грубогумусированная контактно-осветленная	

нии травяно-кустарничкового яруса (ПП – до 80%) доминирует *Vaccinium myrtillus* L. с ПП 60% и более, присутствует небольшая примесь видов бореального мелкотравья. Видовая насыщенность невелика: 15–20 видов на пробную площадь. Выражен моховой ярус (ПП 40–60%), доминируют *Hylocomium splendens* (Hedw.) Bruch et al., *Pleurozium scheberi* (Brid.) Mitt.

Почвы сообществ формируются на одних из самых бедных R₂O₃ и основаниями породах, в сравнении с породами под сообществами других циклов; для них характерны и максимальные значения Кил, Кфг. Кислотность почв изменяется от очень кислых значений в верхней части, до слабокислых – в нижней. Сочетание бедности, вертикальной контрастности пород, широкое распространение мохового покрова, выступающего в качестве источника органических кислот и губки, обеспечивающей со-

хранение переувлажненного состояния почв, способствуют формированию в них максимального по мощности элювиального горизонта. Различие в составе древесных пород ассоциаций зеленомошного цикла отражается на морфологических свойствах почв: в почве ассоциации с большим участием мелколиственных пород (IV.1.1.) формируется грубогумусовый горизонт, отсутствующий в почве ассоциации IV.1.2. Исследованные почвы отнесены к палево-подзолистым с вложенным микропрофилем подзола контактно-осветленным (разр. IV.1.2.), в том числе грубогумусовым (разр. IV.1.1.), и являются наиболее сложно устроенными в сравнении с другими почвами участка.

Кустарничковый цикл, ценотически наиболее разнообразный, представлен, преимущественно, производными елово-березовыми сообществами с господством черники в напочвенном покрове. Выде-

рек Козловка и Стругнища. Наименования парцелл – см. в тексте

		I.1.1b.				
				II.1.1c.		
				II.3.2.		
						III.2.1.
						III.2.2.
IV.1.1.		IV.1.2.				
				V.1.1a.		
Палево-подзолистая грубогумусированная с микропрофилем подзола контактно-осветленная	Палево-подзолистая с микропрофилем подзола контактно-осветленная	Дерново-палево-подзолистая постагрогенная	Дерново-палево-подзолистая постагрогенная контактно-осветленная	Подзол грубогумусированный контактно-осветленный	Дерново-подзол постагрогенный с микропрофилем подзола	

лены 3 ассоциации. Сосново-елово-березовая мелкотравно-папоротниково-черничная ассоциация характеризуется средневозрастным древостоем с доминированием березы (СК 0,5–0,6) и участием ели (СК 0,2–0,3). Подрост развит неравномерно (СК около 0,1). При фоновом развитии черники (ПП 30–60%) дифференциация в составе и структуре травяно-кустарничкового яруса позволяет выделять 3 парцеллы. Елово-березовая мелкотравно-черничная (II.1.1c) имеет густой подрост с елью и березой более 3 м высотой, разреженный травяно-кустарничковый ярус с редким участием мезо-гигрофильных видов папоротников. Кустарничковый ярус разреженный, сложен *Sorbus aucuparia* L. Елово-березовая папоротниково-черничная парцелла (II.1.1b) имеет наиболее сомкнутый подлесок и характеризуется доминированием мезо-гигрофильных папоротников (*Athyrium filix-femina* (L.) Roth, *Dryopteris carthusiana* (Vill.) Н.Р. Fuchs, *D. filix-mas* (L.) Schott). В елово-березовой щитовниково-марьянниково-черничной парцелле (II.1.1a) возрастает роль *Melampyrum sylvaticum* L. Моховой ярус для ассоциации нехарактерен.

Дерново-палево-подзолистая постагrogenная контактно-осветленная почва формируется под парцеллой с обильным подростом березы (II.1.1c); в отличие от других почв ассоциации, она сохраняет морфологические следы распашки. На контакте двучленных отложений формируется горизонт контактного осветления, отсутствующий в почвах под двумя другими парцеллами, характеризующимися меньшими значениями Кил и Кфг. Почвы парцелл II.1.1a и II.1.1b представлены наиболее распространенными на исследуемом участке почвами – палево-подзолистыми грубогумусированными.

Осиново-сосново-елово-березовая мелкотравно-костяниково-черничная ассоциация отличается от описанной выше большим развитием березы в древостое (СК – 0,7–0,8) с единичным присутствием осины, хорошо выраженным подлеском из черемухи, рябины и шиповника иглистого, большую ролью бореальных и неморальных (*Asarum europaeum*, *Ajuga reptans*) видов. Общее ПП травяно-кустарничкового яруса составляет 60%, на долю черники приходится 20%. Выражены две парцеллы: с обильным подростом ели, разреженным подлеском с преобладанием бореальных элементов в травостое (II.2.1a) и с обильным подростом березы, сомкнутым подлеском, значительным участием широколиственных видов (II.2.1b). Почвы представлены палево-подзолистыми грубогумусированными, в том числе, турбированными (II.2.1a) вследствие ветровала.

Бликие по составу и структуре елово-березовая марьянниково-черничная (II.3.1) и березово-еловая чернично-марьянниковая (II.3.2) ассоциации представляют восстановительные стадии коренных еловых черничных лесов. В древостое развита береза (СК около 0,5), подлесок слабо выражен (присутствует рябина с ПП до 10%). В подросте формируется достаточно сомкнутый полог из ели с еди-

ничным участием березы. Травяно-кустарничковый ярус беден по видовому составу и прост по структуре. Доминируют черника и марьянник, небольшую примесь составляют виды мелкотравья. Встречаются отдельные пятна бореальных зеленых мхов. Парцеллы для ассоциаций не выражены. Почвы ассоциаций формируются на наиболее кислых и слабо контрастных по гранулометрическому составу породах (Кил и Кфг менее 2,8) в сравнении с почвами других циклов. Почвы елово-березовой марьянниково-черничной (II.3.1) и чернично-марьянниковой (II.3.2) ассоциации относятся к разным отделам классификации (альфагумусовому и текстурно-дифференцированному), но близки по своим свойствам, находятся на периферии таксономических групп.

В целом, особенностью почв сообществ кустарничкового цикла является повышенная мощность подстилки (максимальна в сравнении с почвами других циклов). Сообщества формируются на почвах различного гранулометрического состава и кислотности.

Мелкотравный цикл представлен небольшими фрагментами производных березово-еловых и березово-елово-сосновых сообществ. Березово-еловая мелкотравно-голокучниковая ассоциация характеризуется сомкнутым древостоем с равным участием ели и березы, разреженным подлеском из рябины (СК 0,1), бедным травяно-кустарничковым ярусом с доминированием видов бореального мелкотравья и незначительным участием широколиственных видов. Хорошо выражены елово-березовая мелкотравно-голокучниковая (III.1.1a) и березово-еловая с обильным подростом ели мелкотравно-рыхлопокровная (III.1.1b) парцеллы. Вторая отличается густым еловым подростом, под полог которого не проникает голокучник, а травяно-кустарничковый покров разрежен и обеднен. Почвы представлены палево-подзолистыми грубогумусированными, в том числе, контактно-осветленными под парцеллой III.1.1b, где Кил и Кфг, соответственно, равны 5,1 и 3,7.

В сообществах березово-елово-сосновой черемуховой майниково-кисличной (III.2.1) и сосново-березово-еловой майниково-кисличной (III.2.2) развит древостой (СК – 0,7–0,8) с участием сосны, разреженным подлеском из рябины и рыхлопокровным напочвенным покровом, преимущественно, из *Oxalis acetosella* L., *Maianthemum bifolium* (L.) F.W. Schmidt с небольшой примесью черники. Для первой ассоциации характерно участие черемухи в подлеске (СК–0,1) и пятна *Pleurozium schreberii*. Во второй ассоциации развит еловый подрост высотой более 3 м (СК – до 0,4). Их особенностью является наличие постагrogenного горизонта. Почвы диагностированы как дерново-подзолы постагrogenные.

Почвы мелкотравного и кустарничкового цикла близки по своим свойствам: они формируются на породах с разной мощностью верхнего субстрата, средними значениями, в сравнении с почвами других циклов, pH и SiO₂. В почвах формируется мощный элювиальный горизонт, некоторые почвы сохраняют следы распашки. Почвы мелкотравного цик-

ла, в отличие от почв других циклов, формируются на наиболее легких по гранулометрическому составу породах.

Суббореальные леса встречаются на территории локально, однако их сообщества характеризуются большей видовой насыщенностью, связанной, прежде всего, с увеличением в травостое роли неморальных видов и представителей мезо-гигрофильного высокоотравья. Эти сообщества формируются на наиболее богатых основаниями и R_2O_3 породах. Для каждой выделенной парцеллы характерен свой подтип почв.

Папоротниковый цикл представлен осиново-сосново-елово-березовой смородиново-черемуховой мелкоотравно-широкоотравно-щитовниковой ассоциацией. Выражен сомкнутый подлесок (СК 0,2–0,3) из ольхи, черемухи и смородины. Травостой сложен мезо-гигрофильными папоротниками (*Dryopteris expansa* (C. Presl) Fraser-Jenk. & Jermy, *Athyrium filix-femina*) и неморальными видами (*Asarum europaeum*, *Ajuga reptans*, *Galium odoratum* (L.) Scop.) при заметном участии бореального мелкоотравья. Общее ПП достигает 80%. Моховой ярус не выражен, встречаются отдельные пятна *Rhytidiadelphus triquetrus* (Hedw.) Warnst. Парцеллярная дифференциация в ассоциации, связана, прежде всего, с развитием подлеска. Выражены сосново-елово-березовая мелкоотравно-землянично-щитовниковая (V.1.1a) и елово-березовая с обильным подлеском из черемухи широкоотравно-мелкоотравно-щитовниковая (V.1.1b) парцеллы. Для почв характерен мощный гумусовый горизонт. Почвы диагностированы как дерново-палево-подзолистые постагрогенные (V.1.1a) и палево-подзолистые грубогумусированные (V.1.1b).

Сообщества **высокоотравного цикла** занимают на водоразделе небольшие участки. Елово-березовая шиповниковая кислично-борцово-хвощевая ассоциация приурочена к ложбине и имеет четко выраженную парцеллярную структуру. В елово-березовой широкоотравно-кислично-хвощевой парцелле (I.1.1a) подлесок разрежен (СК – 0,1), сложен шиповником. В сомкнутом травостое (ПП – 80%) выражен доминант – хвощ лесной, в примеси развит *Dryopteris expansa*. Моховой ярус имеет ПП около 50%, доминирует *Rhytidiadelphus triquetrus*. В почве диагностированы следы ветровала.

Елово-березовая мелкоотравно-щитовниково-хвощевая парцелла (I.1.1c) при сходстве структуры характеризуется отсутствием подлеска, большей ролью видов бореального мелкоотравья, менее сомкнутым моховым ярусом и общим обеднением видового состава. Она формируется на палево-подзолистой грубогумусированной почве. Обедненность видового состава растительности может быть обусловлена более кислыми, в сравнении с почвами других парцелл ассоциации, значениями pH и более мощным элювиальным горизонтом.

Наиболее специфичная парцелла представлена таволгово-хвощево-борцовым ценозом в лесном окне (I.1.1b) на палево-подзолистой постагрогенной

почве. Древостой не выражен, но по периферии произрастают березы и осины, обеспечивающие поступление листового опада. Из кустарников встречаются *Lonicera pallasii* Ledeb., *Rosa acicularis* Lindl. В сомкнутом травостое доминируют *Aconitum septentrionale* Koelle, *Filipendula ulmaria* (L.) Maxim., *Crepis sibirica* L., *Equisetum sylvaticum* L. Активное участие принимают широкоотравные виды и кислица. Моховой покров выражен, доминируют представители рода *Mnium*, встречается неморальный вид *Rhodobryum roseum* (Hedw.) Limpr.

Березово-еловая шиповниковая влажнотравно-чиновная ассоциация четко приурочена к периферийной части верхового болота на водоразделе. СК древостоя составляет 0,8. Кустарниковый ярус разнообразен по видовому составу (жимолость Палласа, рябина, шиповник иглистый, можжевельник сибирский). В травостое (ПП – 80%) доминируют чина весенняя, черника, костяника. Моховой ярус фрагментарный из *Rhytidiadelphus triquetrus*. Сообщество развивается на торфяно-глееземе потечно-гумусовом. Верхние 5 см глеевого горизонта покрашены подвижным органическим веществом, поступающим из мощного вышележащего торфяного горизонта, pH почв слабокислый.

В целом почвы высокоотравного цикла характеризуются наиболее высокими значениями pH, формируются в условиях повышенного содержания физической глины в почвообразующих породах, в сравнении с почвами других циклов. Для них характерна минимальная мощность элювиального горизонта.

Сопряженный анализ компонентов парцелл показывает, что различные растительные сообщества могут формироваться на одних и тех же почвенных подтипах. Палево-подзолистые грубогумусированные почвы и почвы, сохраняющие следы механических нарушений (распашка, ветровал) были обнаружены под сообществами всех циклов, за исключением зеленомошного. В то же время, только под последними формировались палево-подзолистые почвы с вложенным микропрофилом подзола контактно-осветленные. Наибольшее разнообразие почвенных подтипов обнаружено под сообществами, формирующимися на наиболее богатых почвообразующих породах (высокоотравном и папоротниковом). Несовпадение почвенных и геоботанических границ может быть вызвано процессами саморазвития растительности, включающих, в том числе, сукцессионные изменения и «захват» растительными сообществами новых территорий, а также влиянием антропогенного фактора.

Анализ корреляционных связей растительности и почв с использованием непрямой ординации. Среди морфологических свойств почв фитоценоотическое разнообразие на парцеллярном уровне обнаруживает наиболее тесные связи с мощностью элювиального горизонта, влияющего на доступность элементов питания. Высокие значения КК отмечены также между осью 1 NMS-ординации со значениями суммарной мощности гумусового горизонта (рис.). Среди аналитических свойств почв

ярус, сложенный большим числом видов, имеет большую вариабельность признаков, поэтому его сопряженность с почвенными показателями выражена в меньшей степени. Основную роль в парцеллярной дифференциации плакорных среднетаежных еловых лесов в условиях их сукцессионного развития играет участие и соотношение лиственных и хвойных пород и связанное с ними влияние фитогенного поля, что подтверждается аналогичными исследованиями [Карпачевский с соавт., 1971; Карпачевский с соавт., 2007], в отличие от сосновых лесов, где парцеллярность связана с особенностями биологического круговорота в сообществах [Герасимова, Лазукова, 1980].

Выводы:

– в условиях активного хозяйственного использования среднетаежных лесов, при восстановлении их сообществ не наблюдается четкого соответствия фитоценотического и почвенного компонентов парцелл за счет инертности исследуемых почвенных свойств по отношению к быстрее меняющимся биотическим компонентам. Различные растительные сообщества могут формироваться на одних и тех же почвенных подтипах. Фактор саморазвития фитоценозов является более существенным при формировании геоботанических границ в сравнении с литогенным;

– исследованные сообщества зеленомошного и мелкотравного циклов характеризуются отсутстви-

ем выраженной парцеллярной дифференциации. Увеличение парцеллярного разнообразия, выявленного в пределах кустарничкового, высокотравного и папоротникового циклов связано с участием видов широколиственной, высокотравной эколого-ценотических групп, мезо-гигрофильных папоротников. Сообщества двух последних циклов характеризуются максимальным почвенным разнообразием;

– существенна роль состава и структуры древесного, кустарничкового ярусов и подроста в отношении сопряженности фитоценозов и почв, на которых они развиваются, за счет влияния фитогенного поля образующих полог видов. С большей вариабельностью состава и структуры напочвенного покрова фитоценозов (травяно-кустарничковый и мохово-лишайниковый ярусы) как в пространстве, так и во времени, связано отсутствие их сопряженности с морфологическим строением почвенного профиля;

– фитоценотическое разнообразие, определенное на основе индексов разнообразия, не имеет тесной взаимосвязи с изменением почвенных параметров. Выявленные корреляции показателя индекса Шеннона (положительная – с мощностью гумусового горизонта, отрицательная – с мощностью элювиального горизонта) свидетельствуют о тенденции к увеличению видового богатства при улучшении условий доступности элементов питания. Увеличение количества видов совпадает с уменьшением кислотности почв.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60056 мол_а_дк. Авторы выражают благодарность докт. геогр. н. А.В. Хорошеву и канд. геогр. н. Н.Б. Леоновой за помощь при обсуждении результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арманд А.Д., Таргульян В.О. Принцип дополнительности и характерное время в географии // Системный подход в географии. М.: Наука, 1972. С. 18–23.
- Бязров Л.Г., Дылис Н.В., Жукова В.М. и др. Основные типы широколиственно-еловых лесов и их производных Малинского лесничества Краснопахринского района Московской области // Биогеоценологические исследования в широколиственно-еловых лесах. М.: Наука, 1971. С. 70–150.
- Герасимова М.И., Лазукова Г.Г. О парцеллярности биогеоценозов сосновых лесов на полиминеральных песках центра Русской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 1980. № 2. С. 46–59.
- Годельман Я.М. Неоднородность почвенного покрова и использование земель. М.: Наука, 1981. 200 с.
- Дылис Н.В., Уткин А.И., Успенская И.М. О горизонтальной структуре лесных биогеоценозов // Бюлл. МОИП. Отд. биологии. 1964. Т. 69. № 4. С. 65–72.
- Емельянова Л.Г., Горяинова И.Н., Леонова Н.Б. Виды растений и животных северной периферии ареалов в биоценозах средней тайги на территории европейской части России // Вопросы географии. Актуальная биогеография. Сб. 134. М.: Изд. дом «Кодекс», 2012. С. 212–223.
- Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 312 с.
- Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Ташинова Л.Н., Руденко Р.Н. Почвенный покров и структура лесного биогеоценоза // Лесоведение. 2007. № 6. С. 107–113.
- Карпачевский Л.О., Холопова Л.Б., Михайленко Н.В. Почвы черноольшаников Московской области // Почвоведение. 1993. № 6. С. 5–15.
- Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
- Лавренко Е.М. Принципы и единицы геоботанического районирования // Геоботаническое районирование СССР. М.: Наука, 1947. С. 9–13.
- Мяло Е.Г., Горяинова И.Н., Леонова Н.Б. Ценотическое разнообразие среднетаежных лесов европейской части России // Вопросы географии. Актуальная биогеография. Сб. 134. М.: Изд. дом «Кодекс», 2012. С. 133–148.
- Нештаев Ю.Н. Методы анализа геоботанических материалов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 192 с.
- Никитина О.А., Горбунова И.А., Леонова Н.Б. Фитоиндикация автоморфных среднетаежных почв Устьянского плато (Архангельская область) // Проблемы региональной экологии.

2016. № 3. С. 41–46.

Сукачѳв В.Н., Зонн С.В. Методические указания к изучению типов леса. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 144 с.

Холопова Л.Б. Динамика свойств почв в лесах Подмоскoвья. М.: Наука, 1982. 120 с.

Хорошев А.В. Факторы саморазвития пространственной структуры таѳжного ландшафта // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 5–12.

Хорошев А.В., Прозоров А.А. Динамика щелочно-кислотных условий в почвах среднетаѳжных ландшафтов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 2000. Т. 5. № 1. С. 50–55.

Kabata-Pendias A. Trace elements in soils and plants. New York: CRC Press, 2011. 506 p.

Webster R. Is soil variation random? // Geoderma. 2000. V. 97. P. 149–163.

Xu J.M., Tang C., Chen Z.L. The role of plant residues in pH change of acid soils differing in initial pH // Soil Biology and Biochemistry. 2006. V. 38. № 4. P. 709–719.

Поступила в редакцию 05.07.2018

После доработки 21.01.2019

Принята к публикации 21.02.2019

M.V. Bocharnikov¹, M.A. Smirnova²

PARCEL STRUCTURE OF THE MIDDLE TAIGA UPLAND BIOGEOCENOSSES WITHIN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE USTYANSK PLATEAU

The parcel structure of forest biogeocenoses of the watershed of the Kozlovka and the Strugnica rivers in the south of the Arkhangelsk region was studied in detail. Statistical relationships between the parameters of soils and vegetation have been revealed by the indirect ordination and correlation analysis. It was shown that the diversity of plant component of parcels in the middle taiga forests of 50–70 years of age is higher than that of soils. Different plant communities can be formed on the same soil subtypes, and the potential of indication is small. The closest connections between the parameters of soils and vegetation are characteristic of the tree and shrub layers and the upper horizons of soils (litter, humus and eluvial horizons). Differences in the composition of the ground cover of phytocenoses do not reflect the features of the soil profile structure, but are significantly associated with several chemical and physical-chemical soil characteristics.

Key words: podzolic soils, podzols, boreal and subboreal forests, forest association cycles, parcels, multidimensional analysis

Acknowledgements. The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 16-35-60056 mol_a_dk). The authors are grateful to A.V.Khoroshev, D.Sc. in Geography, and N.B.Leonova, PhD. in Geography, for their assistance during the discussion of results.

REFERENCES

Armand A.D., Targul'yan V.O. Princip dopolnitel'nosti i harakternoe vremya v geografii [The principle of complementarity and characteristic time in geography] // Sistemnyj podhod v geografii. M.: Nauka, 1972. P. 18–23. (In Russian)

Byazrov L.G., Dylis N.V., Zhukova V.M. i dr. Osnovnye tipy shirokolistvenno-elovyh lesov i ih proizvodnyh Malinskogo lesnichestva Krasnopahhrinskogo rajona Moskovskoj oblasti [The main types of broadleaf-spruce forests and their derivatives in the Malinsky forestry of the Krasnopakhhrinsky district of the Moscow region] // Biogeocenoticheskie issledovaniya v shirokolistvenno-elovyh lesah. M.: Nauka, 1971. P. 70–150. (In Russian)

Dylis N.V., Utkin A.I., Uspenskaya I.M. O gorizontāl'noj strukture lesnyh biogeocenozov [On the horizontal structure of forest biogeocenoses] // Byull. MOIP. Otd. biologii. 1964. T. 69. № 4. P. 65–72. (In Russian)

Emel'yanova L.G., Goryainova I.N., Leonova N.B. Vidy rastenij i zhivotnyh severnoj periferii arealov v biocenozah srednej tajgi na territorii evropejskoj chasti Rossii [Plants and animals species

of the northern periphery of areas in biocenoses of the middle taiga within the European part of Russia] // Voprosy geografii. Aktual'naya biogeografiya. Sb. 134. M.: Izd. dom «Kodeks», 2012. P. 212–223. (In Russian)

Gerasimova M.I., Lazukova G.G. O parcellyarnosti biogeocenozov osnovnyh lesov na polimineral'nyh peskah centra Russkoj ravniny [On the parcellarity of biogeocenoses of pine forests on polymineral sands of the center of the Russian Plain] // Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya. 1980. № 2. P. 46–59. (In Russian)

Godel'man Ya.M. Neodnorodnost' pochvennogo pokrova i ispol'zovanie zemel' [Heterogeneity of soil cover and land use]. M.: Nauka, 1981. 200 p (In Russian)

Holopova L.B. Dinamika svojstv pochv v lesah Podmoskov'ya [Dynamics of soil properties in the forests of the Moscow region]. M.: Nauka, 1982. 120 p. (In Russian)

Horoshev A.V. Faktory samorazvitiya prostranstvennoj struktury tayozhnogo landshafta [Factors of self-development of

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Biogeography, Senior Research Scientist, PhD. in Geography; e-mail: maxim-msu-bg@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Landscape Geochemistry and Soil Geography, Senior Research Scientist, PhD. in Geography; e-mail: summerija@yandex.ru

the spatial structure of taiga landscape] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2004. № 4. P. 5–12. (In Russian)

Horoshev A.V., Prozorov A.A. Dinamika shchelochno-kislotnyh uslovij v pochvah srednetaezhnyh landshaftov [Dynamics of alkaline-acid conditions in soils of the middle taiga landscapes] // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. 2000. T. 5. № 1. P. 50–55. (In Russian)

Kabata-Pendias A. Trace elements in soils and plants. New York: CRC Press, 2011. 506 p.

Karpachevskij L.O., Zubkova T.A., Tashninova L.N., Rudenko R.N. Pochvennyj pokrov i struktura lesnogo biogeocenoza [Soil cover and structure of forest biogeocenosis] // *Lesovedenie*. 2007. № 6. P. 107–113. (In Russian)

Karpachevskij L.O. Pestrota pochvennogo pokrova v lesnom biogeocenoze [Diversity of soil cover in forest biogeocenosis]. M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1977. 312 p. (In Russian)

Karpachevskij L.O., Holopova L.B., Mihajlenko N.V. Pochvy chernool'shanikov Moskovskoj oblasti [Soils of black alder forests of the Moscow Region] // *Pochvovedenie*. 1993. № 6. P. 5–15. (In Russian)

Klassifikaciya i diagnostika pochv Rossii [Classification and diagnostics of soils in Russia]. Smolensk: Ojkumena, 2004. 342 p. (In Russian)

Lavrenko E.M. Principy i edinicy geobotanicheskogo rajonirovaniya [Principles and units of geobotanical zonation] //

Geobotanicheskoe rajonirovanie SSSR. M.: Nauka, 1947. P. 9–13. (In Russian)

Myalo E.G., Goryainova I.N., Leonova N.B. Cenoticheskoe raznoobrazie srednetaezhnyh lesov Evropejskoj chasti Rossii [Cenotic diversity of the middle taiga forests of the European part of Russia] // *Voprosy geografii. Aktual'naya biogeografiya*. Sb. 134. M.: Izd. dom «Kodeks», 2012. P. 133–148. (In Russian)

Neshataev Yu.N. Metody analiza geobotanicheskikh materialov [Methods of analysis of geobotanical materials]. L.: Izd-vo LGU, 1987. 192 p. (In Russian)

Nikitina O.A., Gorbunova I.A., Leonova N.B. Fitoindikaciya avtomorfnyh srednetaezhnyh pochv Ust'yanskogo plato (Arhangel'skaya oblast') [Phytoindication of automorphic middle taiga soils of the Ustyansk Plateau (Arkhangelsk Region)] // *Problemy regional'noj ehkologii*. 2016. № 3. P. 41–46. (In Russian)

Sukachyov V.N., Zonn S.V. Metodicheskie ukazaniya k izucheniyu tipov lesa [Methodological guidelines for the study of forest types]. M.: Izd-vo AN SSSR, 1961. 144 p. (In Russian)

Webster R. Is soil variation random? // *Geoderma*. 2000. V. 97. P. 149–163.

Xu J.M., Tang C., Chen Z.L. The role of plant residues in pH change of acid soils differing in initial pH // *Soil Biology and Biochemistry*. 2006. V. 38. № 4. P. 709–719.

Received 05.07.2018

Revised 21.01.2019

Accepted 21.02.2019

ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. СЕРИЯ 5. ГЕОГРАФИЯ»

Журнал «Вестник Московского университета. Серия 5. География» публикует результаты оригинальных исследований в различных областях географической науки, теоретические, методические и обзорные статьи, представляющие интерес для мирового научного сообщества. К публикации также принимаются краткие сообщения (объем до 5 стр. или 9–10 тыс. знаков с пробелами, до 2 рисунков и до 10 позиций в списке литературы), информация о научных конференциях и событиях, рецензии на книги. Представленные к опубликованию материалы должны соответствовать формальным требованиям журнала, пройти процедуру слепого рецензирования и получить рекомендацию к публикации на заседании редколлегии журнала. Решение о публикации принимается на основе научной значимости и актуальности представленных материалов. Статьи, отклоненные редакционной коллегией, повторно не принимаются и не рассматриваются.

Комплектность. Представленные в редакцию материалы должны включать направление с места работы (учебы) автора; текст статьи, подписанный всеми авторами; аннотацию статьи и ключевые слова на русском и английском языках; таблицы, рисунки и подписи к ним. Материалы (за исключением направления) представляются в распечатанном виде в двух экземплярах и в электронном виде.

Структура и оформление статьи. На первой странице статьи необходимо указать УДК (печатается над заголовком статьи слева), инициалы и фамилию автора, название статьи. Внизу страницы в виде цифровых сносок для каждого автора указываются место работы, должность, ученая степень, адрес электронной почты. Информация о выполнении работы в рамках программы (проекта), о ее финансовой поддержке указывается в конце статьи. Изложение должно быть ясным, лаконичным и последовательным. Статья должна быть структурирована и включать рубрики: введение; материалы и методы исследований; результаты исследований и их обсуждение; выводы; список литературы.

Текст набирается шрифтом Times New Roman 14 кеглем через 1,5 интервала, с отступом абзацев 1,25 см. Страницы А4 имеют верхнее и нижнее поля 2 см, 2,5 см слева и 1,5 см справа; с нумерацией вверху страницы. Объем статьи не должен превышать 14–16 страниц (включая список литературы и таблицы) и не более 3–4 рисунков. Статьи большего объема могут быть опубликованы в исключительных случаях по решению редакционной коллегии.

Нумерация формул (сплошная по всей статье) указывается в скобках цифрами (1, 2 и т. д.) с правой стороны. Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте.

Список литературы приводится в конце статьи: сначала в соответствии с русским алфавитом, затем – с английским, по тексту статьи даются ссылки в квадратных скобках [Иванов, 1985]. Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, полное название монографии, место издания, издательство, год издания, страницы; для периодических изданий – фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номера страниц. Для списка References (рекомендуем пользоваться ресурсом <http://www.translit.ru>) для русскоязычных позиций сделать транслитерацию ФИО авторов и названия работы; в квадратных скобках дать перевод названия на английский язык, транслитерацию выходных данных, в скобках (in Russian). Ссылки на иностранных языках остаются в оригинальном варианте. Пример оформления первой страницы и списка литературы см. на сайте журнала.

Таблицы печатаются на отдельной странице каждая, кегль 14, через 1,5 интервала. Нумеруются по порядку упоминания их в тексте арабскими цифрами. После номера должно следовать название таблицы. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями.

Все рисунки необходимо присылать в формате JPEG, отдельным файлом. На иллюстрациях следует избегать лишних деталей и надписей (надписи рекомендуется заменять цифрами или буквами, разъяснение которых дается в подрисуночных подписях или в тексте). Линии на рисунках должны быть четкими (5–6 рix). Ширина рисунков не должна превышать 180 мм, высота – 240 мм. Шрифт буквенных и цифровых обозначений на рисунке Times New Roman (9–10-й кегль). В рисунках рекомендуется применять разные типы штриховки (с размером шага, позволяющим дальнейшее уменьшение). Фото контрастными.

Возможна публикация цветных рисунков в online версии журнала. При этом они должны хорошо читаться и при черно-белой печати в «бумажной» версии.

Подрисуночные подписи представляются на отдельной странице, кегль 14, через 1,5 интервала.

Статьи принимаются на географическом факультете в редакции, через сайт журнала и по электронной почте.

Редакция: комната 2108а, тел. +7(495)-939-29-23. Сайт журнала <http://geogrmsu.elpub.ru/jour/index> Электронная почта: vestnik_geography@mail.ru

Плата за публикацию не взимается.