

---

---

ОРИГИНАЛЬНЫЕ  
СТАТЬИ

---

---

УДК 630\* 114.441.2: 631.445.11(470.1)

**ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ  
НА СЕВЕРНОМ ПРЕДЕЛЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕСА  
В ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ**

© 2011 г. Г. В. Русанова

*Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28  
e-mail: kirienko@ib.komisc.ru*

Поступила в редакцию 18.03.2008 г.

Дана характеристика почв границы леса с тундрой на Приполярном Урале (хребет Западные Саледы) и под сохранившимися островками елового леса в тундре, в бассейне р. Море-ю, вблизи побережья Баренцева моря. В почвенном покрове Приполярного Урала, на пределе распространения леса, сохранилась информация о предшествующих фазах развития. Формирование в горной тундре подзола относится к теплым периодам голоцена. Охарактеризованы двухъярусные почвы (подбуры на погребенных подзолах) бассейна р. Море-ю.

*Приполярный Урал, оподзоленные подбуры, бассейн реки Море-ю, двухъярусные почвы (подбуры на подзолах).*

Интенсификация промышленного освоения Севера, в том числе Урала, коренным образом изменяет экологическую обстановку, вызывает многообразные и трудно прогнозируемые последствия. Для оценки экологических нарушений необходимы фундаментальные знания о состоянии экосистем и, в частности, почвенного покрова. Особо чувствительными ко всякого рода изменениям являются почвы под лесами на пределе их распространения, в переходных между природными зонами полосах, испытывавших неоднократные зональные подвижки в прошлом, а также под островками леса, сохранившимися в зоне тундры. Именно эти объекты сохраняют почвенно-генетическую информацию о предыдущих периодах почвообразования, необходимую для реконструкции прошлой среды и прогнозных разработок будущих изменений, с учетом циклического характера климата [7].

О неоднократном смещении верхней границы леса на Полярном Урале, вследствие флуктуации климата в голоцене, отмечается в работе Кошкарновой с соавторами [3]. Еловые леса с южнотаежными видами в напочвенном покрове произрастали на Полярном Урале 8500 лет назад. На территории Субарктики, в бассейне Хайпудырской губы Баренцева моря, 7500–6500 лет назад простирались северотаежные леса [1]. Переме-

щения леса в голоцене происходили до суббореального периода, после которого установилась ерниковая тундра [5].

Целью настоящей работы является изучение процессов почвообразования на границе леса и тундры Приполярного Урала и под лесными островками в субарктической тундре.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА

Изучались почвы западного и восточного склонов хребта Западные Саледы (высота 1045 м над ур. моря, 65°20' с.ш.), между реками Нидысей и Индысей (притоки р. Косью). Почвообразование на Урале развивается на хрящевато-обломочном кислом элювии и элюво-делювии коренных пород: кислых кристаллических кварцито-хлоритовых и кварцито-серицито-хлоритовых сланцев, на хорошо дренируемых склонах [9, 10]. В верхней части таежного пояса Приполярного Урала, на высоте 500–600 м над ур. моря, произрастают лиственничные редколесья предтундрового типа с березой извилистой и рябиной в подлеске, ерником, кустарничками, мохово-лишайниково-травянистым покровом. В этих условиях развиваются почвы с морфологически выраженными (в виде белесых пятен) признаками оподзоливания. В пределах высот 600–700 м преобладают горные

(альпийские) тундры, субальпийские и альпийские луга. В поясе горных тундр почвы не образуют сплошного покрова, фрагментарно встречаются среди каменистых россыпей и останцов, под ерниково-мохово-лишайниковой, с примесью трав, растительностью.

Исследованы почвы нижней ( $67^{\circ}57'$  с.ш.,  $59^{\circ}50'$  в.д.) части бассейна р. Море-ю, на севере Большеземельской тундры. Рельеф исследуемого района в основном выровненный, отражает морские трансгрессии. В качестве почвообразующих пород служат ледниковые моренные суглинки, морские и флювиогляциальные пески, эоловые и аллювиальные отложения. Район характеризуется сплошным типом распространения многолетнемерзлых пород.

Равнинность ландшафта к северу от границы леса с тундрой обеспечивает очень постепенное изменение климатических условий вдоль широтного градиента. Это дает возможность сохранения островков елового леса в защищенных и хорошо дренированных условиях террас речных долин вплоть до побережья Баренцева моря. Лесной остров в бассейне Море-ю образован отдельными группами сибирской ели (*Picea obovata* Ledeb.) и березой извилистой (*Betula tortuosa* Ledeb.), с древовидными и кустарниковыми формами ивы (*Salix dasicladus* Wimm, *S. glauca* L.), можжевельника (*Juniperus sibirica* Burgsd.), жимолости (*Lonicera caerulea* L.), красной смородины (*Ribes rubrum* L.), ерника (*Betula nana* L.), а также кустарничками и травянистыми растениями. Господствующими растительными формациями в зональных ландшафтах являются мохово-кустарничковые тундры. В понижениях вдоль водотоков и по склонам оврагов, в местах накопления снега развиты кустарниковые заросли. Присутствие в составе островков типично таежных видов одноцветки (*Moneses uniflora* (L.)), рамишии (*Ramischia secunda* (L.)) указывает на распространение таежных лесов в теплые фазы голоцена до побережья Баренцева моря. Эта точка зрения подтверждается рядом исследований торфяников [1, 4, 6] и остатков древесины [3, 11]. Возраст деревьев не превышает 200 лет.

Названия почв даны в соответствии с [2, 13].

Для изучения генетических особенностей почв выбраны опорные разрезы, контролируемые рядом прикопок. В лаборатории “Экоаналит” Института биологии Коми НЦ УрО РАН определяли гранулометрический состав, физико-химические свойства почв по аттестованным методикам: гранулометрический состав с дисперсацией и кипячением в присутствии NaOH по Качинскому,

несиликатные соединения Fe и Al в оксалатной и дитионитной вытяжках по Тамму и Джексона, обменные основания – в ацетатно-аммонийной вытяжке (рН 7), с последующим атомно-абсорбционным определением на Хитачи 180-60, рН – в водной и KCl вытяжках потенциометрически со стеклянным и хлорсеребряным электродами, C и N – на анализаторе ANA-1500, оптическая плотность – в оксалатной вытяжке, обменная кислотность – по Соколову.

Микроморфологическое исследование почвенных шлифов проводилось на поляризационном микроскопе МИН-8 (увеличение 70–80, николи параллельны).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### Почвы Приполярного Урала

*Редколесный предтундровый пояс*, высота 570 м над ур. моря

Почвы отличаются монотонной бурой окраской, укороченностью профиля, сильной хрящеватостью, грубогумусовым органо-аккумулятивным горизонтом. Выветривание богатых первичными минералами пород способствует аккумуляции гидроксидов Fe, педогенному переоформлению.

В подбурах оподзоленных (Cambisols) A0 (0–10 см)-BHFe (10–16 см)-BHF (16–31 см)-BC (31–45 см) переходной полосы предтундрового редколесья обнаруживаются диагностические признаки этого подтипа в горизонте BHFe в виде белесых пятен и линз, фиксируемых также в микростроении (осветленные, отмытые микрозоны, рис. 1а).

Хорошая агрегированность, аллохтонные пленки оксидов Fe и органического вещества обнаруживаются на поверхности агрегатов и стенках трещин горизонта BHF (рис. 1б, в). Аккумулятивное распределение оксалатнорастворимых форм оксидов Fe и Al выявлено аналитически (табл. 1). Почвы склонов восточной (разрез 7) и западной (разрез 22) экспозиций характеризуются высокой актуальной и обменной кислотностью, низким содержанием обменных оснований, накоплением C около 2%. Оптическая плотность оксалатной вытяжки не выявляет подзолистого процесса, согласно системе классификации WRB [13].

*Пятна горных тундр*, высота 575 м над ур. моря

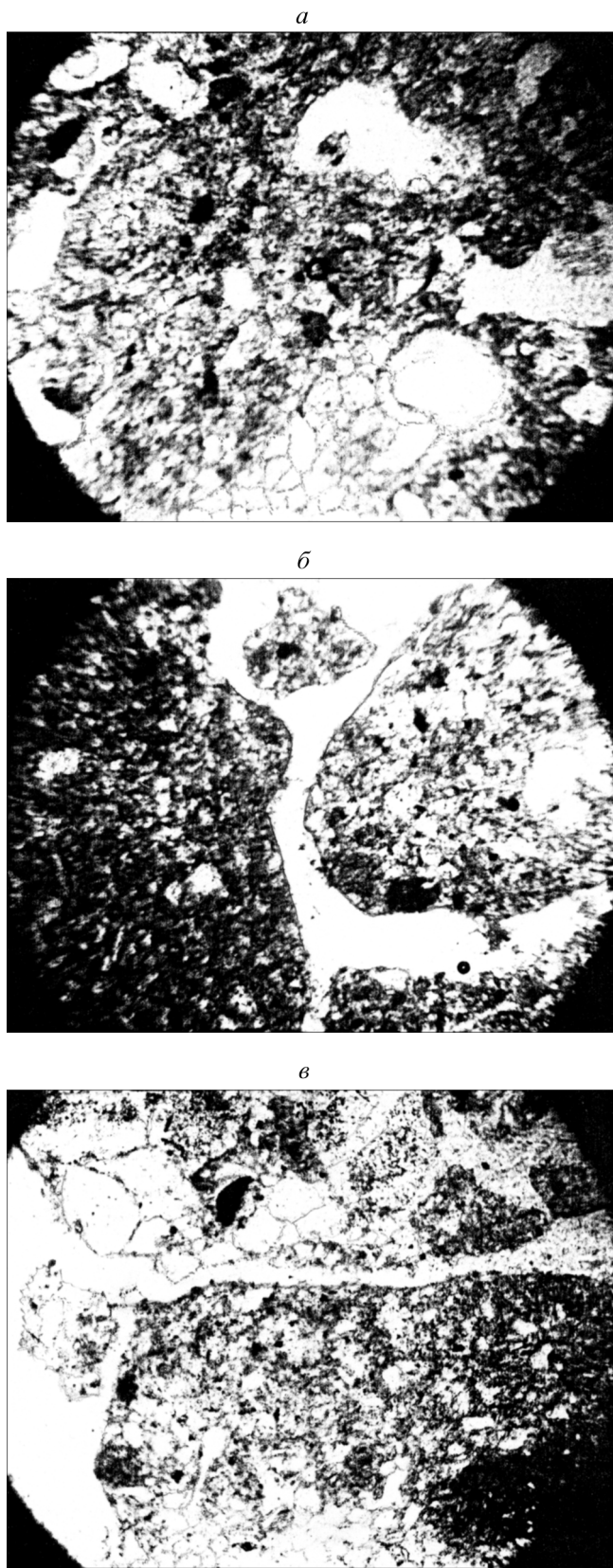
Характерными почвами горных тундр (Alpine heathland) WRB [13] являются подбуры глееватые оподзоленные (Cambisols) A0 (0–12 см)-BHFg

(12–15 см)-ВНf (15–18 см)-ВНf (18–31 см)-ВС (31–35 см), разрез 13. Очевидно, в результате продолжительного пребывания почвы в мерзлом состоянии в ней происходит периодический застой воды и как следствие – слабое оглеение, формируется более мощный слой подстилки. Микростроение горизонта А0 характеризуется темно-серым до черного цветом с буроватым оттенком, изометричными и угловатыми агрегатами, фрагментами пород и растительных остатков (рис. 2а). Горизонт ВНfg четко агрегирован, с Fe-пятнами и конкрециями, колломорфными гумусо-Fe пленками по стенкам агрегатов (рис. 2б). В нижележащем горизонте ВС (рис. 2в) фиксируются зеленоватые фрагменты пород с бурым ободком из соединений аморфных оксидов Fe (продукт выветривания) и аккумуляции мелких агрегатов вокруг крупных (результат криогенеза). Профильное распределение подвижных оксидов железа имеет элювиально-иллювиальный характер (табл. 1). Аккумуляция аморфных форм алюминия происходит глубже и связана, по-видимому, с оподзоливанием почвы. Более глубокая миграция Al по сравнению с Fe объясняется подвижностью соединений Al в более широком интервале значений pH и связью Al с наиболее подвижными низкомолекулярными комплексами гумусовых веществ. Анализ оптической плотности указывает на наличие подзолистого процесса, согласно системе классификации WRB. Железистые пятна и хлопья – признаки слабых глеевых процессов, способствующих дестабилизации профиля. Подбур глееватый оподзоленный имеет растянутый, дифференцированный по железу профиль. Сизо-белесые пятна в верхней части являются следствием как элювиально-глеевого выноса, так и оподзоливания. Признаки подвижности тонкодисперсной массы – гумусо-железистые пленки на скелетных частицах и агрегатах в горизонте ВНfg подтверждают проявление Al-Fe-гумусового процесса в этой почве.

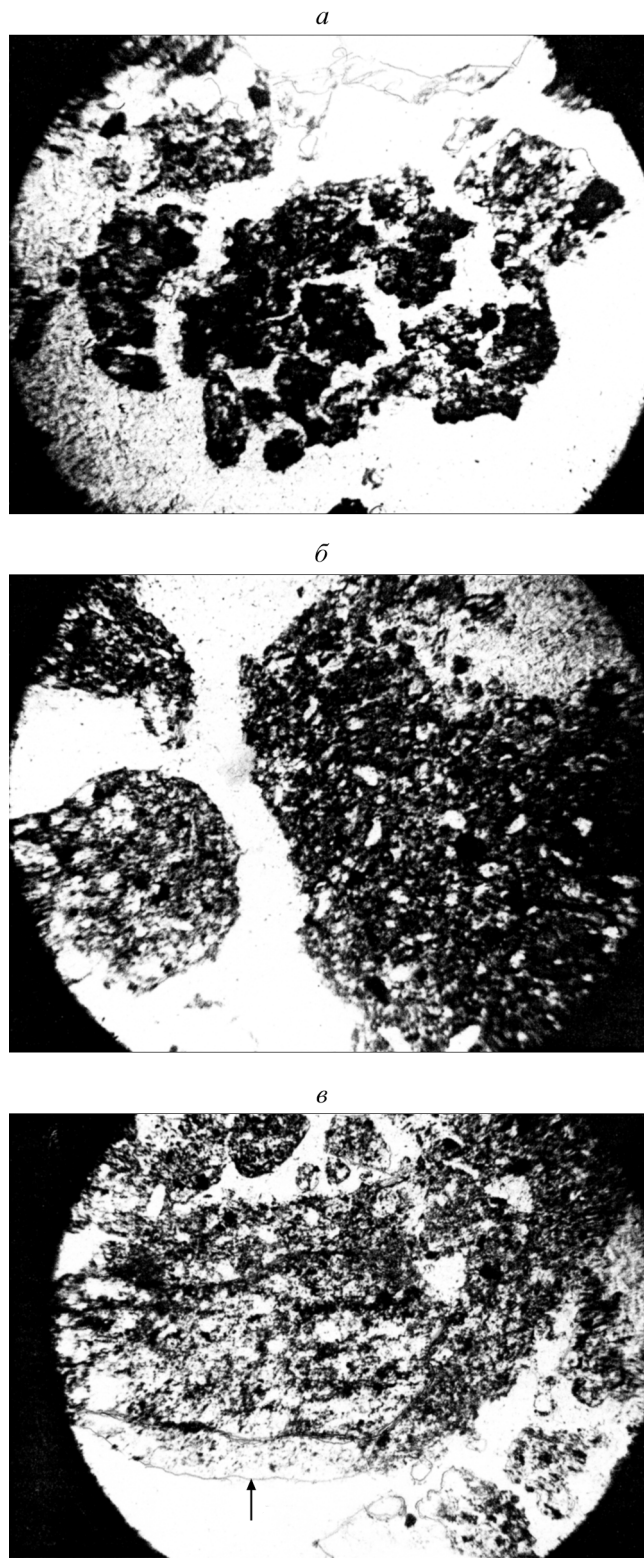
В поясе горных тундр с криогенными пятнами, в которых происходит вымораживание щебня на поверхность, под редкими фрагментами растительного покрова формируются карликовые иллювиально-гумусовые подзолы (Dwarf Podzols). Горизонт А0 (0–1.5 см), черная (10R<sup>2</sup>/<sub>1</sub>) рыхлая подстилка, пронизанная корнями. В микростроении наблюдаются округлые агрегаты, сформированные из фрагментов растительных тканей, и желто-коричневая аморфная плазма. Горизонт Е (1.5–2.5 см) буровато-серый (5YR<sup>5</sup>/<sub>2</sub>) легкий суглинок, с пластинчатыми и округлыми микроагрегатами, пленками на скелетных зернах, и признаками криотурбаций (деформация элемен-

Таблица 1. Физико-химические свойства почв Приполярного Урала

Разрез	Горизонт	Глубина, см	pH		%		Обменная кислотность, мг-экв./100 г <sup>-1</sup>			Обменные основания, моль 100 г <sup>-1</sup>		Несиликатные оксиды по Тамму, %		Оптическая плотность оксалатной вытяжки
			водный	солевой	C	N	общая	H	Al	Ca	Mg	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
7	A0	0–10	4.15	3.24	39.72	1.43	11.68	3.36	8.32	7.80	2.17	0.26	0.62	–
	ВНfе	10–16	4.28	3.46	2.29	0.20	13.75	0.12	13.63	0.46	0.24	1.38	0.70	0.23
	ВНf	16–31	5.00	4.28	1.48	0.14	7.12	0.04	7.08	0.08	0	1.14	1.20	0.10
	ВС	31–45	5.08	4.33	0.99	0.10	7.96	0.04	7.92	0.10	0	0.86	1.15	–
22	A0	0–5	4.17	3.25	32.59	1.61	12.64	3.84	8.80	3.26	1.30	–	–	–
	ВНfе	5–8	4.40	3.69	2.78	0.22	15.20	0.16	15.04	0	0.06	1.50	0.60	0.31
	ВНf	8–21	4.89	4.15	2.56	0.21	10.20	0.10	10.10	0	0	2.76	2.24	0.32
	BCg	21–34	5.13	4.40	1.33	0.11	6.04	0.04	6.00	0	0	1.00	1.40	–
13	A0	0–12	4.50	3.76	25.68	1.59	12.48	1.44	11.04	1.85	0.73	0.54	1.02	–
	ВНfg	12–15	4.52	3.67	4.88	0.48	11.6	0.32	11.24	0.29	0.11	1.01	0.74	0.25
	ВНf	15–18	4.77	3.97	2.86	0.27	6.85	0.10	6.75	0.18	0.06	1.80	0.88	0.41
	ВНf	18–31	4.75	4.18	1.95	0.18	8.36	0.12	8.24	0.26	0.02	1.01	1.07	0.23
	ВС	31–35	4.89	4.36	1.64	0.14	6.02	0.05	5.97	0.10	0	0.98	1.07	0.20



**Рис. 1.** Микростроение подбугра оподзоленного: *a* – горизонт ВНFe: осветленные микрозоны (нижняя часть фото, середина); *б, в* – горизонт ВНF и ВС: гумусо-Fe-пленки на поверхности агрегатов и трещин.



**Рис. 2.** Микростроение подбугра глееватого оподзоленного: *a* – горизонт АО: изометричные агрегаты, фрагменты растительных остатков; *б* – горизонт ВНFg: Fe-пятна и конкреции (указано стрелкой), пленки по краям агрегатов; *в* – горизонт ВНF: выветривающиеся фрагменты пород с бурым ободком на поверхности (указано стрелкой).

тов глинистой плазмы). Горизонт ВН (2.5–3.5 см) темно-коричневый ( $5YR^{3/3}$ ) суглинок, округло микроагрегирован; на зернах – пленки и ободок из мелких бурых гумусовых агрегатов. Плазма изотропная, гумусо-Fe. Подстиляется сплошными обломками пород. Мерзлота отсутствует. Четко дифференцированный, хотя и маломощный, профиль подзола свидетельствует о его зрелости и унаследованности от более теплых периодов педогенеза.

Таким образом, в оподзоленных подбурях предтундровых редколесий при повышенном участии кустарничков и мхов в покрове доминирующими процессами являются: 1) внутрипочвенное выветривание с освобождением несиликатных форм Fe, вызывающих оструктурирование почвенной массы, 2) аккумулятивное внутрипрофильное распределение  $R_2O_3$  и гумуса, 3) Al-Fe-гумусовая миграция. В тундровых подбурях основными процессами являются элювиально-глеевые, оподзоливание, Al-Fe-гумусовые, криогенные, без многолетнемерзлого слоя в пределах профиля. Резерв легковыветривающихся минералов, обеспечивающих запас Fe и оструктуренность, придает почвам стабильность.

Интенсификация Al-Fe-гумусового процесса, дестабилизация профилей зависят как от степени внутренней дренированности почв, характера гумуса органо-аккумулятивного горизонта, так и экспозиции склона. Быстрая полимеризация гумуса в более суровых условиях восточного склона и криогенное оструктурирование являются причиной менее интенсивной элювиально-иллювиальной дифференциации подвижных  $R_2O_3$ .

#### Почвы бассейна р. Море-ю

Под островками елового леса, вышедшего за пороговые значения устойчивости и оказавшегося в зоне повышенного риска на пределе распространения (бассейн р. Море-ю в 50 км от Барен-

цева моря), сформированы двухъярусные почвы (подбур современный на погребенном подзоле) (*Bisequia*) по WRB [13] в рыхлопесчаных почвообразующих породах.

Характеристика дается на примере разреза в обнажении верхней террасы р. Море-ю, вблизи куртины елей высотой 1 м и елового стланика высотой 20 см. В подлеске ерник, можжевельник, в напочвенном покрове толокнянка, водяника, злаки, звездчатка, лишайники, политриховые мхи.

#### Морфология почвенного профиля

I 0–9 см. Бурый (5 YR 5/2), слабо-слоистый нанос, супесчаный, рыхлый, непрочно-комковатый, пронизан корнями.

A1 9–13 см. Темно-серый (10 YR 5/1), прогу-мусированный, рыхлый, супесчаный, пронизан корнями, рыхло-комковатой структуры.

BH 13–19 см. Буровато-серый (10 YR 6/2), супесчаный, рыхло-комковатый, плотнее вышележащего горизонта, пронизан корнями.

B1 19–27 см. Светло-бурый (10 YR 6/2), с темными пятнами разлагающихся корней, непрочно-комковатый, супесчаный.

II A1 27–32 см. Слоеват, с темно-бурыми и белесыми (5 YR 3/1 -3/2), (10 YR 6/2), с частичками угля, слоями. Супесчаный, рыхлый.

II E 32–36(39) см. Белесый (10 YR 7/2), в виде карманов, песчаный, рыхлый.

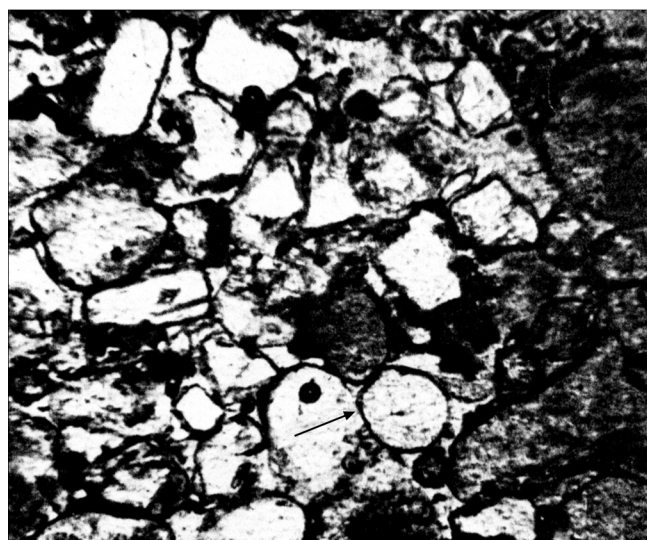
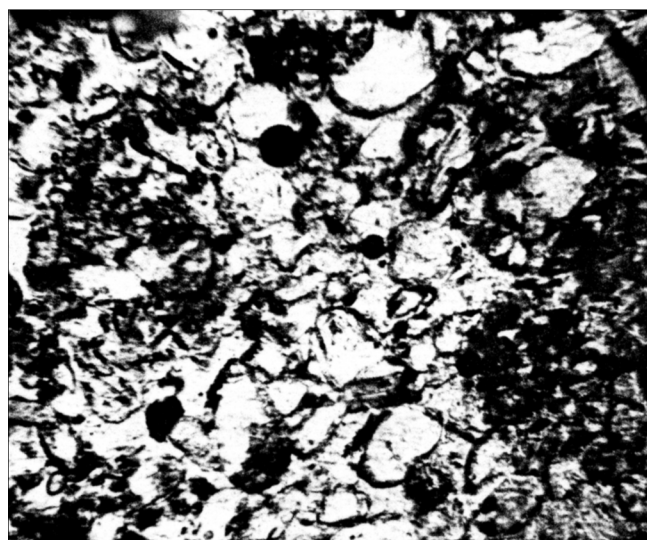
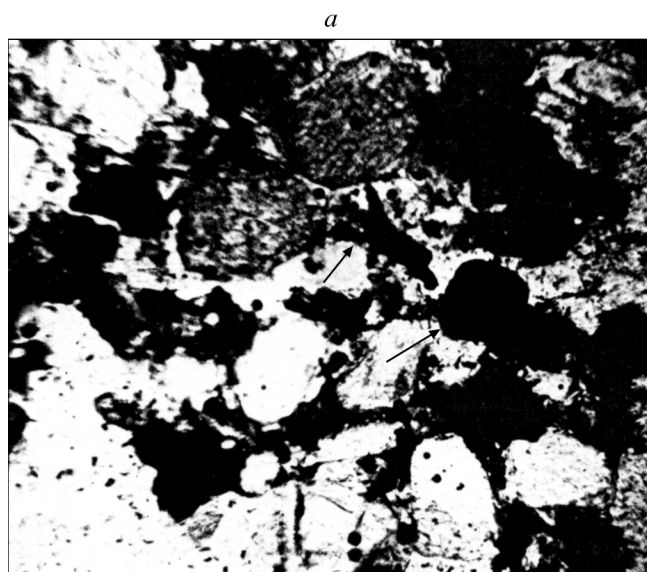
II BHF 36–43 см. Палевый (5 YR 5/2), с мелкими черными точками, песчаный, бесструктурный.

II Bfn 43–57 см. Охристо-ржавый (2,5 YR 3/4), плотный, локально прослой, сцементированные оксидами железа, более интенсивно окрашенные.

II BC 57–69 см. Коричневато-бурый (7.5 YR 5/4), с мелкими черными и ржавыми точками, рыхлый песок.

**Таблица 2.** Некоторые физические и химические свойства почв бассейна р. Море-ю

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций (%) по размеру частиц			С, %	Несиликатные оксиды по Тамму, %		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> по Джексону, %
		<0.001 мм	>0.01 мм	<0.01 мм		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
I	0–9	3.75	94.36	5.44	0.74	0.13	0.04	0.22
A1	9–13	5.45	92.01	7.99	0.91	0.10	0.08	0.11
BH	13–19	4.83	92.79	7.21	0.64	0.16	0.10	0.16
II A1	27–32	4.92	92.72	7.28	0.86	0.26	0.04	0.50
II E	32–36	1.13	98.11	1.89	0.16	0.25	0.38	0.32
II Bfn	43–57	5.17	93.69	6.31	0.50	0.18	0.26	0.18
II BC	57–69	3.75	94.72	5.28	0.22	0.05	0.08	0.28



**Рис. 3.** Микростроение погребенного подзола: *a* – горизонт II A1 – темные гумусовые коагуляционные агрегаты (указано стрелками), мелкофрагментированные растительные остатки; *б* – горизонт II E – светлоокрашенные скелетные зерна, компактное сложение; *в* – горизонт II Vfn – толстые гумусо-железистые пленки на зернах песка (указано стрелкой).

С 69–90 см. Светло-бурый (7.5 YR 5/4–5 YR 5/6), с мелкими ржавыми точками, более рыхлый песок.

Судя по морфологическому описанию, почва характеризуется двухъярусным строением. По комплексу морфологических диагностических признаков почва верхнего яруса – подбур, а нижнего – подзол иллювиально-гумусово-железистый. Согласно данным гранулометрического состава (табл. 2) почвы формируются на рыхло-песчаных отложениях, с абсолютным преобладанием в их составе фракции мелкого песка.

Профиль погребенного подзола отличается от подбура по характеру распределения ила: в подбуре распределение аккумулятивное, а в погребенной почве – элювиально-иллювиальное.

Результаты химического анализа свидетельствуют о том, что содержание углерода в подбуре выше, чем в погребенном подзоле, очевидно, вследствие конденсации и морозной коагуляции гумусовых веществ, ограничивающих их вынос за пределы профиля подбура. Профильное распределение гумуса в подбуре аккумулятивное, тогда как в подзоле – аккумулятивно-элювиально-иллювиальное. Аккумуляция гумуса в горизонте II A1 происходит в темно-бурых слоях, коагуляционных гумусовых агрегатах (рис. 3*a*), а иллювиальное накопление – в сцементированном оксидами Fe, уплотненном горизонте II Vfn (толстые пленки, рис. 3*в*). Погребенная почва отличается от современной несколько более высоким содержанием оксалат- и дитионитрастворимых  $R_2O_3$ , постепенно уменьшающихся с глубиной, тогда как в современной – слабая миграция  $R_2O_3$ .

Суббореальный возраст ортзандового горизонта II Vfn (2980 ± 150, ИГРАН 2419) может указывать на время захоронения почвы. Начало формирования и развитие подзола могли относиться к теплым интервалам позднеатлантического периода (6000–4600 л.н.) под лесными формациями, когда, по данным Болиховской и др. [1], на севере Большеземельской тундры среднеиюльские температуры были выше современных на 3–4 °С, а сумма осадков больше на 100 мм, распространение еловых лесов происходило до побережья Баренцева моря. На последующих этапах эволюции происходило ослабление интенсивности почвооб-



разования в связи с похолоданием. Погребенные подзолы под островками леса обнаруживаются и на западе Большеземельской тундры [8], где максимальная плотность леса наблюдалась в период 5500–3000 л.н. [12]. Заметное похолодание после 3000 л.н. стало причиной установления тундры в современных границах. Отложение верхнего наноса произошло в холодные фазы позднего суббореала и ранней субатлантики (3200–2200 л.н.), когда при резком уменьшении атмосферных осадков и отрицательных температурах усилилось эоловое осадконакопление. Слабодифференцированный профиль подбура сформирован в этих наносах под тундровой растительностью. Малая мощность и слабая дифференциация подбура свидетельствуют о неблагоприятном для почвообразования времени. Четкая разница между дневной и погребенной почвами обусловлена формированием их в различные природно-климатические отрезки голоцена. Влияние современных процессов на близко залегающий профиль погребенного подзола, очевидно, имеет место, хотя и не столь значительное, ввиду заторможенности биологического цикла и укороченности периода вегетации, суровости климатических условий вблизи побережья Баренцева моря.

**Заключение.** В экстремальных условиях Приполярного Урала почвенный покров переходной полосы редколесий и горной тундры представлен подбурами оподзоленными и подбурами глееватыми оподзоленными, подзолами иллювиально-гумусовыми карликовыми. Почвы характеризуются сочетанием морфологических и аналитических признаков следующих процессов: аккумуляция грубого гумуса, накопление аморфных  $R_2O_3$  за счет выветривания, агрегация, на фоне которых развиваются различной интенсивности альфегумусовые процессы, оподзоливание. Стабильность профилей поддерживается за счет запаса легковыветривающихся минералов. Сформированный в горной тундре подзол является результатом педогенеза более ранних теплых этапов голоцена.

Под островками елового леса, сохранившимися вблизи побережья Баренцева моря, сформированы двухъярусные почвы (подбуры на подзолах иллювиально-гумусово-железистых). Доминирующими процессами в подбурах являются аккумулятивное внутрипрофильное распределение гумуса и слабая альфегумусовая миграция. Подзолам свойственны аккумулятивно-элювиально-иллювиальный характер распределения гумуса и аккумулятивный – оксалат-дитионитрастворимых  $R_2O_3$ . Близость к дневной поверхности, подверженность диагенезу может оказывать

некоторое влияние на свойства погребенной почвы.

Сохранение в современном почвенном покрове, на пределе распространения леса, унаследованных от прошлых стадий профилей погребенных почв позволяет более достоверно детализировать природный процесс в голоцене. Погребенные почвы могут служить одним из индикаторов изменения в прошлом климата Субарктики. Подобные объекты должны быть предложены в качестве охраняемых.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А.* Климатические и криогенные факторы развития торфяников Европейского северо-востока СССР в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М.: Наука, 1988. С. 36–44.
2. *Классификация и диагностика почв России.* Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. *Кошкарлова В.Л., Карпенко Л.В., Орлова Л.А.* Динамика растительности и верхней границы леса в голоцене на Полярном Урале // Экология. 1999. № 2. С. 121–125.
4. *Красовская Т.М.* Пространственно-временные закономерности накопления тяжелых металлов в экосистемах Воркутинского района // Биоиндикация природной среды Воркутинской тундры. Сыктывкар, 1996. Вып. 143. С. 42–49.
5. *Кременецкий К.В., Макдоналд Г.М., Галабала Р.О., Лавров А.С., Чичагова О.А., Пустовойтов К.Е.* Голоценовые сдвиги северной границы некоторых видов деревьев и кустарников // Ботанический журн. 1996. Т. 81. № 4. С. 10–25.
6. *Никифорова Л.Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–161.
7. *Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А.* Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития. М.: Наука, 2000. 150 с.
8. *Русанова Г.В., Денева С.В.* Почвы реликтовых островков ели на северо-западе Большеземельской тундры // Лесоведение. 2006. № 2. С. 21–25.
9. *Тимонина Р.Г.* Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 104 с.
10. *Фирсова В.П., Дедков В.С.* Почвы высоких широт горного Урала. Свердловск. Урал. НЦ АН СССР, 1983. 93 с.
11. *Хантимеров Р.М., Шиятов С.Г.* Радиоуглеродные и дендрохронологические датировки полуископаемой древесины на Ямале и их использование в деле изучения динамики лесотундровых экоси-

- стем // Биота Приуральской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 3–22.
12. *Kaakinen A., Eronen M.* Holocene pollen stratigraphy indicating climatic and tree-line changes derived from a peat section at Ortina, in the Pechora lowland, northern Russia // *The Holocene*. 2000. V. 10. № 4. P. 611–620.
13. *World Reference Base for Soil Resources // World Soil Resources Report*. 84. Rome: FAO-UNESCO, 1998. 88 p.

## Soil Formation at the Forest Limit in European Russia

G. V. Rusanova

Soils at the boundary between the forest and tundra zones were studied in the Polar Urals and under islands of forests in the tundra at the Barents Sea coast (the More-yu river basin). In the podzolized podburs of thinned forests at the tundra border in the region studied, the following processes predominate: (1) intrasoil weathering with a release of nonsilicate forms of iron promoting the structure formation; (2) accumulative intraprofile distribution of humus and sesquioxides; and (3) Al-Fe-humus migration. In the tundra podburs, eluvial-gley, Al-Fe-humus, cryogenic processes and podzolization predominate. The profiles of the soils under islands of forests in the tundra consist of two layers – the recent podbur overlaps the buried podzol. The morphology, microstructure, and physicochemical properties of the present and buried soils are different to a great extent. This fact confirms the origin of these soils at different stages of the Holocene.