

Кр. ПО

Г 353

ГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС
ПОЧВ
МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

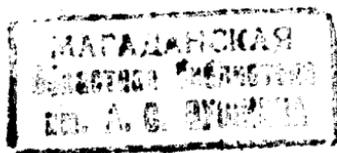
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ СЕВЕРА

12-70
7353

ГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ПОЧВ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

727826



ВЛАДИВОСТОК
1980



География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, 171 с.

В сборнике рассматриваются природные условия почвообразования на территории Магаданской области, излагаются оригинальные материалы по генезису почв Крайнего Северо-Востока СССР, развивающихся на каменисто-мелкоземистых и песчано-супесчаных отложениях разного состава и происхождения; рассматривается география различных подтипов подбуров и подзолистых Al-Fe-гумусовых почв, принципы оценки лесных криогенных почв в целях охраны и рационального использования, выявлены общие тенденции изменения температур верхних горизонтов почвы по территории Северо-Востока СССР. Особое внимание уделено анализу понятийно-терминологических и классификационных вопросов изучения криогенных почв, а также классификации, систематике и номенклатуре почв Крайнего Северо-Востока СССР.

Книга рассчитана на почвоведов, географов, геоботаников, ландшафтоведов, экологов и специалистов сельского хозяйства.

Издано по решению Редакционно-издательского совета Дальневосточного научного центра АН СССР.

Ответственные редакторы
докт. геогр. наук **И. В. ИГНАТЕНКО**,
канд. биол. наук **Д. И. БЕРМАН**

ПРЕДИСЛОВИЕ

В ближайшей перспективе ожидается дальнейшая интенсификация освоения минеральных и гидроэнергетических ресурсов Магаданской области, что должно вызвать существенный прирост населения. Понятно, что обострится проблема обеспечения свежими продуктами и усилится пресс на естественные ландшафты. В связи с этим перед естественными науками стоит задача всестороннего изучения природы Крайнего Северо-Востока СССР, что важно для разработки приемов рационального использования и охраны биологических ресурсов. Следует отметить, что почвы этого края до последнего времени оставались наименее изученными: в имеющихся публикациях удовлетворительно охарактеризованы некоторые почвы северной тайги, однако по большей части почвенных типов этой подзоны и практически по всем почвам лесогундровой и тундровой зон материалы отсутствовали. Между тем сведения о морфолого-генетическом строении всех почв и географических закономерностях их распространения необходимы как почвоведению, так и сельскохозяйственным, строительным, природоохранным и другим производственно-проектным организациям. Запросы науки и практики по рассматриваемому региону частично решаются настоящим сборником. В нем дана характеристика природных условий почвообразования, которые обусловлены преобладанием горных форм рельефа, прикрытие северных, восточных и западных районов к побережьям холодных морей, широким распространением многолетнемерзлых пород, а также активным развитием процессов криогенного массообмена.

Слабая изученность и большое своеобразие почвообразования до сих пор затрудняли разработку классификации, которая в мерзлотных и длительно-сезонномерзлотных областях

бы включала все многообразие почв региона. Именно поэтому в сборнике особое внимание уделено рассмотрению понятийно-терминологических вопросов криоморфных почв и проблеме их классификации.

В Магаданской области среди почвообразующих пород наиболее распространены элювиально-делювиальные и древнеаллювиальные отложения каменно-мелкоземистого и песчано-супесчаного составов. На этих породах формируются почвы со свободным или частично затрудненным мерзлотой внутренним дренажем. По сравнению с суглинисто-глинистыми почвами они значительно раньше оттаивают весной, а летом имеют наиболее благоприятные для условий Крайнего Севера водный и тепловой режимы. Именно эти свойства определяют большую хозяйственную ценность каменно-мелкоземистых и песчано-супесчаных почв равнинных районов рассматриваемого региона. По сути дела они являются единственными, не требующими при сельскохозяйственном использовании дорогостоящих осушительных и тепловых мелиораций. Именно поэтому в настоящем сборнике мы ограничились всесторонними характеристиками почв со свободным внутренним дренажем: различных подтипов подбуров и подтипа собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв.

рессиях, долинах рек и на морских побережьях коренные породы перекрыты четвертичными породами различной мощности и генезиса: ледниковыми, морскими, ледниково-морскими, аллювиальными, озерно-аллювиальными и др.

Горные породы в зависимости от своего состава в различной степени подвержены процессам физического и химического выветривания. Особенности элюво-делювия этих пород, его гранулометрия и химизм влияют на свойства почв, формирующихся на нем (табл. 1). Особенности процессов выветривания различных горных пород Северо-Востока описаны довольно подробно Ю. А. Билибиным [1955].

Граниты при выветривании прежде всего распадаются по трещинам на крупные глыбы. Образование щебня, т. е. остроугольных обломков в несколько сантиметров в поперечнике, для гранитов не характерно; обыкновенно более крупные глыбы их распадаются непосредственно в дресву. Гранитные глыбы, предохраняемые от дальнейшего интенсивного выветривания дресвой, сохраняются в течение длительного срока, обеспечивая хороший внутренний дренаж формирующейся на них почвы.

Гранодиориты, сиениты, нефелиновые сиениты выветриваются в общем так же, как и граниты, с той лишь разницей, что сначала обычно не образуют столь крупных глыб. Нефелиновые сиениты Восточной Чукотки выветриваются значительно легче, так как нефелин — гораздо менее устойчивый минерал, чем кварц и полевые шпаты. Конечные продукты выветривания те же, что и для гранитов, но с меньшим количеством или отсутствием кварцевого песка. Выветривание гнейсо-гранитов, гнейсов протекает легче благодаря наличию в них плоскостей слоистости, богатых слюдой. По этим плоскостям происходит легкое их расщепление на отдельные глыбы и тонкие плитки.

Диориты, габбро, состоящие из богатого кальцием плагиоклаза и цветных минералов, выветриваются значительно легче гранитов. Физическое выветривание ускоряется их темным цветом, приводящим к более резким колебаниям температур. Глыбовые россыпи этих пород, широко распространенных в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, на Восточной Чукотке и в Анадырско-Корякской складчатой системе, быстро покрываются мелкоземистыми продуктами выветривания с довольно большим количеством гидроокиси железа [Билибин, 1955].

Дуниты, имеющие значительное распространение в Анадырско-Корякской системе, выветриваются еще легче из-за большой неустойчивости главного минерала — оливина. Глыбы этой породы обычно покрыты толстой бурой железистой коркой. Продуктом выветривания дунита обычно является сильно железистый бурый суглинок.

Средний химический состав наиболее распространенных горных пород
Крайнего Северо-Востока

Район	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Анадырско-Корякская складчатая система	Дуниты	38,50	0,98	2,26	6,05	43,81	0,70	0,07	0,04	
	Гарцбургиты	41,18	1,43	2,85	5,87	39,73	0,78	0,11	0,06	
	Серпантиниты	36,92	1,63	5,34	2,58	37,41	0,94	0,11	0,06	
	Габбро	45,99	16,41	3,18	4,92	10,32	13,12	0,14	0,32	
	Плагиограниты	72,26	12,92	1,59	2,12	1,46	2,34	4,57	0,47	
	Толентовые базальты	49,67	16,20	4,79	5,81	6,52	11,71	3,26	0,66	
	Глиноземистые базальты	48,43	20,51	2,48	5,11	7,32	12,33	2,55	0,53	
	Фтаниты	93,66	2,12	1,89	—	0,54	0,58	0,09	0,19	
	Пепловые туфы кислые	69,60	13,78	3,84	—	2,26	1,13	5,07	1,74	
	Пепловые туфы средние	58,80	16,26	7,28	—	3,52	2,12	5,61	1,00	
	Аргиллиты	69,54	15,22	2,86	—	1,34	0,54	1,90	2,85	
	Известняки	9,60	1,34	1,55	—	16,38	28,85	0,13	0,20	
	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	Базальты	52,23	18,05	4,17	5,62	5,60	8,66	3,19	1,09
		Андезито-базальты	56,55	17,74	3,56	4,52	4,07	7,75	3,45	1,35
Андезито-дациты		66,64	16,98	2,28	1,76	1,44	3,29	4,13	2,90	
Дациты		65,75	16,90	2,27	2,32	1,49	3,41	3,91	3,34	
Липарито-дациты		70,79	15,54	1,69	1,35	0,80	1,79	4,14	3,46	
Ультракислые липариты		75,47	13,74	1,39	0,6	0,38	0,73	4,07	3,56	
Габбро		49,7	20,3	3,72	5,5	5,90	10,70	2,60	0,47	
Диориты		56,57	18,14	3,90	4,05	3,80	6,97	3,80	1,46	
Гранодиориты		65,95	16,35	2,21	2,66	1,76	3,60	4,04	2,52	
Граниты		71,10	15,10	1,75	1,50	1,12	2,10	3,69	3,18	
Центральная Колыма		Дейкократовые граниты	74,59	13,80	1,32	1,09	0,52	1,03	3,85	3,45
	Осадочный комплекс	59,25	16,29	6,49	—	2,70	6,54	5,27	1,55	
	Гранитоиды	69,83	15,16	1,06	2,33	0,94	2,30	3,09	3,88	
	Граниты	72,05	14,41	0,84	1,82	0,59	1,77	3,21	4,27	
	Осадочный комплекс	66,73	16,26	2,72	2,97	1,67	1,02	2,96	2,40	
	Омолонский массив	Кислые вулканиты	72,86	13,99	2,93	—	0,51	0,50	3,16	5,64
		Габбро	46,32	16,13	4,83	9,30	9,23	5,67	2,86	0,85
	Восточная Чукотка, север Чукотского полуострова	Габбро-диабазы	47,87	14,85	2,67	11,77	6,19	8,79	2,08	1,08
		Гнейсо-граниты	72,79	15,43	0,48	1,38	0,50	0,50	3,20	4,94
		Граниты	73,17	14,43	0,91	0,89	0,57	1,09	3,67	4,22
Андезиты		56,93	16,86	3,35	4,24	2,28	5,18	2,56	2,70	
Липариты		72,79	14,27	1,34	0,99	0,40	0,99	3,39	4,31	
Базальты		49,48	17,69	4,50	5,09	4,89	8,54	3,58	1,35	
Нефелиновые сyenиты		57,39	22,49	3,74	2,30	0,31	2,90	0,93	10,12	
Западная Чукотка, Анюйское нагорье	Граниты	72,90	15,29	0,11	1,22	0,28	1,46	3,12	5,19	
	Граниты	69,23	14,93	0,87	3,31	1,08	2,26	4,20	3,50	
	Граносyenиты	66,10	16,65	1,60	2,30	0,30	1,60	4,55	5,54	
	Осадочный комплекс	71,02	14,25	6,35	—	1,70	0,90	2,78	1,84	

Примечание. Таблица составлена по материалам О. Н. Иванова, И. Н. Котляра, П. П. Лычагина, А. П. Соболева.

Липариты, дациты в начале выветривания обычно не дают столь крупных глыб, как граниты, так как обладают более частыми трещинами отдельности и потому сравнительно легко распадаются на более мелкие глыбы вплоть до щебня. Часто и щебень постепенно измельчается до крупности дресвы, которая отличается от гранитной дресвы тем, что состоит не из зерен отдельных минералов, а из мелких кусочков кислых пород. Если эти породы обладают стекловатой структурой, как, например, в области Охотско-Колымского водораздела, то они очень устойчивы к выветриванию и образуют крупноглыбистые отложения.

Андезиты, базальты и диабазы в отношении химического выветривания являются значительно менее устойчивыми, чем кислые эффузивы. Слагающие их основные плагиоклазы и темные минералы выветриваются значительно легче минералов кислых пород. В результате выветривания образуется сильно железистый мелкоземистый элювий красновато-бурого цвета с нейтральной и даже слабощелочной реакцией. На них, как правило, формируются более мощные почвы, богатые питательными элементами. Ю. А. Билибин [1955] отмечает, что в области Охотско-Колымского водораздела вертикальная граница древесной растительности на андезитобазальтах достигает 1200 м вместо обычных для этого района 1050—1110 м.

Осадочные породы выветриваются в общем легче магматических. Глинистые сланцы, широко распространенные в Центральной Колыме, весьма инертны по отношению к химическому выветриванию, но легко поддаются физическому выветриванию. Химическое выветривание глинистых сланцев заметно проявляется лишь в тех случаях, когда они сильно пиритизированы. Образующаяся при окислении пирита серная кислота при продолжительном воздействии на сланцы разлагает их в вязкую глинистую массу, выщелачивая из них часть оснований, главным образом калий и алюминий. Конечным продуктом выветривания является илистый мелкозем.

Почвообразующие породы

Почвообразующие породы изучены очень слабо. Наши исследования позволили выделить следующие типы: 1) элювиально-делювиальные отложения коренных пород различного генезиса и химического состава; 2) моренные отложения; 3) покровные отложения; 4) верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 5) верхнечетвертичные морские отложения; 6) верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения; 7) верхнечетвертичные ледниково-морские отложения; 8) современные аллювиальные отложения; 9) современные морские отложения; 10) эоловые отложения.

Элювиально-делювиальные отложения коренных пород являются наиболее распространенными. Они приурочены к горным вершинам, склонам и шлейфам, а также отдельным холмам и увалам на низменных равнинах. Мощность этих отложений сильно варьирует: от 0,3—0,5 м до нескольких метров. В большей части исследованных районов они представлены элюво-делювием метаморфических пород (главным образом кристаллических и глинистых сланцев, песчаников), реже гранитов, гранодиоритов, липаритов, базальтов, диабазов и др. Элювиально-делювиальные отложения известняков и доломитов встречены в бассейнах рек Таскан, Сеймчан, Ясачная, в центральной и восточной частях Чукотского полуострова.

Элювиально-делювиальные отложения характеризуются большой щебнистостью, обычно легким механическим составом мелкозема и большой скважностью, обуславливающими «провальный» водный режим. С этим связано глубокое и быстрое протаивание почв. В мелкоземе элюво-делювия кристаллических сланцев, песчаников, гранитов и гранодиоритов преобладают песчаные фракции; содержание ила обычно мало, что определяет низкую емкость поглощения и кислую реакцию среды. Мелкозем элюво-делювия глинистых сланцев, известняков и доломитов отличается более высоким участием тонкодисперсных частиц, щелочно-земельных элементов, R_2O_3 , нейтральной или слабокислой реакцией.

Отмеченные различия элювиально-делювиальных отложений реализуются в различном морфолого-генетическом строении почвенных профилей. На кислых породах формируются почвы с дифференцированным профилем, на средних и основных — дерновые, на карбонатных — своеобразные перегнойно-карбонатные. Общим для этих почв является отсутствие переувлажнения и оглеения профиля и господство окислительных процессов.

Моренные отложения распространены в межгорных долинах и в предгорных частях низменностей. В межгорных долинах они представлены обычно грубовалунными супесями, в предгорных частях низменностей — суглинками и супесями. Размер валунов и количество обломочного материала в морене увеличиваются при переходе от периферии к центру оледенения. Так, морена в низовьях Анадыря представлена серым валунно-галечниковым суглинком [Втюрин, 1964]; в долине р. Канчалан — валунно-галечниковой супесью, реже неслоистой смесью песка, гравия, гальки и валунов.

Химический состав моренных отложений определяется обычно составом коренных пород в центрах оледенения. При преобладании пород с высоким содержанием кварца мелкозем морены характеризуется кислой реакцией, относительно небольшим содержанием обменных и валовых форм кальция,

магния и R_2O_3 ; при высоком участии основных и щелочных пород — высокими значениями рН, большим содержанием оснований.

Покровные отложения имеют сравнительно небольшое распространение на древних террасах Колымы, предгорных увалах в Омсукчанском, Чаунском и Анадырском районах. Они имеют суглинисто-глинистый механический состав, характеризуются преобладанием фракции крупной пыли в мелкозем. Последнее обуславливает большую влагоемкость [Орешкина, 1959, 1963] и низкую водопроницаемость, следствием чего является интенсивное переувлажнение и оглеение развивающихся на них почв.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения приурочены ко II—IV террасам крупных рек. Они представлены суглинками, супесями, реже песками; характеризуются включениями хряща, гальки и гравия, количество которых увеличивается с глубиной. Эти отложения часто подстилаются сплошным слоем щебня местных коренных пород, реже гальки. Мощность мелкоземистого слоя сильно варьирует. При значительной мощности и тяжелом механическом составе мелкоземистого слоя формируются переувлажненные, оглеенные почвы с застойным водным режимом мерзлотного типа. При малой мощности и легком механическом составе развиваются почвы со свободным внутренним дренажем без признаков оглеения и господством окислительных процессов в профиле.

Верхнечетвертичные морские отложения распространены на вторых и третьих морских террасах в Амгуэмской, Анадырской и Колымской низменностях, а также в ряде приморских районов Северо-Восточного, Чукотского, Берингова, Охотского морей. Обычно они без грубообломочного материала, представлены средними и тяжелыми суглинками. В мерзлой толще этих отложений находятся значительные количества легкорастворимых солей, следствием чего является нейтральная или слабощелочная реакция, а в некоторых случаях засоленность сформированных на них почв. По водно-физическим свойствам рассматриваемые породы близки к суглинистым моренным и покровным отложениям.

Верхнечетвертичные ледниково-морские отложения встречены в среднем течении р. Паляваам (Чаунская тундра). По-видимому, они распространены также в межгорных долинах низкого уровня, находящихся вблизи морского побережья. Эти отложения отличаются от морских включением значительного количества грубообломочного материала местного происхождения, ничтожным содержанием легкорастворимых солей и кислой реакцией. По механическому составу и водно-физическим свойствам верхнечетвертичные ледниково-морские отложения близки морским, что реализует-

ся в сходном морфолого-генетическом строении профиля сформированных на них почв.

Другие типы почвообразующих пород на территории Крайнего Северо-Востока имеют ограниченное распространение и в настоящей работе не рассматриваются.

Климатические условия

Климат описываемой территории обусловлен северным ее положением и общей циркуляцией атмосферы [Прикладной климатологический справочник..., 1960; Клюкин, 1970]. Зимой азиатский антициклон с центром в Монголии и отрогом, направленным на Чукотку, создает благоприятные условия для выхолаживания земной поверхности. В это же время над Тихим океаном располагается глубокий Алеутский минимум, связанный с частыми циклонами, образующимися в полярных районах. Эти циклоны, траектории которых обычно проходят через Охотское море в бассейны рек Пенжина и Анадырь, вызывают сильные ветры и снегопады. Такое расположение барических областей создает в южных и юго-восточных районах Северо-Востока СССР устойчивые потоки северо-западных холодных воздушных масс (зимний континентальный муссон Восточной Азии). Поэтому зимой здесь преобладает малооблачная погода.

Летом расположение барических областей иное. Над континентом держится пониженное давление, а над окружающими водными бассейнами — повышенное. Тихоокеанский полярный фронт ослаблен, но образующиеся здесь циклоны существенно ухудшают погоду на территории Чукотки. Циклоны азиатского полярного фронта иногда достигают районов Крайнего Северо-Востока, принося интенсивные осадки. Климат Крайнего Северо-Востока СССР с севера на юг и с востока на запад существенно изменяется. Это четко проявляется в распределении изотерм января и июля, а также годового количества осадков (рис. 1, 2). Побережья Берингова и Охотского морей и прилегающие к ним районы характеризуются относительно мягкими зимами, прохладным летом и большим количеством осадков. При удалении от морских побережий на запад континентальность климата резко возрастает. Этому способствует наличие горных хребтов, ограничивающих проникновение влажных масс воздуха в глубь континента.

На территории Крайнего Северо-Востока СССР Н. К. Клюкин выделяет три климатические зоны: 1) арктической пустыни и арктической тундры, включающая острова и побережья морей Северного Ледовитого океана, северо-восточную часть Чукотки и высокогорья; 2) тундры и лесотундры; 3) хвойных лесов. Две последние зоны имеют два типа климата: резко

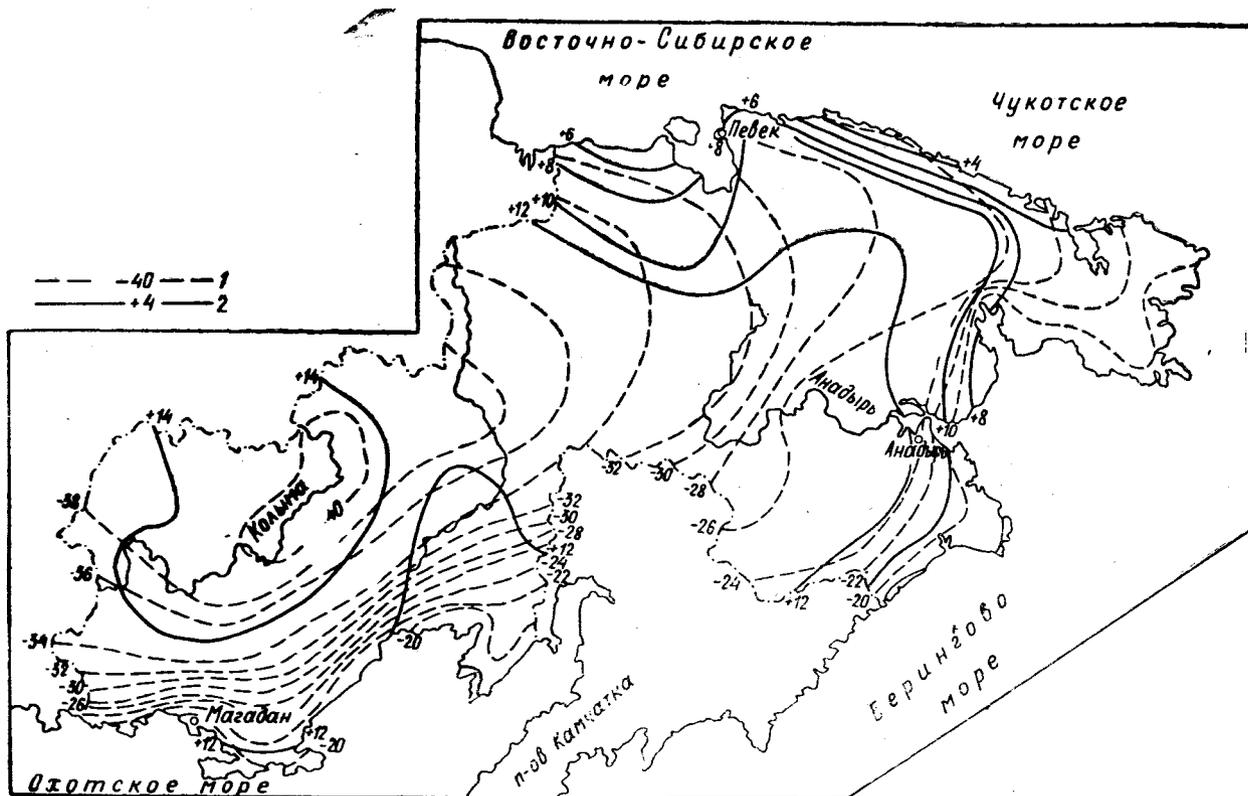


Рис. 1. Термоизоплеты января (1) и июля (2), °С (врезка в физическую карту Магаданской области, ГУГК, 1970)

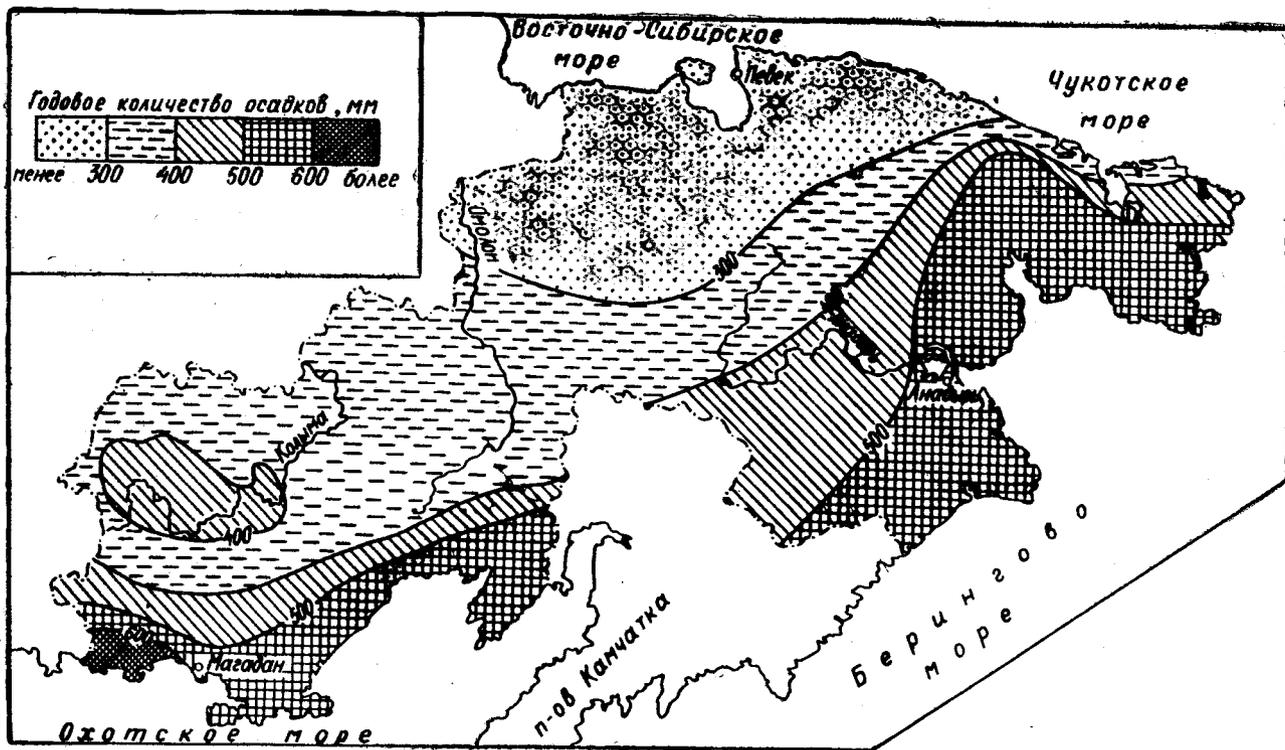


Рис. 2. Годовое количество осадков, мм (врезка в физическую карту Магаданской области. ГУГК, 1970)

2 Заказ 2122

727826

МАГАДАНСКАЯ
ОБЛАСТЬ
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИМ. А. В. ПУШКИНА

Таблица 2

Основные климатические показатели

Зона	Метеостанция	Средняя t воздуха, °C			Сумма температур, °C			
		годовая	январь— февраль	июль— август	>0	>5	>10	<0
Тундровая	Амбарчик, бухта	-12,9	-31,0	5,4	529	368	—	5117
	Шмидта, мыс	-12,1	-26,6	3,4	271	—	—	4656
	Уэлен	-7,8	-21,0	5,4	471	259	—	3303
	Чаун	-12,8	-31,4	8,4	714	681	—	5331
	Лаврентия	-6,0	-18,9	7,3	658	529	—	2834
	Провидения	-4,4	-15,4	7,7	734	598	—	2345
	Угольная, бухта	-5,6	-17,9	8,4	793	680	—	2812
	Хатырка	-4,6	-16,4	8,4	864	763	—	2555
	Анадырь	-7,4	-21,3	9,9	900	799	393	3570
	Канчалан	-8,9	-25,1	10,7	978	893	542	4192
Лесотундровая	Танюерер	-8,9	-25,8	11,6	1076	990	712	4302
	Березово	-9,2	-26,2	10,7	1013	928	604	4328
	Красноармейский	-11,0	-27,7	8,2	720	674	174	4751
	Амгуэма	-10,1	-29,2	8,2	720	629	196	4992
	Эньмуваам	-9,8	-26,9	10,7	1050	970	654	4598
	Наяхан	-4,7	-18,5	11,4	1186	1089	712	2858
	Марково	-8,8	-26,1	12,0	1188	1115	836	4397
	Еропол	-11,0	-31,4	11,6	1174	1100	808	5154
	Илирней	-13,4	-32,9	9,2	807	718	341	5618
	Островное	-12,2	-34,9	10,9	1145	1071	787	5520
Нагаева, бухта	-3,8	-18,0	11,5	1183	1075	690	2563	

Крайнего Северо-Востока СССР

Средняя продолжительность периода, сут		Кол-во осадков, мм			Относит. влажность воздуха, %; июль—сентябрь	Кэфф. увлажнения по Иванову, июль—сентябрь
безморозного	с t° > 5	годовое	октябрь— май	июль— сентябрь		
115	58	209	98	111	83	—
		133	121	158		
97	—	—	—	254	90	—
		386	213	172		
118	45	—	—	173	91	—
		—	—	236		
111	74	251	140	111	81	—
		387	245	142		
124	76	492	246	246	82	—
		—	—	—		
136	82	494	264	230	83	—
		—	—	276		
125	83	466	266	200	83	—
		—	—	258		
138	100	563	282	281	86	—
		—	—	327		
126	88	254	128	126	81	—
		—	—	160		
124	91	360	180	180	79	—
		—	—	213		
126	93	271	135	136	75	—
		—	—	165		
126	93	310	157	153	76	—
		403	226	177		
115	79	241	129	112	72	—
		353	212	141		
115	73	237	118	119	77	0,7
		—	—	150		
125	95	267	134	133	73	—
		345	190	155		
		421	230	191		
146	110	—	—	223	80	—
		337	170	167		
129	101	432	238	194	73	0,9
		301	150	151		
129	103	363	193	170	70	—
		206	87	119		
114	80	277	134	143	75	—
		189	80	109		
127	100	248	116	132	67	0,5
		—	—	—		
151	110	470	217	253	83	—
		—	—	288		

Зона	Метеостанция	Средняя t воздуха, °С			Сумма температур, °С			
		годовая	январь— февраль	июль— август	>0	>5	>10	<0
	Палатка	-6,1	-22,4	12,0	1233	1145	801	3446
	Талон	-7,5	-27,6	13,1	1384	1302	1012	4082
	Тангора (Сусу- ман)	-13,6	-37,7	11,7	1203	1136	836	6142
	Среднекан	-11,8	-36,2	13,4	1431	1361	1125	5695
Таежная	Колым- ская вод- нобалан- совая	-11,8	-33,2	11,3	1114	1042	740	5394
	Усть-Ом- чуг	-11,0	-33,5	12,6	1289	1211	917	5254
	Сеймчан	-11,9	-37,1	13,6	1466	1397	1147	5772
	Эльген	-13,3	-39,0	13,3	1396	1329	1085	6218
	Омсулчан	-11,3	-33,4	12,1	1212	1136	829	5292
	Зырянка	-12,0	-36,7	13,2	1415	1344	1116	5671
	Среднеко- лымск	-12,6	-36,4	11,7	1196	1121	847	5697

Примечание. В числителе — количество осадков, приведенное к осадкомеру. Прочерк — данные отсутствуют или их недостаточно для

континентальный и умеренно-континентальный [Прикладной клим. спр..., 1960; Клюкин, 1970]. Граница между территориями с указанными типами климата проходит по восточным склонам Охотско-Колымского нагорья, Ичигемскому, Чуванскому, Майнскому, Пекульнейскому и Искатеньскому хребтам (см. схему). Каждая зона характеризуется заметным увеличением с севера на юг суммы положительных температур, длительности безморозного и вегетационного периодов, количества осадков (табл. 2) и, следовательно, длительности, активности и направленности процессов криогенеза и почвообразования.

Следует отметить, что в пределах одной зоны ветровой режим и мощность снежного покрова могут существенно варьировать, что связано с открытостью или защищенностью местообитаний от господствующих ветров и с высотой растительного покрова. Наветренные местообитания характеризуются сильными ветрами, вызывающими перераспределение снежно-

Средняя продолжительность периода, сут		Кол-во осадков, мм			Относит. влажность воздуха, %; июль—сентябрь	Кэфф. увлажнения по Иванову, июль—сентябрь
безморозного	с t°>5	годовое	октябрь—май	июль—сентябрь		
143	110	376	159	217	74	—
		477	233	244		
148	116	564	259	305	80	1,6
		452	316	336		
131	104	291	77	214	69	0,9
		364	118	246		
139	113	417	221	196	67	0,8
		509	288	221		
128	99	298	105	193	70	1,0
		355	140	215		
138	109	282	115	167	67	0,6
		349	161	188		
140	114	284	144	140	67	—
		341	184	157		
135	110	287	118	169	69	—
		344	152	192		
133	105	263	107	156	67	0,6
		332	152	180		
139	111	265	114	151	70	—
		362	180	182		
131	102	188	87	101	71	—
		250	129	121		

показаниям осадкомера; в знаменателе — с поправками к показаниям вычисления коэффициента.

го покрова, интенсивное развитие процессов снежной корразии, морозобойного трещинообразования и пятнообразования. В этих условиях растительный покров сохраняется только в нано- и микропонижениях, он беден по флористическому составу, представлен наиболее холодостойкими и малопродуктивными видами. Для почв данных местообитаний характерен интенсивный криогенный массообмен; осенью они быстро промерзают, зимой накапливают большие запасы холода, весной поздно оттаивают. Морозобойные трещины способствуют дренированию почвенной толщи, повышению ее аэрированности, что реализуется в незначительном оглеении почв.

Подветренные местообитания характеризуются формированием мощного снежного покрова, который, с одной стороны, предохраняет растительность от снежной корразии и, следовательно, способствует поселению более требовательных к теплу, более продуктивных и высокорослых растений, а с другой —

вследствие высоких теплоизоляционных свойств ограничивает проникновение в почву потоков холода. Процессы трещинообразования и пятнообразования сменяются процессами пучения.

Долины рек являются наиболее благоприятными эконизищами. В них селятся требовательные и продуктивные фитоценозы: в тундре — кустарниковые, в лесотундре — редколесья и редкостойные леса, в северной тайге — высокопроизводительные леса. В последних формируется мощный и рыхлый снежный покров, который ограничивает развитие процессов криогенного массообмена [Игнатенко, 1978; Ловелиус, 1978].

Крайний Северо-Восток СССР — в основном горная страна с ярко выраженной вертикальной дифференциацией климата. Данных по изменению климата на различных абсолютных высотах очень мало. Зимой холодные массы воздуха с горных вершин перемещаются вниз, вследствие чего температура воздуха в межгорных долинах бывает значительно ниже, чем в горах; летом инверсия воздуха выражена значительно слабей. С уменьшением абсолютных высот местности увеличиваются суммы положительных температур, продолжительность безморозного и вегетационного периодов. По мере увеличения высотных отметок значительно возрастает количество осадков (табл. 3). Это существенно сказывается на активности процессов почвообразования, поскольку с увеличением количества осадков связано более интенсивное промывание почвенной толщи. В приморских районах данное явление выражено значительно сильнее, чем в континентальных.

Многолетняя и сезонная мерзлота

На территории Крайнего Северо-Востока СССР почти повсеместно распространена сплошная многолетняя мерзлота, прерываемая таликами лишь в долинах крупных непромерзающих рек и вдоль некоторых молодых разломов [Бискэ, 1975]. Островная мерзлота отмечена в сравнительно узкой полосе, примыкающей к побережью Охотского моря [Томирдиано, 1970; Бискэ, 1975].

Наличие многолетнемерзлых пород, а также периодическое промерзание и оттаивание сильно замедляют химические и биохимические процессы превращения почвенных минералов и органических остатков [Сумгин, 1937; Цыпленкин, 1946], значительно сокращают период активного почвообразования, изменяют направленность геохимических миграций. Промерзание вызывает интенсивное физическое дробление минеральных компонентов почвы, коагуляцию коллоидов, растворов и гидратированных соединений, процессы криогенного влаго- и массообмена [Основы геокриологии, 1959; Ногина, 1964].

И. А. Соколов [Соколов, Соколова, 1962] выделяет два основных случая, когда процессы промерзания — оттаивания

Таблица 3

Вертикальная дифференциация климата

Абсолютная высота, м	Средняя температура, °С			Средняя продолжительность периода, сут		Кол-во осадков, мм			Относительная влажность воздуха, %: июнь — сентябрь					
	Сумма температур, °С			безморозного	с t° > 5	годовое	Кол-во осадков, мм							
	> 0	> 5	> 10				октябрь — май	июнь — сентябрь						
	годовья	январь — февраль	июль — август											
670	-11,9	-35,5	12,7	1302	1228	952	-5859	135	108	271	98	173	66	
848	-11,8	-33,2	11,3	1114	1042	740	-5394	128	99	298	105	193	70	
1220	-10,6	-28,3	10,1	930	857	467	-4763	118	91	329	118	211	70	
500														
700														
1000														
1300														
1500														
542	-11,3	-33,4	12,1	1212	1136	829	5292	133	105	263	107	156	67	
803	-9,9	-28,9	11,1	1059	981	632	4636	127	98	314	149	165	68	
146														
250														
400														
600														

Колымская водно-балансовая станция

Станция Гамма, водораздел рек Большой Ангой и Малый Ангой

Станция Омсукчан

Станция Маврина, бассейн р. Анадырь

и наличие многолетнемерзлых пород оказывают различное влияние на почвообразование: 1) на каменисто-мелкоземистых и неслоистых песчано-супесчаных породах почвы развиваются в условиях свободного дренажа и отсутствия переувлажнения; 2) на суглинисто-глинистых и слоистых песчано-супесчаных породах — в условиях переувлажнения и затрудненного внутреннего дренажа.

Наши исследования показали, что в тундре, лесотундре и континентальных районах северной тайги Крайнего Северо-Востока СССР каменисто-мелкоземистые и неслоистые песчано-супесчаные почвы равнинных и горных территорий развиваются в основном на льдистой многолетней мерзлоте. Формирование последней на крутых склонах северной экспозиции, сложенных грубообломочным делювием, объясняется свободной циркуляцией в обломках пород зимнего воздуха с температурой до -50°C , который охлаждает породы до очень низких температур. При быстром весеннем таянии снега на гольцах талая вода, просачиваясь вглубь, попадает в область низких температур и вновь замерзает. Постепенно под каменной россыпью на склонах образуется слой льда [Билибин, 1955]. Летом этот слой в зависимости от экспозиции и прогреваемости склона оттаивает на ту или иную глубину, оставаясь в пределах почвенного профиля, ограничивая нисходящие миграции почвенных растворов, вызывая переувлажнение и оглеение надмерзлотных горизонтов и аккумуляцию в них ряда подвижных соединений. Важным следствием отмеченного процесса является наличие активного криогенного массообмена в каменисто-мелкоземистых и неслоистых песчано-супесчаных почвах, вызывающего формирование выраженного нано- и микрорельефа, каменных многоугольников, сетей, сильно каменистых пятен, просадок и т. д., которые обуславливают неоднородность почвенно-растительного покрова.

Хорошо прогреваемые склоны южных экспозиций глубоко оттаивают; при промерзании из-за малой влажности образуется малольдистая (сухая) мерзлота, процессы криогенного массообмена не получают существенного развития; основное влияние промерзания проявляется в физическом раздроблении твердой фазы, в коагуляции и денатурации коллоидно-растворенных и аморфных соединений, в частичном закреплении этих соединений в почвенном профиле [Таргульян, 1971]. Оттаивание малольдистой сезонной мерзлоты происходит сравнительно быстро и на большую глубину. Это объясняется как намного меньшими затратами тепла, необходимого для перевода небольших количеств льда в воду, так и значительным гравитационным переносом тепла влагой, легко фильтрующейся в рыхлых породах [Швецов, 1964]. При этом в каменисто-мелкоземистых почвах многолетнемерзлый горизонт опускается глубже почвенного профиля и обнаруживается

в толще рыхлых или скальных пород [Попов, 1950; Швецов, 1964] или представлен в нижней части почвенной толщи малольдистой мерзлотой. В обоих случаях мерзлота практически не ограничивает нисходящей миграции почвенных растворов и не вызывает переувлажнения надмерзлотной толщи [Караваева, Таргульян, 1960, 1963; Караваева и др., 1965]. Сходное влияние на почвообразование оказывает сезонная мерзлота в песчано-супесчаных неслоистых почвах, развивающихся в условиях глубокого залегания льдистой многолетней мерзлоты или при ее отсутствии.

В суглинисто-глинистых и слоистых песчано-супесчаных почвах процессы промерзания вызывают активное термокапиллярное перемещение почвенных растворов, накопление в верхней части профилей больших количеств сегрегационного льда, формирование криогенной и посткриогенной текстуры [Шаманова, 1964]. Криогенный массо- и влагообмен вызывает развитие процессов пучения, бугро- и пятнообразования, термокарст, солифлюкцию, вымораживание камней и мелкозема, образование морозобойных трещин, миграцию влаги к фронту промерзания и др. Эти процессы вызывают формирование тундрового нано- и микрорельефа, обуславливающего нано- и микрокомплексность почвенного покрова, активные нарушения исходного строения почвенных профилей, погребение в них органогенных горизонтов и гомогенизацию состава и свойств почвенной толщи.

Оттаивание суглинисто-глинистых и слоистых песчано-супесчаных почв происходит медленно и сопровождается выделением больших количеств влаги из тающего льда. Следствием этого является переувлажнение минеральных горизонтов, их оглеение, плавунность и тиксотропия.

Растительность

На исследованной территории выделяется три ботанико-географические зоны: тундровая, лесотундровая и таежная [Реутт, 1970; Юрцев, 1974; Кожевников, 1978]. На распространение этих зон большое влияние оказывают Берингово и Охотское моря, вызывающие смену широтного простиранья на долготное.

Все разнообразие растительности Крайнего Северо-Востока СССР А. Т. Реутт [1970] объединяет в следующие основные типы.

Тундры высокогорные распространены в подгольцовом поясе на сглаженных вершинах гор, в верхних частях склонов. Растительность расселяется, как правило, фрагментарно среди каменистых россыпей. Представлена различными горноарктическими и мелкокустарничковыми мохово-лишайниковыми фитоценозами. Кустарнички пред-

ставлены толокнянкой альпийской, диапензией, ивой, дриадой, багульником, брусникой, голубикой, шикшей и др. Лишайники хорошо развиты и разнообразны (кладониевые, цетрариевые, тамнолиевые, алекториевые и стереокауленовые).

Мхи образуют разреженную дернину, состоящую обычно из родов: политрихум, дикранум, аулакомниум, птилидиум и др. Большим флористическим разнообразием отличается травостой (остролодочки, астрагалы, горцы, полыни, вейники, осочки и др.), но он изрежен. Общая площадь высокогорных и арктических тундр около 11 840 тыс. га (около 10% площади тундры).

Тундры лишайниковые долинные представлены небольшими участками в области предгорий на маломощных песчано-галечниковых отложениях. Лишайники покрывают 40—85% общей площади.

Тундры кустарничково-разнотравные развиты на хорошо дренированных и прогреваемых склонах увалов и надпойменных террас инверсионных долин. В развитом ярусе кустарничков преобладают багульник, шикша, голубика, брусника, толокнянка альпийская и др. Травы образуют покров до 60%, кустистые лишайники — от 15 до 50%.

Тундры крупнокустарничковые (ольховниковые и кедровниковые) имеют широкое распространение на Крайнем Северо-Востоке и образуют своеобразную переходную полосу между тундрой и тайгой, которая расширяется с запада на восток. Значительное распространение имеют кедрово- и ольховостланиковые осоково-пушицевые кочкарные тундры, приуроченные к подножиям гор и слабодренированным равнинам. На дренированных плоскогорьях, водораздельных пространствах, на склонах гор кусты кедровника и ольховника изрежены и имеют высоту 1,0—1,5 м. Как правило, здесь произрастают березка Миддендорфа и березка тощая, рододендрон золотистый и другие кустарники. Кустарнички представлены багульником, шикшей, толокнянкой альпийской, голубикой.

Тундры осоково-пушицевые кочкарные обычно распространены на слабодренированных равнинах и пологих склонах холмов, увалов и гор Чукотки. Кочкарные тундры характеризуются однообразием и бедностью флористического состава. Два вида (пушица влагаллициная и осока траурная) определяют строение всех ассоциаций. Они образуют тесные группы кочек высотой до 40—45 см. В межкочечных сильно обводненных понижениях селятся сфагновые сообщества.

Наряду с описанными осоково-пушицевыми тундрами встречаются осоково-пушицево-моховые, осоково-пушицево-мохово-лишайниковые, ивнячково-кустарничковые и другие типы тундр. Они характеризуются близким залеганием многолетней

мерзлоты, повышенной обводненностью и активными процессами криогенного массообмена в почвенном профиле.

Степные сообщества встречаются в ультраконтинентальных районах на горных склонах южных экспозиций, реже в межгорных долинах. Такие местообитания описаны в верхнем течении р. Колыма [Хохряков, Шаткаускас, 1973], на сухих южных склонах Анойского нагорья, в Чаунской низменности, в горных долинах рек Лелюевем и Пальяваам и в межгорных котловинах бассейна Амгуэмы [Юрцев, 1972, 1974; Кожевников, 1973]. В этих сообществах доминируют типчак ленский, мятлик степной, овсяница пурпурная, осока стоповидная и др.

Леса и редколесья. Единственной лесообразующей древесной породой на плакорах является даурская лиственница. На леса и редколесья приходится около 21% общей площади Северо-Востока СССР. Наиболее распространены кустарничково-лишайниковые кедровые лиственничники. Лиственничные редколесья с подлеском из березки Миддендорфа занимают западную часть региона, проникая на север почти по устью р. Колыма, а на восток — вплоть до долины р. Майн. На склонах северных экспозиций и на заболоченных равнинных пространствах распространены моховые или лишайниково-моховые лиственничники. Самые густые и высокопроизводительные лиственничные леса приурочены к поймам и надпойменным террасам; на склонах гор и в предтундровом поясе леса изреживаются. Таким образом, формируется своеобразный зональный северо-восточный тип лесов — сочетание лиственничной тайги и лиственничных лесотундровых редколесий, при этом последние по площади преобладают.

Узкими полосами вдоль русел рек тянутся пойменные и старопойменные леса. Для них характерно хорошее развитие травостоя, полное отсутствие или глубокое залегание многолетней мерзлоты. Древостой слагают лиственница, чозения, тополь и ивы. В поймах большинства рек первыми заселяют молодые песчано-галечниковые наносы чозения и тополь. В этих лесах подлесок образуют различные виды ив.

Болота наиболее широко представлены на Чукотке, в Колымском и Охотоморском районах их сравнительно мало. На Крайнем Северо-Востоке болота формируются на мерзлых породах. Они характеризуются развитым криогенным рельефом, в связи с этим подразделяются на полигональные, полигонально-валиковые, плоскобугристые, бугристые и другие типы комплексных болот.

Выделенные типы растительных сообществ различаются между собой не только по флористическому составу, но и по запасам общей фитомассы. При переходе от лесного и редколесного типов растительности к тундровому и арктоундровому

востому резко уменьшаются величины годовых приростов и опадов, которые в значительной степени обуславливают почвообразующую роль растительности. Именно эти показатели определяют емкость и активность биологического круговорота. В целом для изучаемого региона характерен малоемкий и заторможенный биологический круговорот. Его наименьшие величины относятся к высокогорным каменистым пустыням и арктическим тундрам; максимальных значений он достигает в лесах. В последних количества органического вещества и образующихся при его разложении подвижных и агрессивных гумусовых веществ максимальны, вследствие чего взаимодействие этих соединений с минеральной частью почв вызывает дифференциацию их профилей.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Геоморфологическое строение Северо-Востока СССР.—В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968, с. 1—44. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; Вып. 38).
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 471 с.
- Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
- Втюрин Б. И. Криогенное строение четвертичных отложений. М.: Наука, 1964. 150 с.
- Игнатенко И. В. Почвенный покров.—В кн.: Ары-Мас. Природные условия, флора и растительность самого северного в мире лесного массива. Л.: Наука, 1978, с. 30—64.
- Караваева Н. А., Соколов И. А., Соколова Т. А., Таргульян В. О. Об особенностях почвообразования в тундрово-таежных мерзлотных областях Восточной Сибири и Дальнего Востока.—Почвоведение, 1965, № 7, с. 26—37.
- Караваева Н. А., Таргульян В. О. Об особенностях распределения гумуса в тундровых почвах Северной Якутии.—Почвоведение, 1960, № 12, с. 36—65.
- Караваева Н. А., Таргульян В. О. К изучению почв тундр Северной Якутии.—В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 53—72.
- Клюкин Н. К. Климат.—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 101—132.
- Кожевников Ю. П. Ботанико-географические наблюдения на Западе Чукотского полуострова в 1971—1972 гг.—Бот. ж., 1973, т. 58, вып. 7, с. 294—300.
- Кожевников Ю. П. Сравнительный анализ двух субарктических флор Чукотки: Автореф. канд. дис. Л., 1978. В надзаг.: Ленингр. гос. ун-т.
- Ловелиус Н. В. Снежный покров и мерзлота.—В кн.: Ары-Мас. Природные условия, флора и растительность самого северного в мире лесного массива. Л.: Наука, 1978, с. 21—30.
- Ногина Н. А. Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 314 с.
- Орешкина Н. С. Опыты по изучению водоудерживающей способности фракций мелкого песка и крупной пыли.—Почвоведение, 1959, № 1, с. 79—86.
- Орешкина Н. С. Экспериментальное изучение водоудерживающей способности песчаных и пылеватых фракций.—В кн.: Исследование в области генезиса почв. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 107—138.
- Основы геоэкологии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, ч. 1. 459 с.

- Попов А. И. Вечная мерзлота Енисейско-Тазовского междуречья.—Тр. Ин-та мерзлотоведения. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950, т. 7.
- Прикладной климатологический справочник Северо-Востока СССР /Под ред. Н. К. Клюкина. Магадан, 1960. 425 с.
- Реутт А. Т. Растительность.—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 257—299.
- Соколов И. А., Соколова Т. А. О зональном типе почв в области многолетней мерзлоты.—Почвоведение, 1962, № 10, с. 23—32.
- Шумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 379 с.
- Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Томирдиаро С. В. Многолетняя мерзлота.—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 133—149.
- Хохряков А. П., Шаткаускас А. В. О степной флоре в бассейне верхней Колымы.—В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 136—140.
- Цыпленкин Е. И. Вечная мерзлота и почвообразование.—Почвоведение, 1946, № 12, с. 709—718.
- Шаманова И. И. Сезонное промерзание и протаивание почв и горных пород.—В кн.: Геоэкологические условия Печорского угольного бассейна. М.: Наука, 1964, с. 88—118.
- Швецов П. Ф. Особенности условий теплообмена в системах литосфера—почва—атмосфера и литосфера—водоем на территории с низкотемпературными толщами мерзлых пород.—В кн.: Материалы 4-го совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск; Владивосток, 1964, с. 8—10.
- Шило Н. А. Рельеф и геологическое строение.—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 21—83.
- Юрцев Б. А. Степные сообщества Чукотской тундры и проблема плейстоценовой «тундростепи».—В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 471—479.
- Юрцев Б. А. Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л.: Наука, 1974. 157 с.

В. М. МИХАЙЛОВ

О ВОЗМОЖНОМ РАЙОНИРОВАНИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗИМНЕГО ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ¹

Изучение термического режима почв представляет интерес во многих аспектах. От термического режима почв в значительной степени зависит интенсивность элементарных почвообразовательных процессов. Почва является средой обитания для разнообразных растительных и животных организмов, и условия их существования определяются, в частности, характеристиками почвенного климата. Наконец, качественные особенности и направление развития многолетнемерзлых толщ, играющих важную роль в процессе почвообразования, зависят от многолетнего теплового режима верхних слоев почвы [Томирдиаро, 1970].

Учитывая все более широкое развитие исследований по генезису почв, геоботанике и почвенной зоологии на Северо-Востоке СССР, представляется необходимым дать хотя бы общую оценку температурного режима верхних почвенных горизонтов в его пределах. Сведения о температурах почв региона, в который мы включили Магаданскую область, бассейны рек Индигирка и Яна и материковую часть Камчатской области, крайне недостаточны. Из 140 станций Магаданской области наблюдения за температурами почв по вытяжным термометрам (т. е. под ненарушенным растительным покровом) ведутся на 19 (две из них расположены на таликовых участках, и данные по ним не могут быть использованы для наших целей). Далее к западу, вплоть до Верхоянского хребта, имеется четыре такие станции, а в материковых районах Камчатской области нет ни одной.

Кроме того, следует иметь в виду, что возможность экстраполяции данных о температурах воздуха и температурах

¹ Предлагаемое районирование носит предварительный характер. Публикация статьи представляется целесообразной, так как в ней впервые для Северо-Востока СССР предпринята попытка выделения районов по документированным материалам (Прим. ред.).

почвы существенно различна, так как процессы передачи тепла в почве отличаются большей сложностью и происходят значительно медленнее. Если температура воздуха — интегральная величина для обширных площадей, то температура даже поверхности почвы, завися от микроструктуры распределения растительности, снежного покрова, макро- и микро-рельефа, является индивидуальной величиной для каждой местности и, более того, для каждой точки.

Таким образом, имеющиеся данные не могут дать сколько-нибудь полной картины поля почвенных температур Северо-Востока СССР. Однако можно попытаться получить общее представление о различиях в формировании температурного режима почв в разных частях региона косвенным путем, рассмотрев на основе климатического районирования пространственное распределение численных значений факторов, определяющих этот режим либо тесно связанных с ним (радиационный баланс, температура воздуха, снежный покров и т. д.). Привлекая затем данные о температурах почв, представляется возможным выявить основные тенденции их изменения по территории Северо-Востока СССР в виде схемы почвенно-температурного районирования. Подобный подход также не избавляет от ограничений, потому что большая часть рассматриваемой территории занята горными образованиями, а метеостанции, как правило, располагаются в речных долинах; сведения же об изменении метеоэлементов с высотой отрывочны. Более того, в горах из-за сильных ветров и пересеченности рельефа очень велики вариации мощностей снежного покрова. Разброс значений температур почв вследствие этого оказывается даже больше изменений, обусловленных высотной поясностью (табл. 1).

Разность средних температур января в почве на высотах 500 и 1500 м на глубине 0,2 м составляет 3,6°С при близких значениях мощностей снежного покрова. В то же время на высотах 1200—1500 м, где климатические условия различаются мало, разброс величин температур на той же глубине при вариациях мощностей снежного покрова от 3 до 91 см равен 13,4°. Подобные явления ввиду их мелкокомасштабности и слабой изученности в настоящее время не могут быть учтены.

Таким образом, наша схема будет представлять собой некий общий фон, на который накладывается влияние местных условий: абсолютной высоты, экспозиции (для склоновых участков) и т. д. То же, впрочем, относится (в разной мере) к полям многих других метеоэлементов. Эта схема имеет предварительный характер и нуждается в дальнейших уточнениях.

За основу подразделения региона по режиму почвенных температур принято климатическое районирование Н. К. Ключ-

Таблица 1
Средние январские температуры почвы на глубине 20 см и мощности снежного покрова на различных высотах (южная оконечность хребта Большой Анначаг)

№ термометрической стойки	Абсолютная высота, м	t почвы, °С	Мощность снежного покрова см
19	500	-18,2	29
10	1500	-14,8	35
7	1200	-24,7	3
11	1400	-11,3	91

Примечание. Таблица составлена по данным наблюдений на экологической станции «Абориген» зимой 1978/79 г.

кина [1970, рис. 25]. Одним из важнейших факторов, определяющим зимние температуры почв, но не учитываемым в климатическом районировании, является режим снежного покрова. Так как минимальные температуры воздуха наблюдаются, как правило, в январе, то, по-видимому, наиболее полными характеристиками этого режима могут служить мощности и плотности снежного покрова в январе совместно с динамикой мощностей. Для выяснения пространственного распределения мощностей и плотностей снежного покрова были построены изолинии численных значений этих параметров по результатам снегосъемок на вторую декаду января (рис. 1). Из сравнения рис. 1 со схемой климатического районирования видно, что на северной, восточной и юго-восточной границах распространения леса происходит резкое увеличение плотностей снега и уменьшение его мощностей. Далее к северу и востоку заметного или во всяком случае закономерного изменения этих характеристик не наблюдается. На юге, западнее п-ова Кони, лес достигает побережья, и скачок плотностей и мощностей снежного покрова отмечается в его пределах в нескольких десятках километров от Охотского моря. К западу от линии, соединяющей верховья р. Колыма и низовья р. Индигирка, мощности снежного покрова изменяются по направлению к побережьям не столь значительно. Однако здесь, как и на востоке, залесенная территория выделяется низкими плотностями снежного покрова и принципиально иной по сравнению с приморскими районами динамикой его нарастания.

Так как к одному из климатических рубежей приурочены наиболее существенные изменения параметров снежного покрова, можно расчленить регион на две обширные области: приморскую, с плотным и маломощным снежным покровом,

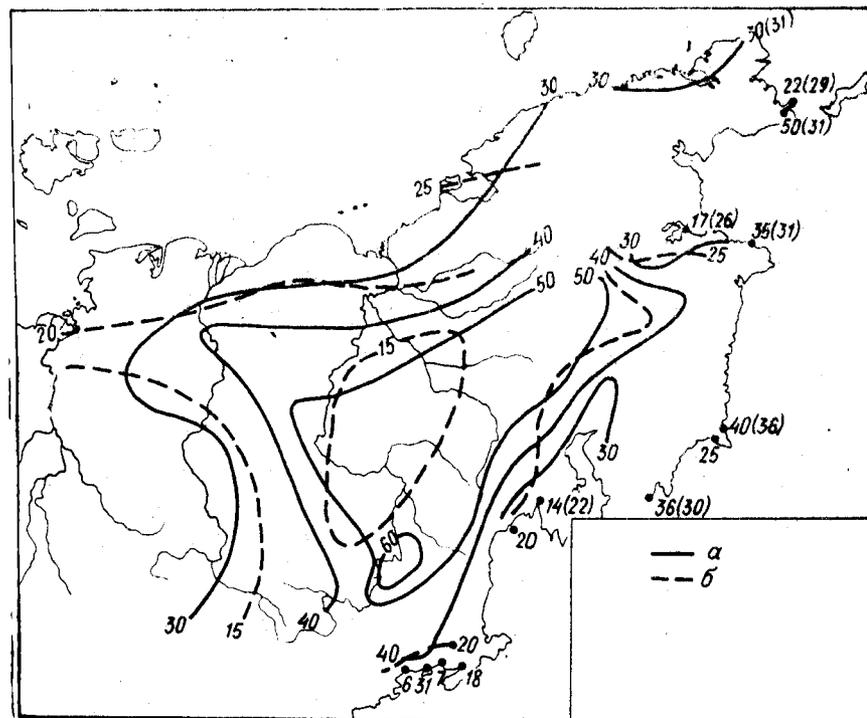


Рис. 1. Изолинии параметров снежного покрова на вторую декаду января (по данным «Справочника...» [1968]): а — мощность, см; б — плотность, г/см³ × 100. Вдоль тихоокеанского побережья, где параметры снежного покрова сильно варьируют, приведены числовые характеристики параметров в отдельных пунктах (в скобках указаны значения плотности). Разрыв изолиний объясняется недостатком данных. Для станций, где имеется более одной трассы снегомерного маршрута, учитывались данные, соответствующие преобладающему характеру растительного покрова

и континентальную, где он более мощный и рыхлый². Граница областей проведена по линии, разделяющей территории с климатами тундры и лесотундры в пределах леса и вне его [тер-

² Годовая сумма осадков убывает от южного и восточного побережий в глубь материка от 500—700 до 300—400 мм/год. Однако из-за сильного ветрового уплотнения (до 0,35 г/см³) значения мощности снежного покрова на побережьях оказываются примерно вдвое меньше значений, возможных при той же плотности снега, что и в континентальной части региона (0,13—0,15 г/см³).

Здесь и далее средние многолетние величины взяты из «Справочника по климату СССР» [1968]; для станций Охотск, Марково и Амгуэма 87 км, где наблюдения за почвенными температурами начаты недавно, характеристики рассчитывались осреднением за 12-летний период (1966—1977 гг.) по архивным материалам КУГМС. Вследствие того что не на всех метеостанциях ведется наблюдения за температурой почв на глубине 0,2 м (наиболее значимой для биологических процессов и почвообразования), в работе приведены характеристики для глубины 0,4 м.

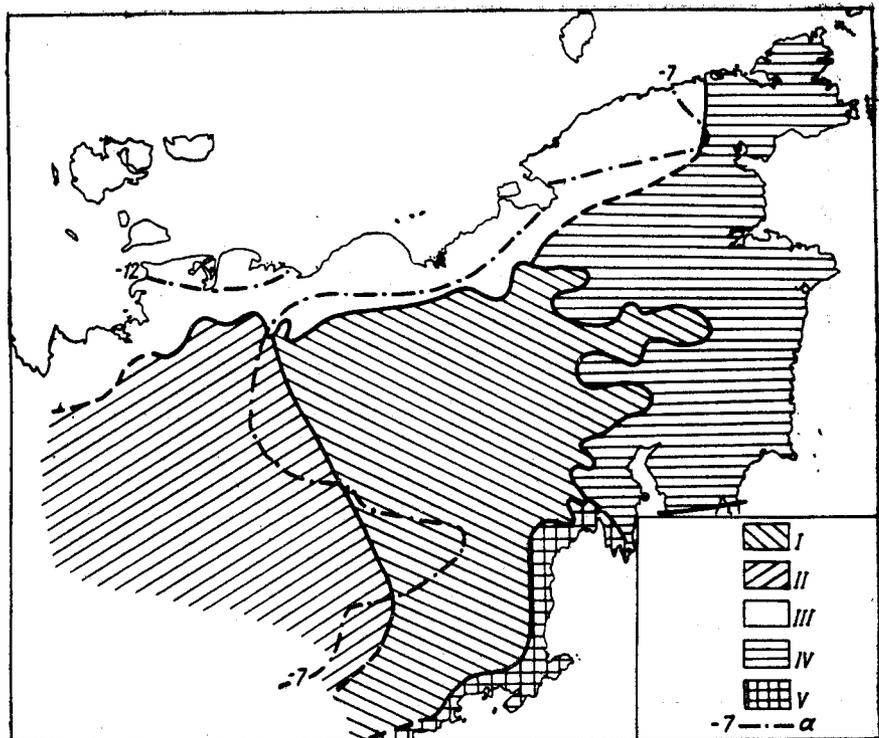


Рис. 2. Почвенно-температурное районирование Северо-Востока СССР. Районы: I—Восточный континентальный; II—Западный континентальный; III—Приарктический; IV—Приберинговский; V—Приохотский. а—геоизотермы по С. В. Томирдиаро [1970]

мины Н. К. Клюкина, 1970], и только западнее п-ова Кони отступает на 20—50 км к северу (рис. 2). Эта граница в общих своих очертаниях параллельна июльским и январским изотермам, более того, вдоль нее наблюдается, как правило, сгущение изотерм (рис. 3), что подтверждает целесообразность предложенного деления территории региона. Вдоль юго-восточного участка границы, между реками Вилига и Яна (Охотская), величина градиента температуры воздуха достигает $1^{\circ}/4$ км; это чрезвычайно высокое значение вызвано резким температурным контрастом между морем и материком.

В континентальной области Н. К. Клюкин выделяет (главным образом по режиму увлажнения) зону климата хвойных лесов, охватывающую частично долины рек Колыма и Индигирка и их крупных притоков. Эта зона, таким образом, оказывается как бы вписанной в лесной тип (или вариант) климата тундры и лесотундры. Температуры воздуха и характеристики снежного покрова в зоне хвойных лесов и прилегающих

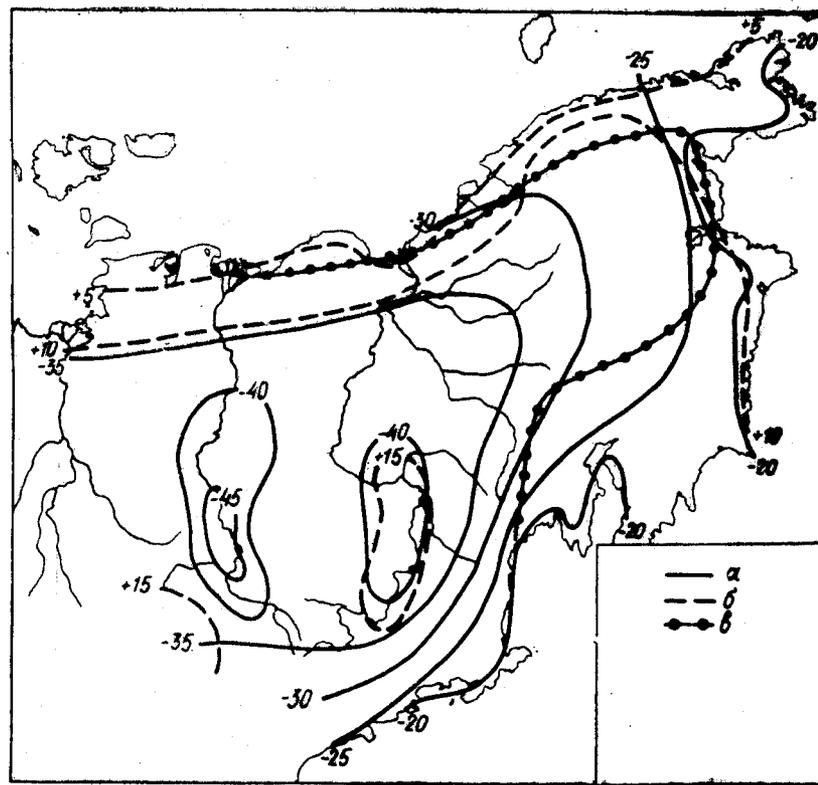


Рис. 3. Расположение январских (а) и июльских (б) изотерм на территории Северо-Востока СССР (по данным «Справочника...» [1968]); в—линия, разделяющая территории с январскими и февральскими минимумами температур воздуха

местностях, по данным метеостанций, практически не различаются, что позволяет считать условия формирования зимнего температурного режима почв в них близкими. Тем не менее данные замеров мощности снежного покрова в пределах континентальной области показали неравномерное его распределение. К востоку от Колымы они сравнительно однородны, но значительно уменьшаются в западном направлении: если в верховьях этой реки мощность снежного покрова на речной долине варьирует в пределах 50—60 см и более, то в верховьях р. Яна этот показатель не превышает 30 см. Это позволяет выделить здесь два района: Западный континентальный и Восточный континентальный. Граница их проходит в меридиональном направлении, почти точно соответствуя изолинии мощности снежного покрова 40 см. Обоснованность такого деления подтверждается данными с среднееголетних температурах почв самых

холодных месяцев³. Среднее значение по Западному району равно -22° при максимальном -18° , тогда как по Восточному — -14° при минимальном -17° , т. е. даже диапазоны температур не перекрываются.

К северу и востоку от границы распространения леса Н. К. Клюкиным выделены тип климата тундры и лесотундры вне пределов леса и зона климата арктической пустыни и арктической тундры, различающиеся температурными условиями лета и характером растительного покрова. Температуры воздуха зимой на соответствующих территориях практически одинаковы, так же как и январские высоты и плотности снега. Последние, однако, не характеризуют режим снежного покрова в течение всей зимы. Если изменения плотности в общем малы и ими можно пренебречь, то мощность меняется значительно и ее динамика сильно варьирует от станции к станции. Насколько существенна такая характеристика, можно показать на примере станций Уэлен и Прииск Красноармейский (рис. 4). Плотности снега на них различаются сравни-

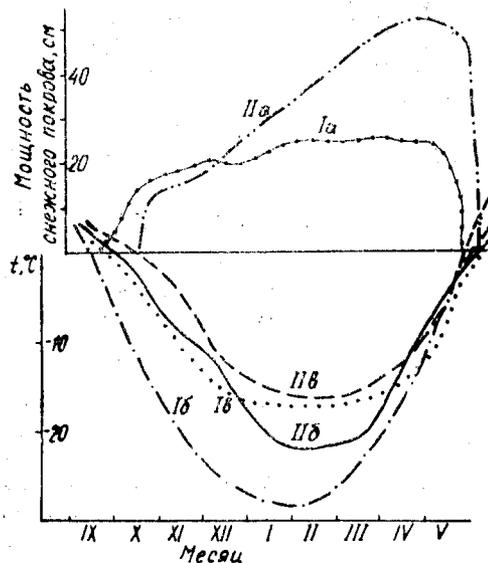


Рис. 4. Ход мощностей снежного покрова (а), температур воздуха (б) и почв (в) (по данным «Справочника...» [1968]) на станциях Прииск Красноармейский (I), Уэлен (II)

тельно мало ($0,31$ и $0,26$ г/см³), температура воздуха на станции Уэлен с октября по март в среднем выше, чем на станции Прииск Красноармейский, на 8° , а максимальная мощ-

³ Запоздывание минимумов температур почв по отношению к минимумам температур воздуха может достигать 2 мес. Зависимость величины запаздывания от параметров снежного покрова, теплопроводности почвы, глубин залегания и характеристик многолетнемерзлых толщ нуждается в специальном рассмотрении.

ность снежного покрова в 2 раза больше. Тем не менее разница средних многолетних температур самого холодного месяца в почве на двух станциях составляет всего $0,6^{\circ}$. Это объясняется тем, что снег на станции Прииск Красноармейский выпадает раньше и быстро достигает сравнительно большой мощности (еще в начале декабря снега в Уэлене меньше), что предохраняет почву от выхолаживания.

Для сравнения динамики роста снежного покрова на различных станциях были рассчитаны среднемноголетние относительные его мощности (в % от максимальных) на вторую декаду каждого месяца (табл. 2). Результаты показали, что при всем разнообразии абсолютных мощностей снежного покрова динамика его роста в пределах континентальных районов имеет одинаковый характер. Вдоль северного побережья, вплоть до станции Мыс Шмидта, она иная, но в пределах этой полосы одинакова; следующий качественный скачок наблюдается на востоке, где ход высот снега во времени резко отличен.

Таким образом, выделяется еще один район, вытянутый вдоль побережья Северного Ледовитого океана — Приарктический. На юге он примыкает к континентальным районам, а восточная его граница проходит примерно по р. Амгуэма, близко совпадая с январской изотермой -25° и июльской 10° , а также (частично) с восточным пределом зоны арктической пустыни и арктической тундры.

Обширные безлесные пространства на востоке материка от Чукотского полуострова до зал. Шелихова за недостатком данных приходится отнести к одному району, Приберинговскому, на западе граничащему с Восточным континентальным районом, а на севере — с Приарктическим. Участок последней границы, проходящий в широтном направлении, проведен ориентировочно, так как сеть станций здесь сильно разрежена.

Наконец, в особый район, Приохотский, выделяется узкая полоса побережья Охотского моря. Мощности снежного покрова здесь минимальны; по сравнению с Приберинговским они в среднем меньше почти в 2 раза. Динамика снежного покрова в этих двух районах тоже различна: в Приберинговском характеризуется постепенным ростом до максимальных мощностей в марте — апреле, а в Приохотском — быстрым нарастанием высот до максимальных или почти максимальных уже в ноябре с последующим варьированием в связи с ветровым перемещением. Кроме того, в Приберинговском районе преобладает смещенный ход температур воздуха с минимумом в феврале, тогда как Приохотскому свойствен обычный ход с январским минимумом (рис. 3).

Попытаемся теперь оценить различия в температурном режиме почв в разных частях региона в многолетнем масштабе.

Интегральными характеристиками, подходящими для этой

Динамика роста снежного покрова
(мощности на вторую декаду месяца, % от максимальных значений)

Район	Станция	Относительная мощность по месяцам, %												Максимальная мощность, см
		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V				
Западный континентальный	Предпорожная	—	21	50	71	83	92	100	96	—	—	41		
	Делякир	—	43	55	75	84	95	100	98	—	—	44		
	Среднекан	21	30	53	68	81	95	100	100	44	—	93		
Восточный континентальный	Каньон	—	40	51	64	70	84	96	95	78	—	77		
	Среднеколымск	—	31	51	69	83	95	98	98	37	—	59		
	Марково	—	24	59	73	81	91	99	100	49	—	71		
Приарктический	Казачье	—	41	69	79	86	93	97	93	51	—	29		
	Алазея	—	50	70	73	80	90	100	100	87	—	30		
	Прииск Красноярский	—	27	67	74	93	93	96	96	59	—	27		
Приобригтовский	Мыс Шмидта	—	37	68	76	78	83	88	93	100	—	41		
	Амгуэма 87 км	3	20	37	45	54	76	87	100	90	—	110		
	Уэлен	—	—	30	43	58	74	89	100	94	—	53		
Прихотский	Яранга	—	17	46	52	63	87	87	100	75	—	63		
	Угольная	—	—	35	52	67	81	87	100	—	—	52		
	Гижига (Кушка)	—	29	93	100	100	86	93	86	—	—	14		
Прихотский	Мелководная	—	30	80	100	90	80	70	80	—	—	20		
	Нагаево	—	33	79	91	94	88	91	85	—	—	33		
	Усть-Армань	—	45	64	82	55	64	55	91	—	—	11		

цели, могут служить температуры и глубины залегания многолетнемерзлой толщи. При наложении мерзлотно-геоморфологической схемы [Томирдиаро, 1970] на схему почвенно-температурного районирования видно, что восточные границы Приарктического и Западного континентального районов довольно близки к геоизомерме -7° (рис. 3). Расхождения наиболее велики там, где орография местности вдоль границ неоднородна, что вполне объяснимо, ибо наши исходные данные относятся только к пониженным элементам рельефа. В этих районах почвы в масштабе года наиболее холодные: в первом за счет прохладного лета, во втором за счет суровых условий зимы. Эта закономерность также хорошо прослеживается по температурным разрезам почв (рис. 5, 6), нижние слои

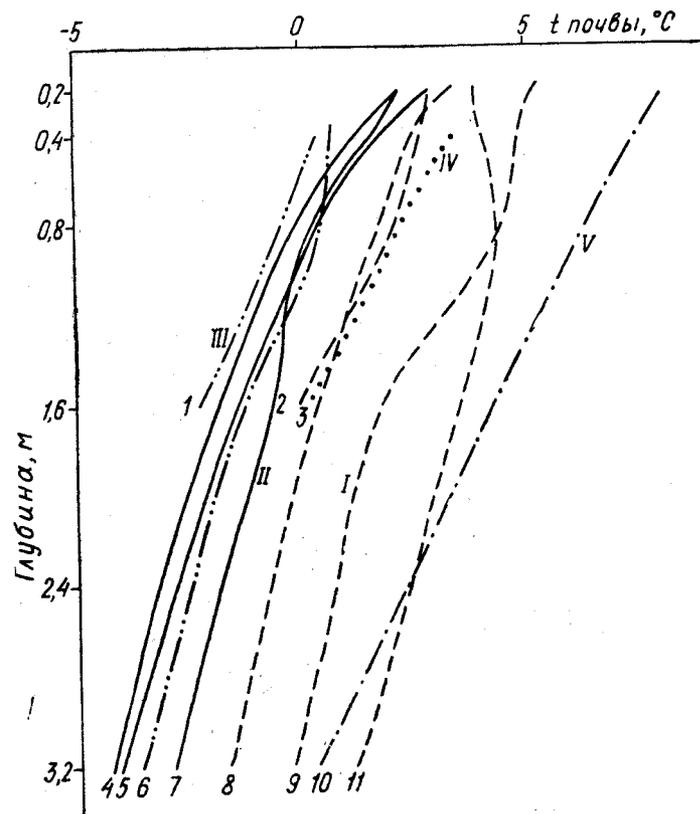


Рис. 5. Ход среднеежегодных температур почв по глубине в сентябре. Районы: I — Восточный континентальный; II — Западный континентальный; III — Приарктический; IV — Приберинговский; V — Прихотский. Цифры у окончания линий соответствуют номерам станций: 1 — Мыс Шмидта; 2 — Среднеколымск; 3 — Уэлен; 4 — Аркагала; 5 — Предпорожная; 6 — Прииск Красноярский; 7 — Делякир; 8 — Омолон; 9 — Зырянга; 10 — Нагаево; 11 — Каньон

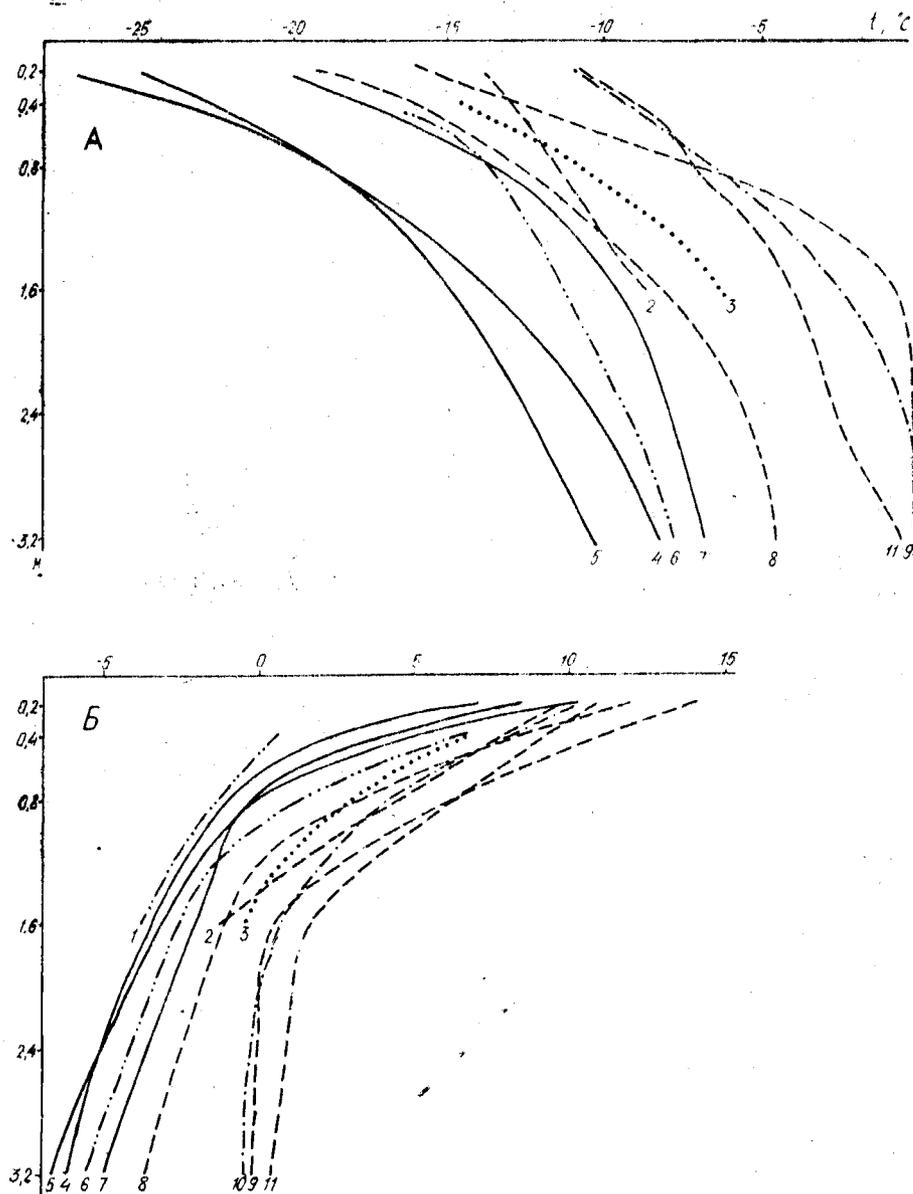


Рис. 6. Ход среднееголетних температур почв по глубине в январе (А) и июле (Б). Условные обозначения см. на рис. 5

почвы в Приарктическом и Западном континентальном районах остаются более холодными, чем в других районах, даже при близких в отдельные периоды значениях температур поверхностных горизонтов. Максимальная глубина оттаивания здесь меньше приблизительно в 2 раза.

Имеющиеся данные о почвенных температурах в целом не противоречат предложенной схеме районирования. Наибольший прогрев почв летом наблюдается в Прихотском и Восточном континентальных районах. Самым холодным зимой является Западный континентальный район (рис. 3). Пока имеется лишь один пример, не укладывающийся в эту схему. В восточной части Приарктического района, между Чаунской губой и устьем р. Амгуэма, наблюдается градиент средних многолетних температур воздуха июля около $1^{\circ}/3$ км, т. е. больший даже, чем на границе континентальной и приморской областей. Резкое похолодание воздуха к побережью сильно сказывается на температурах почвы: на станции Прииск Красноармейский, отстоящей от моря на 40 км, средняя многолетняя температура самого теплого месяца в почве на 5,8° выше, чем на станции Мыс Шмидта. Такие значительные температурные отличия отмечены в узкой (до 15—20 км) кромке побережья. Выделять ее в самостоятельный район вряд ли целесообразно из-за малой территории и несовпадения ее границ с климатическими.

Ниже приводим обобщенные описания районов.

Восточный континентальный район лучше других обеспечен данными о почвенных температурах: наблюдения ведутся на 9 станциях, почти равномерно расположенных на территории.

Лето здесь наиболее теплое, в верховьях Колымы проходит замкнутая изотерма июля 15° . Осредненное значение среднееголетних температур самого теплого месяца в почве (почти всюду июль) равно $9,1^{\circ}$, а на глубине 0,2 м— $11,2^{\circ}$. Средняя многолетняя мощность⁴ оттаивающего слоя не менее 1,5 м и на большинстве станций превышает 2 м.

Устойчивый снежный покров образуется, за редкими исключениями, в первой декаде октября, разрушение его происходит во второй—третьей декадах мая. Плотности снега малы (от $0,15$ г/см³ в центральной части до $0,20$ г/см³ на границах с приморскими районами), а мощности—наибольшие для всего Северо-Востока СССР. На участке, расположенном

⁴ Столь высокие значения мощностей оттаивающего слоя в этом и в других районах объясняются тем, что метеостанции, как правило, располагаются на участках, где моховой покров отсутствует и торфянистый горизонт не выражен. Величины оттаивания использованы здесь лишь в целях сравнения условий прогрева почв в разных районах; распространять их на значительные территории, по-видимому, нельзя.

между низовьями рек Буонда и Бохалча, мощности превышают 60 см и почти нигде, кроме северных окраин, не ниже 40 см. Поэтому, несмотря на суровые условия зимы (средне-многолетние температуры января на большей части территории ниже -35°), почвы здесь остаются сравнительно теплыми. Наименьшая из средних многолетних температур самого холодного месяца по станциям равна $-16,6^{\circ}$, в среднем же по району — $-13,6^{\circ}$, на глубине 0,2 м — $-15,2^{\circ}$; эти цифры близки к имеющимся данным по Прихотскому району, где зима гораздо мягче. Минимум приходится на январь — февраль, на глубине 0,4 м может наблюдаться в марте.

В Западном континентальном районе лето в целом немногим прохладнее, чем Восточном континентальном, но почвы прогреваются заметно хуже. Это может объясняться, в частности, близким залеганием более холодных многолетне-мерзлых толщ. По наблюдениям на четырех станциях, в юго-восточной части района средние многолетние температуры самого теплого месяца в почве (июль, на глубине 0,4 м местами август) находятся в пределах от $3,2$ до $8,9^{\circ}$; на глубине 0,2 м — от $7,1$ до $11,5^{\circ}$; глубина оттаивания не более 1,2 м.

Устойчивый снежный покров образуется в первой неделе октября (в низовьях р. Индигирка — в последних числах сентября) и разрушается во второй декаде мая (в низовьях Яны и Индигирки — в третьей). Он рыхлый ($0,13-0,15$ г/см³), но маломощный (менее 40 см, а в западной части менее 30 см). Поскольку условия зимы здесь наиболее суровы, средняя температура января почти повсеместно ниже -35° , а местами ниже -45° , в пределах района создаются условия для сильнейшего выхолаживания почв. Средние многолетние температуры самого холодного месяца лежат между $-18,0$ и $-23,5^{\circ}$ (на глубине 0,2 м — $20,3$ — $27,1^{\circ}$) и приходится на январь — февраль; это наименьшие для всего региона значения. Основываясь на данных о температурах воздуха и высотах снежного покрова, можно предположить, что в бассейне р. Яны и низовьях р. Индигирка температуры почвы столь же низки.

Приарктический район — район с самым холодным летом. Средние температуры воздуха в июле $5-10^{\circ}$, только в узкой полосе между реками Чаун и Амгуэма на юге района они несколько выше 10° , а по кромке побережья Северного Ледовитого океана опускаются до 3° . Кроме того, в первой половине лета частая облачность ухудшает условия прогрева почв; величины радиационного баланса здесь наименьшие. Средние многолетние температуры самого теплого месяца в почве (июль и август) на двух станциях в восточной части района равны $6,8$ и $1,0^{\circ}$; последняя цифра минимальна для всего региона (на глубине 0,2 м наблюдения не ведутся). Оттаивание почвы не превышает 1,0 м.

Есть основания предполагать, что далее к западу, на выдающихся в море участках суши, летом создаются такие же температурные условия, как и между Чаунской губой и устьем р. Амгуэма. Особенно холодные почвы лежат, вероятно, между устьями рек Индигирка и Яна, где проходит геонизотерма -12° (рис. 4). Скорее всего, и в масштабе года термический режим почв здесь наиболее суров.

Зимой условия формирования почвенных температур также разнообразны. Мощность плотного ($0,20-0,25$, на востоке до $0,30$ г/см³) снежного покрова колеблется от 20 до 30 см. Средняя температура воздуха в январе повышается от -35° в устье р. Яна до -25° на восточной границе, минимум на части территории наблюдается в феврале. Весьма значителен разброс в сроках образования и разрушения снежного покрова. Средне-многолетние температуры самого холодного месяца в почве равны $-15,2$ и $-16,6^{\circ}$ (февраль, март); при увеличении числа станций следует, по-видимому, ожидать увеличения разброса. Судя по данным о температурах воздуха и мощностях снежного покрова, на западе района температуры почвы не должны существенно отличаться от температур на востоке.

В Прихотском районе средние многолетние температуры воздуха в июле и августе почти совпадают и равны $10-12^{\circ}$. Ввиду значительного разнообразия природных условий — в первую очередь «островного» распространения многолетней мерзлоты — данные двух метеостанций не могут дать представления о широком спектре почвенных температур, который должен иметь место на территории района. Средние многолетние температуры почвы самого теплого месяца (июль — август) равны $9,9$ и $13,4^{\circ}$; на глубине 0,2 м — $11,4$ и $14,8^{\circ}$.

Средне-многолетние январские температуры воздуха почти на всей территории района лежат между -20 и -25° . Плотность снежного покрова равна $0,25-0,30$ г/см³; распределение его имеет весьма пестрый характер — от 6 см в Усть-Армани до 46 см в Мелководной (в лесу). В самые холодные месяцы (январь, февраль) температуры почв на глубине 0,4 м равны $-9,9$ и $-15,1^{\circ}$, а на глубине 0,2 м — $-11,2$ и $-17,4^{\circ}$.

В Приберинговском районе средняя температура воздуха в июле равна 10° и лишь в узкой полосе восточного побережья несколько ниже этой величины. Данные наблюдений на станциях Уэлен и Амгуэма 87 км, расположенных на севере района, и приграничных станциях Марково и Омсукчан позволяют предположить, что максимальные средне-многолетние температуры почвы большей частью лежат в пределах от 6 до 10° и приходится на август, а на глубине 0,2 м (июль — август) — от 7 до 13° . Глубины оттаивания на станциях Уэлен и Амгуэма 87 км составляют не менее 1,5 м,

и вряд ли следует ожидать меньших значений в не охваченной наблюдениями части района, расположенной южнее.

Устойчивый снежный покров образуется во второй — третьей декадах ноября, разрушается в конце мая — начале июня. Плотность его равна 0,20—0,30 г/см³, мощность не менее 30—40 см. Минимальные среднемесячные температуры воздуха наблюдаются на большей части территории в феврале (от —20 до —28°). Среднемесячные температуры почвы предположительно наиболее низки в феврале — марте и составляют —9 — —16°, а на глубине 0,2 м — от —8 до —19°.

Предложенная схема районирования Северо-Востока СССР по температурам почвы может иметь следующее практическое применение. При необходимости ориентировочной оценки возможных значений температур почвы в пункте, где такие наблюдения не ведутся, можно использовать данные станций-аналогов. Необходимо, как минимум, две станции: одна с близкими мощностями снежного покрова, другая со сходными температурами воздуха. Прибегнув затем к интерполяции, в первом приближении получим представление о наиболее вероятных температурах почвы в заданной точке. Желательно при этом использовать данные о мощностях снежного покрова «по постоянной рейке», так как они лучше отражают условия в пункте измерения почвенных температур: одно из трех наблюдений, используемых при расчете этой величины, проводится возле места установки термометров, остальные — сравнительно близко от него (ближе, во всяком случае, чем трасса снегомерного маршрута). К сожалению, данные по термометрической площадке в метеорологических справочниках не выделяются.

При оценке вероятных значений почвенных температур в какой-либо конкретной местности на основании средних многолетних данных следует, разумеется, иметь в виду, что даже среднемесячные величины по отдельному году могут существенно отличаться от многолетних. При этом зимние характеристики обладают значительно меньшей межгодовой устойчивостью как из-за больших, чем летом, вариаций температур воздуха, так и за счет изменчивости высот снега (табл. 3). Какие-либо закономерности в пространственных изменениях устойчивости термических характеристик по имеющимся данным выявить нельзя.

Наша предварительная схема почвенно-температурного районирования Северо-Востока СССР в целом значительно отличается от климатического районирования. В этих схемах совпадает практически лишь одна граница, разделяющая лесной и безлесный типы климата тундры и лесотундры (континентальную и приморскую области); второстепенная у Н. К. Клюкина, она становится основной в почвенно-температурном подразделении региона. Наоборот, выделенные

Таблица 3

Средние многолетние значения высот снежного покрова, температур воздуха и почвы и средние квадратические отклонения от них

Район	Станция	Январь				Июль					
		t воздуха, °C		Высота снежного покрова, см	t почвы, °C		t воздуха, °C		t почвы, °C		
		\bar{t}	σ_t		\bar{t}	σ_t	\bar{t}	σ_t	\bar{t}	σ_t	
Западный континентальный	Сусуман	-39,0	6,2	17	9	18,8	2,9	13,3	3,3	14,2	3,0
	Аркагала	-38,2	5,4	24	13	19,4	4,4	13,4	1,2	10,0	1,8
Восточный континентальный	Эльген	-39,5	5,5	33	14	20,4	4,9	14,3	1,3	5,9	1,0
	Марково	-24,0	5,4	56	19	17,7	4,7	14,3	1,3	2,0	0,8
Приберинговский	Амгуэма 87 км	-25,3	4,4	48	13	17,8	4,4	14,2	1,0	11,3	0,9
	Охотск	-24,2	3,3	15	10	17,3	4,6	10,6	1,6	9,4	1,2
Приохотский	Нагаево	-17,7	4,1	17	14	8,5	4,3	11,9	1,0	8,1	0,9
						6,7	4,5	9,8		5,6	1,0
						10,8	1,9	11,6	1,0	5,6	1,0
						10,0	1,8	14,4	1,0	5,6	0,8
						17,4	5,2	12,2	1,0	14,4	1,2
						15,1	4,4	9,8	1,0	12,2	0,7
						9,0	3,8	11,0	1,0	9,8	1,2
						7,6	3,3	8,1		8,1	1,2

Примечание. В числителе указаны значения температур на глубине 0,2 м; в знаменателе — на глубине 0,4 м. Ряды наблюдений на всех станциях в целях сравнимости сокращены до наименьшего по длительности (12 лет).

Н. К. Клюкиным крупные зоны хвойных лесов и арктических пустынь и тундр в нашей схеме не вычлняются.

ЛИТЕРАТУРА

Клюкин Н. К. Климат.— В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 101—129.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: ГМИ, 1965, вып. 3, ч. 1. 306 с.

Справочник по климату СССР. Л.: ГМИ, 1968, вып. 24, 27, 33, ч. 2, 4.

Томирдиаро С. В. Многолетняя мерзлота.— В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 133—149.

И. А. СОКОЛОВ

ПОНЯТИЙНО-ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ КРИОМОРФНЫХ ПОЧВ

Влияние криогенных явлений — промерзания, оттаивания, многолетней мерзлоты — на почвообразование привлекло внимание почвоведов еще на заре становления докучаевского почвоведения. В начале 900-х годов в работах почвоведов Переселенческого управления были установлены основные формы влияния этих явлений на почвы, описаны криогенные почвенные процессы и почвенные свойства. Теоретическое обобщение и осмысление результатов этих исследований выполнено с широких общих позиций новой для того времени науки — генетического почвоведения. Анализ закономерностей криоморфного почвообразования по классической схеме генетического почвоведения «факторы —> процессы —> свойства» имеется в работах К. Д. Глинки, Л. И. Прасолова, И. В. Квашнина-Самарина, В. Н. Сукачева, Р. И. Аболина, И. Ф. Крюкова и других ученых. Вместе с тем разработанная в то время концепция о генетической самобытности многих сибирских почв, обусловленной влиянием промерзания и мерзлоты, не получила соответствующего понятийно-терминологического (а точнее, терминологического), классификационного и картографического оформления. Многие термины («криогенные» и «криоморфные почвы», «мерзлотная ретинизация», «криогенные процессы», «мерзлотные почвы» и др.) появились значительно позднее, чем соответствующие им понятия. Классификационно-терминологическая и картографическая незавершенность концепции не раз служила поводом для необоснованных упреков в адрес почвоведов Переселенческого управления в недооценке влияния криофакторов на почвообразование.

Проблемы ультраконтинентального мерзлотного почвообразования вновь привлекли внимание исследователей в середине 50-х годов, и с тех пор интерес к ним не проходит. В работах Е. Н. Ивановой, Н. А. Ногиной, О. В. Макева, Н. В. Орловского и др. концепция криоморфного почвообразования получила дальнейшее развитие. Постепенно совер-

шенствовало ее понятийно-терминологическое, классификационное и картографическое оформление. В этом плане необходимо подчеркнуть первостепенное значение исследований, проводившихся Почвенным институтом им. В. В. Докучаева по инициативе и под руководством Е. Н. Ивановой, и особенно работ Н. А. Ногиной в Забайкальской почвенной экспедиции.

Строительство БАМа и активное промышленное освоение труднодоступных районов Сибири, Крайнего Севера и Дальнего Востока усилили научную и практическую значимость изучения проблем криоморфного (и вообще континентального) почвообразования. Появились не только новые фактические материалы, но и новые теоретические работы; стали усложняться и множиться научные понятия. Прошли дискуссии по ряду классификационных и географо-генетических проблем, возникли некоторые терминологические разночтения.

Не претендуя ни на полноту охвата всего круга теоретических вопросов, ни на исчерпывающий литературно-исторический анализ затронутых проблем, кратко рассмотрим три группы актуальных в этом плане задач: 1) основные понятия и термины; 2) классификационное выделение мерзлотных, криоморфных и подобных им почв; 3) криофакторы почвообразования и их место в общей иерархии факторов.

Анализ понятийно-терминологического аппарата начнем с наиболее общих понятий, ограничивающих сам объект исследования — криогенные явления (процессы, свойства). Криогенные почвенные процессы — это процессы, возникающие в почвах под влиянием отрицательных температур и фазовых переходов в состоянии почвенной влаги (твердое — жидкое). Криогенные свойства (признаки) — это свойства, сформировавшиеся в результате криогенных процессов. Такое понимание терминов общепринято [Толковый словарь..., 1975]. Однако необходимо подчеркнуть, что криогенными следует называть те (и только те!) процессы (и свойства), которые возникли под влиянием криофакторов, но отнюдь не всю совокупность процессов, протекающих в почвах при отрицательных температурах. Среди последних могут быть и такие, которые холод не только не стимулирует, но, напротив, тормозит.

В качестве синонима термина «криогенные почвенные процессы» часто используется краткий и выразительный термин «почвенный криогенез». Предложение О. В. Макеева [1975, 1977] использовать термин «почвенный криогенез» и для обозначения совокупности факторов, вызывающих криогенные процессы, вряд ли приемлемо. Для обозначения такой совокупности факторов лучше использовать термин «криофакторы».

Очевидно, что криогенные явления (процессы, свойства) в той или иной степени характерны для всех почв, подверженных действию криофакторов. С этой точки зрения наиболее

широким «почвенным» понятием следует считать всю совокупность почв, в профиле которых периодически наблюдаются отрицательные температуры и почвенная влага находится в форме льда, независимо от длительности пребывания почв в мерзлом состоянии, интенсивности и глубины промерзания. Наиболее точно этому понятию соответствует термин «промерзающие почвы» (в качестве синонима можно использовать термин «криопедосфера»). Верхнюю оболочку земной коры, в которой наблюдаются (кратковременно или длительно) отрицательные температуры, а влага находится в форме льда, обычно называют криосферой [Попов, 1969; Достовалов, Кудрявцев, 1967]. Этот термин применяется чаще в криолитологии и мерзлотоведении, чем в почвоведении. Криосфера может подразделяться на криолито-, криогидро-, криопедосферу. Использование термина «криопедосфера» подразумевает наличие двух принципиально разных объектов — педосферы и криопедосферы, изучение которых требует различных теоретических подходов. В почвоведении же промерзающие почвы (криопедосфера) полностью подчинены всем общим закономерностям почвообразования, их изучение наиболее целесообразно и плодотворно осуществлять в рамках общего генетического почвоведения.

Предлагаемый термин «промерзающие почвы» не соответствует понятию «криогенные почвы» (синоним «криопедосфера»), в определении О. В. Макеева [1975, 1977]. О. В. Макеев ограничивает криопедосферу (криогенные почвы) почвами, имеющими отрицательную температуру около полугода. Его предположение обосновывается утверждением, что «чем продолжительнее, глубже промерзание и ниже температура, тем более ощутим эффект криогенеза» [Макеев, 1974а, с. 125].

Между тем эффект криогенеза зависит не только (часто не столько) от длительности, интенсивности и глубины промерзания, но и от частоты фазовых переходов влаги из жидкого состояния в твердое и обратно, а также от интенсивности миграции влаги к фронту промерзания. Этот процесс наиболее активен при температуре около -2° . Поэтому нет оснований исключать почвы, промерзающие на короткий срок (менее полугода), из понятия «промерзающие почвы».

Промерзающие почвы принято делить на почвы, имеющие под почвенным профилем горизонт многолетней мерзлоты и не имеющие его. Этим двум понятиям наиболее точно соответствуют термины «мерзлотные» и «сезоннопромерзающие» («сезонномерзлотные») почвы. В понимании термина «мерзлотные почвы» имеются существенные разногласия. В настоящее время существует три основных понимания этого термина: 1) все почвы в пределах ареала многолетней мерзлоты независимо от реального наличия или отсутствия мерзлоты в профиле или даже в толще почвообразующих пород [Ноги́на, 1964];

2) почвы, профиль которых ограничен горизонтом льдистой многолетней мерзлоты и несет яркие признаки ее влияния [Соколова, Соколов, 1963], и 3) почвы, у которых горизонт сезонного промерзания смыкается с горизонтом многолетней мерзлоты независимо от ее глубины, характера и степени влияния на почвообразование [Еловская и др., 1969].

При первом подходе понятие «мерзлотные почвы» практически полностью теряет генетический смысл и становится чисто географическим. Для обозначения этого понятия правильнее использовать термин «почвы мерзлотной области». Второй подход несет максимальную генетическую нагрузку, однако термин «мерзлотные почвы» представляется для этого понятия слишком широким и требует конкретизации. Третий подход оказался наиболее жизненным, целесообразно сохранить его и в будущем.

В зависимости от характера горизонта многолетней мерзлоты мерзлотные почвы целесообразно делить на: 1) льдисто-мерзлотные — мерзлотные почвы на льдистой мерзлоте, являющейся водоупором; 2) сухомерзлотные — мерзлотные почвы на «сухой мерзлоте», не являющейся водоупором. Суть этого деления, но с использованием менее удачных терминов, рассмотрена достаточно подробно [Соколов, Соколова, 1962; Ногина, Уфимцева, 1964; Макеев, 1973].

Понятие «сезоннопромерзающие» («сезонномерзлотные») почвы не вполне соответствует понятию «холодные почвы» О. В. Макеева [1973, 1977]. В «холодные почвы» О. В. Макеев включает только почвы, ежегодно промерзающие примерно на 6 мес. О нецелесообразности такого ограничения понятия говорилось выше. Трудно признать удачным и сам термин «холодные почвы». С одной стороны, «сезоннопромерзающие» почвы могут быть очень жаркими в летние месяцы (почвы степей, пустынь), а с другой — весьма холодными могут быть и непромерзающие почвы (почвы приатлантической субарктики, многие высокогорные почвы).

Среди всей совокупности промерзающих почв (иными словами, в рамках криопедосферы) необходимо особо выделить почвы, в профиле которых криогенные признаки выражены особенно ярко. Генетическую сущность таких почв наиболее точно отражает термин «криоморфные почвы». Степень и формы проявления криоморфизма зависят от очень сложного комплекса причин: водно-физических свойств почв и пород, водного режима, частоты ежегодного промерзания и оттаивания, длительности, интенсивности и глубины промерзания и др. Прямой зависимости между степенью криоморфности почв и какой-либо одной из перечисленных причин нет. Криоморфными или некриоморфными могут быть и мерзлотные и сезоннопромерзающие почвы. Например, у сезоннопромерзающих почв Кольского полуострова криогенные признаки

могут быть выражены очень ярко, а у мерзлотных почв легкого механического состава Центральной Якутии (песчаных подзолов, палево-подзолистых почв) они практически отсутствуют или выражены очень слабо и в иных формах. Палеокриоморфные почвы могут быть и непромерзающими. В максимальной степени криоморфны обычно льдистомерзлотные гидроморфные почвы, в минимальной — сухомерзлотные ксеро- и мезоморфные.

В качестве синонима термина «криоморфные почвы» в литературе широко используется термин «криогенные почвы». Представляется, что он неточно передает суть понятия. Применение подобных терминов («гидрогенные», «литогенные», «биогенные» почвы и др.) подразумевает ведущую роль какого-то одного фактора. Это противоречит одному из основных постулатов докучаевского почвоведения: почва — функция пяти основных факторов почвообразования, которые равнозначны. В последнее время такие термины либо не используются, либо трансформируются (гидрогенные —> гидроморфные). Очевидно, что криогенными (гидро-, лито-, био- и др.) могут быть процессы, признаки, но не почвы. Почвы рождаются не благодаря, а вопреки холоду, они живут и развиваются в основном в теплое время, криогенез не столько формирует почву, сколько осложняет и тормозит почвообразование, деформирует профиль, усиливает роль абиотических процессов в его образовании.

Кроме того, термин «криогенные почвы» понимается в настоящее время неоднозначно. Его используют в очень широком смысле как синоним термина «криопедосфера» [Макеев, 1973, 1977] и в более узком понимании как синоним термина «криоморфные почвы» [Розанов, 1974].

Термин «криоморфные почвы» не имеет перечисленных недостатков, он соответствует сути обозначаемого им понятия, созвучен таким привычным терминам, как «гидроморфные» и «ксероморфные почвы», не имеет разночтений.

В решении классификационных вопросов наметились принципиально различные точки зрения: 1) все названные (или родственные им) понятия могут непосредственно использоваться как самостоятельные таксоны при классифицировании почв; 2) эти понятия не могут являться определенными таксонами почвенных классификаций; иными словами, эти понятия имеют сравнительно-генетический, а не классификационный характер.

Первая точка зрения в наиболее завершенном виде сформулирована О. В. Макеевым [1974 б, 1977], который на самых высоких таксономических уровнях предлагает выделять надформацию криогенных и формации мерзлотных и холодных почв. В качестве критериев в этом случае используются только криогенные процессы и признаки, другие почвенные харак-

теристики не учитываются. Тем самым генетическая сущность почв в значительной мере игнорируется. Строго говоря, при таком подходе объект классификации не удовлетворяет определению почвы как самостоятельного естественно-исторического тела, представляющего собой функцию комплекса факторов почвообразования. Неудивительно, что предложение О. В. Макеева оказалось нереализуемым в почвенных классификациях, действующих в настоящее время. Реализация его означала бы, что на высшем таксономическом уровне пришлось бы делить промерзающие и непромерзающие подзолы, солонцы, солончаки, черноземы, аллювиальные, торфяные почвы и др. Среди действующих в мире классификаций нет ни одной, которая могла бы сохраниться после такого «хирургического» вмешательства.

Вторая точка зрения до сих пор специально не формулировалась (хотя неоднократно реализовалась в виде конкретных предложений). По-видимому, в этом просто не было необходимости. Она достаточно традиционна, основана на общепринятом принципе оценивать классификационное положение почв по всему комплексу их свойств, а не по какому-то одному из них. С этих позиций очевидно, что таксономический уровень классификационного выделения промерзающих, мерзлотных, криоморфных и тому подобных почв может быть весьма различным в зависимости от степени выраженности криогенных признаков и от их соотношения с остальными свойствами почв. Кроме того, криогенные признаки могут быть весьма разнообразны, часто прямо противоположны друг другу: криоморфизм может выражаться в уплотнении почвенной массы и ее разрыхлении, оструктуривании и обесструктуривании, гомогенизации профиля и его резкой дифференциации, накоплении определенных веществ и их усиленном выносе и т. д. Многие криогенные признаки не специфичны для промерзающих почв [Соколов, Таргульян, 1975]. Наконец, криогенные признаки могут сочетаться практически с любыми другими почвенными признаками.

Таким образом, рассмотренные выше понятия (промерзающие, мерзлотные, криоморфные и тому подобные почвы) не образуют определенного генетического и классификационного единства, они могут выделяться на самых разных таксономических уровнях. Это понятия почвенно-генетические, а не классификационные. Даже криоморфные почвы объединяет не столько наличие общих свойств, сколько наличие общей причины появления самых разных свойств. Основное назначение этих понятий — использование при научных исследованиях географо-генетического характера, унификация научного языка в почвоведении.

Коротко остановимся на положении криофакторов в общей системе иерархии факторов почвообразования. Необходимость

такого анализа возникла в связи с появлением понятия о криогенезе (в нашей терминологии — криофакторы) как «суб-факторе» почвообразования [Макеев, 1975]. Представляется, что криофакторы как единый самостоятельный фактор почвообразования могут рассматриваться только весьма условно и только при специальном изучении криогенных процессов и свойств. С позиций общего почвоведения криофакторы не могут представлять единое целое. Отрицательная температура воздуха — характеристика климата; явления промерзания, протаивания и пребывания в мерзлом состоянии — не факторы почвообразования, а почвенные процессы и свойства (что не мешает им находиться в сложных причинно-следственных связях с другими процессами и свойствами). Лишь многолетней мерзлоте обычно отводится роль самостоятельного фактора.

Место многолетней мерзлоты в общей иерархии факторов, с нашей точки зрения, можно представить следующим образом. Как известно, существует пять обязательных докучаевских факторов почвообразования (климат, породы, живые организмы, рельеф, время), вне действия которых образование почвы как самостоятельного природного естественно-исторического тела невозможно. Отсутствие любого из этих факторов означает отсутствие почвы. Кроме них есть и другие, дополнительные, факторы. Их участие в почвообразовании может быть в определенных условиях весьма существенным, они могут действовать на обширнейших площадях, но их присутствие необязательно. Отсутствие любого из этих факторов не означает отсутствия почвы, почвообразование может происходить и вне сферы их деятельности. К таким дополнительным (необязательным, локальным) факторам можно отнести современный континентальный литогенез, эрозию, грунтовые воды, агро- и техногенез; к ним можно отнести и многолетнюю мерзлоту.

ЛИТЕРАТУРА

- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967. 397 с.
- Еловская Л. Г., Иванова Е. Н., Розов Н. Н. Систематический список почв мерзлотно-таежной области (на примере Центральной Якутии). — В кн.: Почвы мерзлотной области. Якутск, 1969, с. 9—12.
- Макеев О. В. Почвенный криогенез. — В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 17—24.
- Макеев О. В. Почвенный криогенез. — Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1974а, т. 6, с. 125—134.
- Макеев О. В. Проблемы почвенного криогенеза. — В кн.: Почвенный криогенез: К X Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1974б, с. 7—17.
- Макеев О. В. Криопедосфера. Теория развития и практика использования. — В кн.: Почвенный криогенез и мелиорация мерзлотных и холодных почв. М.: Наука, 1975, с. 5—26.

И. В. ИГНАТЕНКО

КЛАССИФИКАЦИЯ, СИСТЕМАТИКА И НОМЕНКЛАТУРА
ПОЧВ КРАЙНЕГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР¹

Огромная протяженность территории Крайнего Северо-Востока в широтном и долготном направлениях, сложное геологическое строение, преобладание горных форм рельефа, многообразие почвообразующих пород и типов растительности, неоднородность биоклиматических и геокриологических условий определили большое разнообразие типов почвообразования.

Степень изученности почв края неодинакова. Значительное количество публикаций имеется по зональным почвам горно-таежных районов Магаданской области [Наумов, 1963, 1968 а, 1969, 1970 а, б, 1971, 1973 а, б, 1974, 1975, 1976; Наумов, Градусов, 1964, 1974]. Сведения о гетерономных почвах этих районов, а также о почвах лесотундровой и тундровой зон малочисленны и схематичны [Наумов, 1963; Караваева, 1964; Наумов, Савич, 1964; Худяков, Катрич, 1968; Система ведения..., 1976; и др.]. Естественно, это затруднило разработку классификации и систематики почв описываемой территории. Первый систематический список почв северного побережья Охотского моря, включающий 13 типов, 21 подтип, 31 род и 33 вида почв, составлен Е. М. Наумовым [1968 б]. Позже им [Наумов, 1971, 1973 а; Наумов и др., 1974; Наумов, Тяпкина, 1974] выделены и охарактеризованы восемь «главных типов» генетических профилей горнотаежных районов Северо-Востока: криоземы, подбуры, криоаридные насыщенные, таежно-степные, подзолистые Al-Fe-гумусовые, подзолистые мерзлотные, пойменные и болотно-мерзлотные. Более дробного деления этих таксонов автором не произведено. В. О. Таргульян с соавторами [Почвы, 1970] предложили первую классификационную схему почв Севера Дальнего Востока. Почвы этого региона они подразделили на пять надтиповых групп, каждая из которых отличается специфическим почвообразо-

¹ Под Крайним Северо-Востоком СССР мы понимаем территорию Севера Дальнего Востока [Ахназаров, Тарасенко, 1970] без Камчатского полуострова.

Макеев О. В. Криогенные почвы.— В кн.: Криогенные почвы и их рациональное использование. М.: Наука, 1977, с. 5—13.

Ногина Н. А. Почвы Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 314 с.

Ногина Н. А., Уфимцева К. А. Своеобразие почв области широкого распространения вечной мерзлоты и вопросы их классификации.— Тр. конф. почвоведов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964, с. 44—52.

Попов А. И. Предмет и содержание криолитологии как учения о литогенезе в зонах устойчивого охлаждения Земли.— В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1969, вып. 1.

Соколов И. А., Соколова Т. А. О зональном типе почв в области вечной мерзлоты.— Почвоведение, 1962, № 10, с. 23—32.

Соколов И. А., Таргульян В. О. Проблема специфичности почвообразования в мерзлотных областях СССР.— В кн.: Почвенный криогенез и мелиорация мерзлотных и холодных почв. М.: Наука, 1975, с. 27—29.

Соколова Т. А., Соколов И. А. О горно-таежных почвах Восточного Забайкалья.— В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—52.

Розанов Б. Г. Почвенная номенклатура на русском и иностранных языках. М., 1974.

Толковый словарь по почвоведению. М.: Наука, 1975. 286 с.

ванием: 1) торфянисто-глеевые пропитанно-гумусовые; 2) неглеевые иллювиально-алюмо-железисто-гумусовые (Al-Fe-гумусовые); 3) неглеевые вулканические Al-Fe-гумусовые²; 4) органогенные; 5) пойменные почвы. Первые три группы почв разделены на типы, последние не разделены. В группе торфянисто-глеевых пропитанно-гумусовых почв выделены гомогенно-глеевый и глее-дифференцированный типы; в неглеевой Al-Fe-гумусовой — подбуры и подзолистые Al-Fe-гумусовые. Разделения указанных типов на подтипы, роды и виды не произведено. Между тем это необходимо для решения ряда вопросов по рациональному использованию земель, при картографических работах, изучении структуры почвенного покрова и т. д.

А. А. Татаркина [1973] разделяет почвы Магаданской области на три группы: автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные. В каждой группе априорно выделяется ряд типов, подтипов и родов почв. Существенное значение для разработки классификации и систематики почв Крайнего Северо-Востока СССР имеет аналогичная работа для почв Якутии [Еловская и др., 1974], близкой ему по климатическим условиям и другим факторам почвообразования. В этой работе в основу выделения крупных таксономических единиц (типов, подтипов) наряду с показателями морфолого-генетического строения почвенного профиля использованы такие показатели, как наличие многолетней мерзлоты, глубина сезонного протаивания, количество осадков, суммарное испарение и характер растительности.

Рассмотренные выше классификационные схемы базируются на разных принципах разделения почв на те или иные таксоны, в связи с чем имеют важное значение для разработки классификации и систематики почв Крайнего Северо-Востока СССР. Однако эта проблема до сих пор не была реализована из-за отсутствия сведений о почвах тундровой и лесотундровой зон и слабой изученности почв таежных районов. В настоящее время лабораторией почвоведения ИБПС ДВНЦ АН СССР накоплен большой материал по почвам всех природных зон, подзон и провинций рассматриваемой территории.

Чтобы изложить свои представления о классификации почв Крайнего Северо-Востока СССР, остановимся на некоторых общетеоретических положениях.

1. Как известно [Земятченский, 1933; Ливеровский, 1934, 1939; Hill, Tedrow, 1961; Таргульян, 1971; и др.], тундра, лесотундра и северная тайга принадлежат к холодному гумидно-

² Данная группа почв в основном распространена на Камчатке, в связи с чем в работе не рассматривается.

му типу с интенсивным физическим и замедленным химическим выветриванием первичных минералов. В связи с этим продукты выветривания силикатных коренных пород характеризуются обломочностью, кислой реакцией, ненасыщенностью, высоким содержанием органического вещества и R_2O_3 . Развивающиеся на таких породах почвы резко отличаются от суглинисто-глинистых [Драницын, 1916; Григорьев, 1925; Городков, 1939; Иванова, 1952, 1962; Таргульян, 1971; Игнатенко, 1977]. Для них характерна большая водопроницаемость, нисходящая миграция почвенных растворов, свободный внутренний дренаж, господство окислительных процессов и неоглеенность профиля, тогда как для суглинисто-глинистых — застойный водный режим, переувлажнение, преобладание восстановительных процессов и оглеение профиля, поверхностный боковой вынос подвижных продуктов почвообразования. Это явилось основанием для ряда исследователей [Полынов, 1949; Завалишин, 1954; Носин, 1963; Ногина, 1948; и др.] разделять указанные группы почв на уровне разных типов или подтипов.

В связи с тем, что глеевые и неглеевые почвы водоразделов в избыточно влажных областях различаются на высоком таксономическом уровне, И. А. Соколовым [Соколов, Соколова, 1962; Соколова, Соколов, 1963; Соколов, 1968] и Ю. А. Ливеровским [1964] было разработано представление о двух рядах зональных типов почв в многолетнемерзлотных регионах: 1) мерзлотных-глеевых переувлажненных и 2) немерзлотных-неоглеенных, подзолистых или неоподзоленных. В соответствии с отмеченным В. О. Таргульян [1971] предложил выделить в холодных гумидных областях две принципиально различные надтиповые группы почв: 1) неглеевые почвы со свободным внутренним дренажем; 2) глеевые почвы с затрудненным внутренним дренажем.

Следует отметить, что некоторые исследователи [Высоцкий, 1911, 1924, 1938; Вильямс, 1949; Лебедев, 1936; Соболев, 1938; Прокошев, 1952; Рожнова, 1954, 1963; и др.] давно обратили внимание на своеобразие почвообразования на песчано-супесчаных и каменисто-мелкоземистых породах в связи с их «контрастным» водным режимом и весьма «суровыми» условиями питания растений. Эти почвы характеризуются ничтожным количеством капиллярных пор, большой скважностью и водопроницаемостью. Следствием этого является слабое развитие процессов криогенного влаго- и массообмена, активная нисходящая миграция почвенных растворов и потоков тепла, более раннее и глубокое оттаивание, а также повышенное прогревание указанных почв по сравнению с суглинистыми.

В песчано-супесчаных и каменисто-мелкоземистых почвах обычно имеет место накопление тонкодисперсных частиц в верхних горизонтах [Роде, 1937; Aaltonen, 1940; Ногина, 1948; Петров, 1952; Рожнова, 1954; Соколова, Соколов, 1963; Тар-

гульян, 1971; и др.], свидетельствующее о развитии процессов оглинивания. Для них характерна также значительно меньшая, чем в суглинистых почвах, связанность гумусовых веществ с минеральными частицами, что способствует выносу подвижных фракций из верхних горизонтов в нижние, формированию иллювиально-гумусовых горизонтов и миграции наиболее устойчивых органо-минеральных соединений за пределы почвенного профиля [Пономарева, 1951, 1964; Барановская, 1951].

2. Крайний Северо-Восток — это территория с широким распространением сплошной многолетней мерзлоты, районы с островной мерзлотой имеют явно подчиненное значение³. Своеобразие почв, развивающихся на многолетнемерзлых породах, отмечалось еще в период становления почвоведения как науки. В последнее десятилетие в связи с расширением почвенно-географических исследований в различных районах Сибири и зарубежного Севера появилось немало публикаций по почвам, развивающимся под влиянием криогенных процессов⁴. Были выделены криогенные почвы, в которых специфические процессы почвообразования обусловлены мерзлотными явлениями и низкими температурами [Иванова и др., 1957]. Позже криогенные почвы были подразделены на мерзлотные и длительно-сезонномерзлотные [Иванова, Розов, 1964]. Американские почвоведы [Bunnell et al., 1975; Everett, 1975] среди основных порядков и подпорядков выделяют на Аляске большие группы криогенных почв, а среди них почвы с многолетней мерзлотой в почвенном профиле и длительно-сезонномерзлотные почвы. В канадской классификации [Day, Lejeune, 1973] к криогенным почвам отнесены только почвы с многолетней мерзлотой и обязательным наличием криотурбаций в профиле.

Исследования выявили разнообразное влияние криогенных процессов на почвообразование: снижение емкости биологического круговорота и активности процессов выветривания первичных минералов, развитие влаго- и массообмена, деформация первоначального залегания горизонтов, нано- и микрокомплексность почвенного покрова и др.

По мнению О. В. Макеева [1977 б, 1978], влияние мерзлоты на развитие почв столь велико, что позволяет квалифицировать ее как «субфактор» почвообразования, совмещающий в себе климатические особенности (отрицательные температуры почвенного профиля) и породные (цементацию породы льдом). Наиболее выражены криогенные признаки и свойства в мерз-

лотных почвах, в которых слой сезонного промерзания ежегодно смыкается с многолетней мерзлотой. В глубоко промерзающих почвах без многолетней мерзлоты влияние криогенных процессов на морфолого-генетическое строение профиля выражено значительно слабее и проявляется обычно в мерзлотной слоистости. Как мерзлотные, так и длительно-сезонномерзлотные почвы включают ряд типов почв, которые О. В. Макеев [1974, 1977 а, б, 1978] предложил объединить в две формации⁵: мерзлотных и холодных почв. Формацию мерзлотных почв выделяют и другие исследователи [Розанов, 1977; Лобова, 1978; Почвенная карта Мира, 1975].

И. А. Соколов считает, что выделение указанных выше формаций нецелесообразно, так как при этом на высшем таксономическом уровне пришлось бы делить промерзающие и непромерзающие подзолы, солонцы, солончаки, черноземы, аллювиальные и торфяные почвы⁶.

3. Рельеф подавляющей части территории Крайнего Северо-Востока СССР имеет горный характер. Известно, что по мере увеличения высоты местности изменяются важнейшие факторы почвообразования (климат, растительность, животный мир), что обуславливает закономерную смену типов почвообразования. Явление вертикальной зональности почвенного покрова впервые описано В. В. Докучаевым в 1891 г. С. А. Захаров, К. Д. Глинка, С. С. Неуструев, Р. И. Аболин, Я. И. Афанасьев, М. А. Глазковская, В. М. Фридланд и другие ученые развили и конкретизировали представления В. В. Докучаева о составе, структуре и типах вертикальной почвенной зональности на территории СССР.

Обычно в публикациях горные почвы отделяются от равнинных. Это вполне естественно, так как учитывается их общая специфика. Для горных почв характерны боковое движение почвенных растворов; интенсивная эрозия и скольжение почвенных масс по склонам, вызывающие постоянное обновление и нарушение профилей; отсутствие постоянного уровня грунтовых вод; фрагментарность почвенного покрова и др. Однако до сих пор не выработано однозначное мнение о классификационном положении горных почв. Большинство исследователей [Богатырев, Ногина, 1962; Соколова, Соколов, 1963; Наумов, 1963; Орловский, 1971; Мамытов, 1974; и др.] выделяют горные почвы как самобытные типы. Наряду с этим существует мнение, что горные почвы — понятие не классификационное [Толковый словарь..., 1975]. Мы объединяем подзолистые А1-Fe-гумусовые почвы Северного Охотоморья, развивающиеся на

³ См. статью И. Е. Богданова в настоящем сборнике.

⁴ Под криогенными процессами понимается совокупность физических и физико-химических процессов, возникающих в почвах в результате охлаждения их до отрицательных температур, замерзания и оттаивания [Толковый словарь..., 1975].

⁵ Под формацией подразумевается высший почвенный таксон, т. е. почвы делятся на формации, а последние — на классы, типы и т. д. [Макеев, 1974].

⁶ См. статью И. А. Соколова в настоящем сборнике.

горных склонах, межгорных долинах и на равнинах, в один тип, так как по морфолого-генетическому строению профиля они в общем близки между собой [Игнатенко и др., 1977].

4. В условиях Крайнего Севера почвы речных долин являются наиболее прогреваемыми, что в сочетании с другими показателями определяет наибольшую пригодность их для сельскохозяйственного использования.

Относительно классификационного положения пойменных почв и почв высоких террас мнения однозначны: первые развиваются в условиях пойменного режима, в связи с чем все многообразие аллювиальных почв целесообразно рассматривать в одной надтиповой группе; вторые — при элементарных почвообразовательных процессах, совокупность и интенсивность которых сходны с совокупностью и интенсивностью зональных почвообразовательных процессов.

Особое положение в почвенном покрове речных долин занимают почвы молодых террас, сравнительно недавно вышедших из пойменного режима. Этим почвам свойственна двучленность: нижние и средние части профиля имеют строение, состав и свойства, присущие аллювиальным почвам; верхние — в общем сходны с аналогичными горизонтами зональных почв. Классификационное положение таких почв неясно. В определении его возможны два подхода.

Так, Е. Н. Иванова [1952, 1976] выделяет их в качестве особых подтипов аллювиальных почв: дерново-оподзоленные древнепойменные, слабо- и среднеподзолистые древнепойменные, аллювиальные отундровелые, аллювиально-дерновые слабопойменные.

Однако эти почвы в настоящее время не заливаются паводковыми водами, а верхняя часть их профиля по строению и свойствам сходна с зональными почвами. Поэтому мы предлагаем рассматривать эти почвы в качестве особых (старопойменных) родов зональных почв: подбуров, подзолистых и др.

5. Ю. А. Ливеровский [1965] отмечает, что «многие неясности в вопросе генезиса и классификации тундровых почв были связаны с неправильным определением плакорной почвы... Почвы тундры, имеющие ясные гидроморфные признаки в результате увлажнения лишь атмосферными осадками и не получающие увлажнения со стороны, являются плакорными (зональными)» (с. 104). Это вполне применимо и для суглинисто-глинистых мерзлотных почв таежных районов гумидных фаций.

Следует отметить, что приведенное определение не отражает сущности плакорного почвообразования. В нем указывается только источник увлажнения — атмосферные осадки, тогда как необходимым условием плакорного почвообразования является отток избыточных вод из почвенной толщи [Высоц-

кий, 1906]. Между тем, условия почвообразования на Крайнем Северо-Востоке СССР вызывают постоянное или периодическое переувлажнение всего или части деятельного слоя многих почв. Исключение составляют каменисто-мелкоземистые почвы горных склонов и суглинисто-глинистые почвы лесных ландшафтов резко континентальных районов. Поэтому для обозначения почв, увлажняемых только атмосферными водами, ниже применяется термин «автономные», предложенный И. А. Соколовым [1967, 1968]. Как известно, в разных экологических условиях режим увлажнения автономных почв сильно варьирует, в связи с чем их целесообразно разделить на:

1) автономные ксероморфные суглинисто-глинистые почвы с выпотным водным режимом — почвы склонов южных экспозиций, развивающиеся под степной растительностью на элюво-делювии коренных пород в районах с резкоконтинентальным климатом и глубоким залеганием «сухой» многолетней мерзлоты;

2) автономные мезоморфные — каменисто-мелкоземистые почвы склонов южных экспозиций с глубоким залеганием сухой многолетней мерзлоты в районах с засушливым летним периодом;

3) автономные надмерзлотно-периодически гидроморфные — песчано-супесчаные неслоистые и каменисто-мелкоземистые почвы умеренно континентальных и гумидных районов, подстилаемые льдистой многолетней мерзлотой, ограничивающей нисходящие миграции почвенных растворов и обуславливающей периодическое появление надмерзлотной верховодки, развитие восстановительных процессов в переувлажненном слое и его оглеение;

4) автономные периодические полугидроморфные — суглинисто-глинистые почвы, в которых в сухие летние периоды наблюдается заметное иссушение верхней части профиля, вследствие чего восстановительные процессы могут сменяться окислительными;

5) автономные периодически гидроморфные суглинисто-глинистые почвы, характеризующиеся длительным переувлажнением профиля;

6) автономные постоянно гидроморфные.

Наряду с автономными почвами на Крайнем Северо-Востоке СССР широко распространены почвы, испытывающие принос влаги с вышележащих элементов рельефа — «генетически подчиненные» [Коссович, 1910, 1911], или «гетерономные» [Соколов, 1967, 1968]. Эти почвы по длительности периода сильного обводнения включают две группы: гетерономные периодически гидроморфные и гетерономные постоянно гидроморфные. В зависимости от того, как влияет дополнительное увлажнение на почвообразование, М. А. Глазовская [1964, 1972] и И. А. Соколов [1967] делят гетерономные почвы на:

1) транзитные (дополнительное увлажнение вызывает преимущественно усиление выноса веществ);

2) транзитно-аккумулятивные (дополнительное увлажнение сопровождается частичной аккумуляцией привнесенных веществ);

3) аккумулятивные (большая часть веществ, привнесенных с дополнительным увлажнением, накапливается).

Произведенное разделение автономных и гетерономных почв не является классификационным, но оно облегчает разработку собственно классификации.

6. Описываемая территория характеризуется широким распространением криогенных форм рельефа, обуславливающего ярко выраженную нано- и микрокомплексность почвенного покрова. Специальные исследования [Полынцева, Иванова, 1936; Иванова, Полынцева, 1952; Иванова, 1962; Караваева, 1969; Игнатенко, 1967 б, 1970, 1977; и др.] выявили очень сильные различия морфолого-генетического строения профилей почв, составляющих микрокомплексы. В связи с этим дискутируется проблема, на каком таксономическом уровне нужно разделять почвы в районах с сильно развитым криогенным нано- и микро-рельефом. В решении ее возможны следующие основные направления.

1) Почвенные микрокомплексы в тундре и лесотундре образованы разными типами почв [Наумов, 1969, 1973 а]. Например, в наноконкомплексах пятнисто-трещиноватых тундр почвы основных поверхностей, развивающихся под растительным покровом, характеризуются застойным водным режимом и затрудненной миграцией воднорастворимых соединений, почвы пятен — выпотным водным режимом и наличием восходящих миграций подвижных соединений, почвы понижений-трещин — дополнительным подтоком влаги, минеральных частиц и воднорастворимых соединений с окружающих повышенных элементов нанорельефа.

2) Комплексы образуют почвы и почвенные геологические образования. Согласно этому положению, для тундры характерна закономерная смена циклов развития почв под растительным покровом и уничтожение их органогенных горизонтов при пятнообразовании [Караваева, Полтева, 1967].

3) Почвенные микрокомплексы представляют собой одну почву, тело которой имеет трехмерное анизотропное простиранье в пространстве [Караваева, 1969; Васильевская, 1969]. Это утверждение, очевидно, основывалось на том, что почвы микрокомплексов тесно связаны между собой процессами геохимических миграций.

Каждая из изложенных точек зрения имеет определенное генетическое обоснование. Однако при разработке систематики почв Крайнего Северо-Востока СССР мы руководствуемся представлениями Е. Н. Ивановой [1962] о генетически само-

стоятельных и генетически производных почвах в тундровых микрокомплексах. Мы также считаем, что в районах с развитым криогенным нано- и микро-рельефом зональные особенности почвообразования наиболее полно отражены в почвах основных поверхностей, развивающихся под растительностью. Они являются микроавтономными, генетически самостоятельными и, следовательно, могут быть выделены на высоком таксономическом уровне.

Почвы пятен, понижений-трещин, солифлюкционных террас, бугорков и т. д. произошли из генетически самостоятельных почв и трансформированы процессами криогенного влаго- и массообмена. Они являются генетически производными почвами, к ним применим термин «микрогетерономные». Поскольку в этих почвах нижние и средние части профиля идентичны генетически самостоятельным почвам, Е. Н. Иванова [1956, 1976] рассматривает их внутри типа тундровых глеевых почв на уровне самостоятельных видов. Мы полагаем, что различия между генетически самостоятельными и генетически подчиненными почвами в микрокомплексах тундры и лесотундры более существенны [Игнатенко, 1972, 1977], поэтому предлагаем выделять их в качестве самостоятельных родов.

7. При описании генетических горизонтов почв тундры, лесотундры и мерзлотных районов тайги исследователи обычно пользуются системой индексов, принятых для других типов почв. При этом смысловое значение индексов не всегда соответствует их генетической сути. В связи с этим для описания почв указанных регионов применяется система индексов, предложенная в работах М. А. Глазовской [1972], В. О. Таргульяна [Программа почвенной карты..., 1972] и И. В. Игнатенко [1979].

Номенклатура почв

Современная номенклатура в значительной степени унаследована от народных названий почв: «чернозем», «подзол», «солончак». По мере развития почвоведения накопилось очень много самых разнообразных названий почв, в основе которых лежат различные принципы. В советском почвоведении продолжалось традиционное использование цветовых характеристик: «каштановые», «бурые», «серые», «подбуры», «подбелы» и т. д. Однако поскольку цвет мог быть одинаковым у разных почв, в номенклатуру все чаще стали вводить ландшафтные характеристики: «тундровые глеевые», «таежные мерзлотные», «горно-подзолистые», «горно-тундровые» и т. п.

Отсутствие четких единых принципов построения названий почв привело к большой терминологической путанице. Часто генетически близкие почвы относились к разным типам, и, наоборот, принципиально разные почвы объединялись в одном

типе. Проблема номенклатуры почв особенно остро стоит в связи с усилением международных связей между почвоведом и осуществлением общепланетарных научных программ «Международная биологическая программа», «Человек и биосфера», «Почвенная карта мира». К настоящему времени разработано много разнообразных почвенных номенклатур. Анализ их не является задачей настоящей статьи. Следует лишь отметить, что в большей части этих номенклатур в наименованиях почв отражены некоторые их свойства и строение профиля [Soil classification, 1960, Таргульян, 1971; Глазовская, 1972; Ковда, 1973; Soil taxonomy, 1975; и др.]. Этот принцип использован и в настоящей работе; мы стремились по возможности сохранить традиционные в СССР названия почв, имеющих убедительную диагностику, для ряда таксонов введены новые названия.

В основе классификации почв, принятой в нашей стране, лежит учение о генетических типах почв, разработанное В. В. Докучаевым и Н. М. Сибирцевым и дополненное К. Д. Глинкой и Л. И. Прасоловым. В отечественной литературе имеются различные определения типа почв. По В. М. Фридланду [1978], «...тип почв можно определить как обширную группу конкретных почв, характеризующихся качественно сходным строением профиля, состоящего из определенного набора основных генетических горизонтов, и сочетанием основных свойств (в том числе и режимов), отражающих единство процессов их формирования, обусловленное определенным сочетанием факторов почвообразования» (с. 77).

Руководствуясь этим определением, на территории Крайнего Северо-Востока СССР мы выделяем 28 генетических типов почв (табл. 1). Н. Н. Розов и Е. Н. Иванова [1967 а] указывают, что почвенные типы не являются высшими единицами классификаций почв, но они являются опорными единицами, от которых классификационная система строится вверх (классификация почв в узком смысле слова) и вниз (систематика почв).

Классификация почв

Создание классификации почв является важной народно-хозяйственной проблемой. Одновременно с появлением первой классификации почв в нашей стране и за рубежом развернулись дискуссии по данной проблеме, появились принципиально разные подходы к ее решению. В настоящее время в СССР существует три основных классификационных направления.

1. Географо-генетическое, или факторно-генетическое, направление имеет свои истоки в классификационных схемах В. В. Докучаева и Н. М. Сибирцева, разрабатывалось

К. Д. Глинкой, Д. Г. Виленским, С. А. Захаровым, А. Я. Афанасьевым, Г. М. Туминым, Г. Н. Высоцким, И. П. Герасимовым, А. А. Завалишиным. Особенно детально оно представлено в трудах Е. Н. Ивановой и Н. Н. Розова [Иванова, 1956, 1976; Розов, Иванова, 1967 а, б], определивших данное направление как эколого-генетическое. В основу его положены морфологические, физико-химические и другие свойства почв, которые изучаются с точки зрения их сущности и происхождения. Поэтому при анализе каждого почвенного профиля рассматривается широкая цепь явлений, состоящая из трех звеньев: свойства почв — процессы почвообразования — факторы почвообразования. Основанная на этом принципе классификационная система строится на трех координатных осях: эколого-генетические группы (или классы) почв (выделяются по характеру термического фактора); генетические ряды почв (выделяются по характеру увлажнения); биофизико-химические ряды почв (по физико-химическим свойствам). При этом мировые группы классов почвообразования совпадают с основными термическими поясами планеты, а классы почв — с ландшафтно-географическими зонами или провинциями.

В. А. Ковда [1973] отмечает, что «такие широкие объединения почв по географическому принципу, включающие многие весьма различные по характеру почвы, вызывают обоснованные возражения [Глазовская, 1966]. При таком подходе к классификации почв остаются не вскрытыми внутренние коренные связи между различными типами почв, не вскрыт генезис почв в самой системе классификации» (с. 381—382).

2. Профильно-генетическое направление классификации почв связано с работами П. С. Коссовича, К. Д. Глинки, К. К. Гедройца, Н. П. Ремезова, А. А. Роде, развивших представления о почвообразовательных процессах и типах почвообразования. Эти представления были конкретизированы И. П. Герасимовым и М. А. Глазовской [1960], которые выделили три группы, включающие десять элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП): 1) первичный, или примитивный; 2) оглинение (сиаллитизация); 3) латеритизация (аллитизация); 4) гумусонакопление; 5) торфонакопление; 6) засоление; 7) рассоление; 8) оглеение и оруденение; 9) выщелачивание, или псевдооподзоливание; 10) оподзоливание.

При разработке профильно-генетической классификации почв в качестве основных показателей использовались различные сочетания перечисленных ЭПП.

3. Эволюционно-генетическое (историко-генетическое) направление в классификации почв развивали в своих трудах П. С. Коссович, Д. Г. Виленский, С. С. Неуструев, Б. Б. Польшов, В. А. Ковда. Эти ученые считают, что почвы должны

объединяться в те или иные группы на основании их историко-генетических связей.

Описанные три направления классификации почв сформировались на огромном исследовательском материале почвоведов и ученых смежных наук. Рациональные положения этих направлений использованы при разработке предлагаемой классификации почв, являющейся по своей сути профилно-генетической классификацией⁷.

Следуя предложению В. О. Таргульяна [Почвы, 1970; Таргульян, 1971; Караева, Таргульян, 1978], выделенные на Крайнем Северо-Востоке СССР типы почв мы объединяем в восемь крупных надтиповых групп (табл. 1), каждая из которых характеризуется специфическим сочетанием ЭПП, обуславливающим общие черты морфолого-генетического строения профилей: 1) Al-Fe-гумусовые; 2) сиаллитные; 3) глее-сиаллитные; 4) фульватно-кальциевые и фульватно-карбонатные; 5) торфяные; 6) аллювиальные минеральные; 7) аллювиальные торфяные; 8) солончаки. Степень изученности этих групп и, следовательно, обоснованность их выделения различны. Наиболее изучены 1, 3, 4 и 5 группы, образующие основной фон почвенного покрова описываемой территории. Материалы по остальным группам в общем подтверждают особенности почвообразования, выявленные в других районах Крайнего Севера [Игнатенко, 1978, 1979; и др.], и поэтому использованы для обоснования выделения надтиповых групп почв.

Al-Fe-гумусовые почвы развиваются на каменисто-мелкоземистых или неслоистых песчано-супесчаных кислых и средних по составу породах, характеризующихся высокой скважностью и водопроницаемостью. Следствием этого является преобладание окислительных процессов во всем почвенном профиле или в большей его части, активный перенос потоков тепла нисходящими почвенными растворами, обуславливающий сравнительно быстрое и глубокое оттаивание.

Почвы этой группы могут формироваться в различной геокриологической обстановке: а) в условиях подстилания профиля льдистой многолетней мерзлотой, ограничивающей нисходящие миграции почвенных растворов, вызывающей периодическое появление надмерзлотной верховодки и развитие процессов криогенного массообмена и оглеения (на Крайнем Северо-Востоке СССР льдистая мерзлота обычна на горных плато всей исследованной территории, а также на террасах рек и водораздельных равнинах тундры, лесотундры и континентальных районов северной тайги, сложенных неслоистыми песчано-супесчаными отложениями); б) при подстилании

⁷ Предложенная классификационная терминологическая система представлена здесь не в окончательном варианте, в последующих работах автора в нее будут внесены соответствующие изменения и уточнения (Прим. ред.).

Таблица 1

Классификация почв Крайнего Северо-Востока СССР

Генетическая общность	Группа	Тип	Синоним по почвам Крайнего Северо-Востока
Кислые	Al-Fe-гумусовые	Эмбриоземы кислые Криодерновые Криоподбуры Подбуры	Отсутствует То же Горно-тундровые перегнойно-щебнистые [Нау- мов, 1963], отчасти подбуры [Почвы, 1970] Горные мерзлотно-торфянисто-перегнойные оподзоленные [Наумов, 1963], таежные не- оподзоленные [Наумов, Градусов, 1974] Мерзлотно-подзолистые, горные мерзлотно-под- золистые иллювиально-железисто-многогумус- ные, подзолистые иллювиально- и пропитан- но-гумусовые [Наумов, 1963; Наумов, Гра- дусов, 1964, 1974]
	Сиаллитные	Криоземы Гомоземы мерзлотные Криоглеевые	Частично мерзлотно-таежные кислые [Ивано- ва, 1976]
Кислые глеевые	Глее-сиаллитные	Гомоглеевые	Тундровые глеевые перегнойно-гумусовые и торфяно-перегнойные [Караева, 1964], час- тично гомогенно-глеевые [Почвы, 1970], глее- мерзлотно-таежные, таежные мерзлотные, криоземы и мерзлотоземы [Наумов, 1971, 1973б; Наумов, Градусов, 1974]
	Элювоземы криоглеевые Элювоземы глеевые Глее-подзолистые	Гомоглеевые	Частично гомогенно-глеевые, глее-мерзлотно-га- ежные, криоземы и мерзлотоземы в понима- нии В. О. Таргульяна и Е. М. Наумова Отсутствует Сильно оподзоленные [Караева, 1964], глее- дифференцированные [Почвы, 1970]

Генетическая общность	Группа	Тип	Синоним по почвам Крайнего Северо-Востока
Нейтральные	Фульватно-кальцевые и фульватно-карбонатные	Дерновые криоаридные	Таяжно-степные [Наумов, Андреева, 1963; Наумов, 1973б], степные криоаридные [Волковичер, 1978]
Органогенные	Торфяные	Дерново-карбонатные криоаридные Криокриобонатные Эмбриоземы карбонатные Болотные	Отсутствует Болотные мерзлотные верховые, переходные и низинные [Гатаркина, 1973], болотные торфяные, торфянисто- и торфяно-глеевые [Вадюнина, Худяков, 1974]
Пойменные	Аллювиальные минеральные	Криоболотные Остаточные криоболотные Эмбриоаллювиальные Эмбриомаршевые Аллювиальные дерновые Аллювиальные дерново-глеевые	Отсутствует То же Пойменные дерновые, пойменные дерново-глеевые [Наумов, Савич, 1964]
Щелочные и засоленные	Аллювиальные торфяные Солончаки	Маршевые дерново-глеевые Аллювиальные болотные Маршевые болотные Солончаки литогенные Солончаки маршевые	Отсутствует То же

почвенного профиля малольдистой мерзлотой, которая не ограничивает нисходящие миграции почвенных растворов (такие почвы распространены в континентальных районах лесотундры и северной тайги на склонах южной экспозиции); в) на глубоко залегающих мерзлых и немерзлых грубокаменистых элюво-делювиях и аллювиях горных склонов и речных террас охотоморской почвенной провинции.

Формирование профиля Al-Fe-гумусовых почв сопровождается процессами миграции и аккумуляции ряда новообразованных и мобилизованных при выветривании первичных минералов химических элементов и их соединений, которые, как известно, характеризуются различной геохимической подвижностью. Кремнезем имеет высокую подвижность в широком интервале pH (1—6), вследствие чего легко выносится за пределы почвенной толщи; железо, алюминий и титан по сравнению с SiO₂ существенно менее подвижны, что реализуется в относительном накоплении их в верхних наиболее прогреваемых и гумусированных горизонтах. В них же наиболее активны процессы физического дробления минеральных компонентов и синтеза вторичных минералов, вызывающие оглинивание верхней части почвенного профиля.

На Крайнем Северо-Востоке СССР группа Al-Fe-гумусовых почв включает пять типов: эмбриоземы кислые, криодерновые, криоподбуры, подбуры и подзолистые Al-Fe-гумусовые.

Эмбриоземы кислые наиболее распространены в гольцовом поясе и в горных тундрах. В легенде Почвенной карты Мира ФАО ЮНЕСКО они выделены под названием литосолей и ранкеров [Ковда, 1973], под этим же названием введены в классификацию почв полярных стран [Tedrow, 1977]. Профиль этих почв имеет примитивное строение и находится в начальной стадии развития. Он состоит из органического горизонта и слабо измененной почвообразованием подстилающей породы.

Криодерновые почвы свойственны горнотундровым ландшафтам, водораздельным равнинам и террасам рек тундровой зоны, сложенным каменисто-мелкоземистыми отложениями, средними и основными по химическому составу. Развиваются в условиях близкого залегания льдистой многолетней мерзлоты и периодического переувлажнения почвенной толщи надмерзлотной верховодкой. Верхняя часть профиля этих почв характеризуется высокой гумусированностью, ферриаллитизацией и оглиниванием, а также отсутствием элювиально-иллювиальной дифференциации. В их деятельном слое активны процессы криогенного массообмена, вызывающие сортировку неоднородной минеральной массы, пятнообразование и морозобойное растрескивание.

Выделение типа подбуров обосновано В. О. Таргульяном

[1971]. На Крайнем Северо-Востоке СССР в различных природных зонах они имеют очень широкое распространение. Эти почвы развиваются на элювии, элюво-делювии и аллювии кислых, реже средних (в гумидных районах) по химическому составу пород, под различными типами растительности (кустарничковыми, лишайниково-кустарничковыми, кедровостланиковыми, лиственничными и другими фитоценозами) в различных геокриологических условиях.

По морфологическому строению и водно-физическим свойствам подбуры в общем сходны с криодерновыми почвами. От последних они отличаются более кислой реакцией и наличием элювиально-иллювиальной дифференциации в верхней ферриаллютизированной части почвенного профиля.

Подбуры тундровых, горнотундровых и лесотундровых ландшафтов обычно формируются на льдистой многолетней мерзлоте, ограничивающей нисходящие миграции почвенных растворов, способствующей кратковременному переувлажнению деятельного слоя и развитию в нем процессов криогенного массообмена. Поэтому такие почвы мы предлагаем выделить в самостоятельный тип — криоподбуров. В случае формирования почв на сухомерзлотных (склоны южной экспозиции в континентальных районах тундры, лесотундры и северной тайги) или талых (горные тундры, пояс кедровых стлаников и некоторые ландшафты межгорных и речных долин) каменисто-мелкоземистых породах криотурбации в профиле обычно не выражены, что позволяет отделить их от криоподбуров на типовом уровне, выделив подбуры.

Подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы наиболее распространены в гумидных горнотаежных районах Северного Охотоморья, локально встречаются в континентальной северной тайге и в лесотундре на элюво-делювии гранитов и окварцованных древнеаллювиальных песках. Эти почвы отличаются от собственно подбуров четкой элювиально-иллювиальной дифференциацией минеральной части профиля и наличием обособленных подзолистых горизонтов.

Сиаллитные почвы распространены в холодных аридных районах со среднегодовым количеством осадков < 250 мм, жидких — ~ 100 мм и коэффициентом увлажнения в теплый период $< 0,5$. Весной здесь большая часть снега испаряется, а меньшая, превратившаяся в воду, насыщает только верхние горизонты почв, которые вскоре иссушаются вследствие наступления высоких температур и низкой относительной влажности воздуха. Отмеченные климатические условия исключают промывание деятельного слоя почвенными растворами и развитие в нем восстановительных процессов. При этом формируются неоглеенные почвенные профили, в которых не выражена дифференциация ила, R_2O_3 и RO .

Вместе с тем очень низкие зимние температуры (до -60°

и ниже) способствуют развитию процессов морозобойной трещиноватости почвогрунтов и последующему массообмену в деятельном слое. В почвах, развивающихся на вершинах возвышенностей и их склонах под лиственничными редколесьями и редкостойными лесами, эти процессы вызывают разрывы генетических горизонтов, образование гумусированных «языков» и «клиньев», формирование комплексного почвенного покрова. Такие почвы мы выделяем в качестве особого типа — криоземов⁸.

На дренированных участках водораздельных равнин и речных террас холодных аридных районов произрастают относительно продуктивные лиственничные леса. Развивающиеся под ними почвы также неоглеены и недифференцированы по распределению в профиле ила и R_2O_3 , но обычно не имеют видимых следов криогенных деформаций. Мы считаем, что такие почвы целесообразно выделить в особый тип — гомоземов мерзлотных.

Глее-сиаллитные почвы развиваются на водораздельных равнинах, высоких террасах рек и горных платообразных поверхностях, сложенных суглинисто-глинистыми и слоистыми песчано-супесчаными отложениями различного генезиса в тундровой и лесотундровой зонах, а также в умеренно континентальных и гумидных районах северной тайги. Почвы этой группы характеризуются высокой влагоемкостью, низкими порозностью и водопроницаемостью, близким подстилами льдистой многолетней мерзлоты, общей холодностью и застойным водным режимом. Сочетание отмеченных свойств обуславливает господство в деятельном слое восстановительных процессов, низкие темпы разложения органических остатков и выветривания первичных минералов. Следствием этого является оглеение минеральной части почвенного профиля и формирование на поверхности грубогумусовых горизонтов.

Почвы, входящие в рассматриваемую группу, существенно различаются между собой по наличию или отсутствию элювиально-глеевой дифференциации профиля и степени нарушения процессами криогенного массообмена, в связи с чем разделены на пять типов: криоглеевые, гомоглеевые, элювоземы криоглеевые, элювоземы глеевые и элювоземы глееподзолистые.

Криоглеевые почвы имеют основной ареал в равнинных умеренно континентальных районах тундры и лесотундры. Локально встречаются в горных тундрах и северо-таежных лиственничных редколесьях. Одной из наиболее характерных особенностей этих почв является интенсивное раз-

⁸ Термин впервые предложен Е. М. Наумовым [1973б], но имеет у него другую генетическую нагрузку.

вите процесса криогенного массообмена, вызывающего гомогенизацию профиля по распределению ила и валовых R_2O_3 , глубокую гумусированность, разрывы и изогнутость генетических горизонтов, погребение растительных остатков на разных глубинах, формирование криогенного нано- и микрорельефа.

Почвы с указанным типом профиля впервые описаны Ю. А. Ливеровским [1934] под названием тундровых глеевых. В. О. Таргульян [1971; Почвы, 1970] показал, что в мерзлотных районах суглинисто-глинистые почвы имеют близкое строение в тундре, лесотундре и северной тайге: застойное переувлажнение, оглеение и недифференцированность профиля по распределению ила и валовых R_2O_3 . Вследствие этого он предложил объединить тундровые глеевые и таежные глеево-мерзлотные почвы в одном типе гомогенных глеевых почв.

Наши исследования [Игнатенко и др., 1976 г., 1979 г.; Игнатенко, 1978] в общем подтвердили сходство суглинисто-глинистых глеевых почв тундры, лесотундры и северной тайги по указанным показателям. Наряду с этим выявлены существенные различия почв по интенсивности влияния криогенеза на организацию почвенных комбинаций и профилей составляющих их компонентов. Она максимальна в почвах автоморфных местообитаний тундры и лесотундры, а также рединых ландшафтов северной тайги. Здесь процессы криогенного массообмена вызывают формирование нано- и микрокомплексности почвенного покрова, динамичность компонентов почвенных комбинаций [Караваева, Полтева, 1967; Игнатенко, Норин, 1969], тесную связь их между собой, обусловленную геохимическими миграциями продуктов почвообразования, ярко выраженные криотурбации деятельного слоя, вызванные процессами пучения, пятно- и трещинообразования, солифлюкции и др.

В почвах редколесий и редкостойных лесов северной тайги и отчасти лесотундры процессы криогенного массообмена также имеют место, но активность их существенно меньшая, что связано с накоплением мощного снежного покрова. Во всяком случае в профиле этих почв не выражены или слабо выражены криотурбационные явления, что свидетельствует о стабильности деятельного слоя.

Канадские почвоведы [Day, Lejoie, 1973] в классификации криогенных почв также обращают большое внимание на выраженность криотурбаций в профиле. Они разделяют «порядок» криосоликовых минеральных почв на две «большие группы», соответствующие почвенным типам: 1) Turbic cryosol — минеральные почвы с ярко выраженной криотурбацией и развитым криогенным микрорельефом; 2) Static cryosol — минеральные почвы без заметных криотурбаций в деятельном слое.

В соответствии с изложенным почвы с профилями, интен-

сивно нарушенными процессами криогенного массообмена, мы предлагаем выделить в качестве типа криоглеевых, а с нарушенными или слабо нарушенными — гомоглеевых.

Элювоземы криоглеевые наиболее распространены в низовьях Анадыря, верховьях р. Майн и на Корякском нагорье. От криоглеевых почв они отличаются наличием дифференциации профиля по элювиально-глеевому типу. По этому же признаку элювоземы глеевые отличаются от гомоглеевых почв.

Фульватно-кальциевые и фульватно-карбонатные почвы существенно различаются между собой; их можно было бы выделить в самостоятельные надтиповые группы. Однако такое разделение было бы априорным, поскольку в настоящее время материалов по ним недостаточно.

Дерновые криоаридные почвы имеют локальное распространение в резко континентальных северотаежных районах Крайнего Северо-Востока СССР на горных остепенных склонах южной экспозиции, сложенных элюво-делювиальным бескарбонатных пород. Они характеризуются маломощным профилем, нейтральной реакцией, высоким содержанием и аккумулятивным распределением фульватного гумуса, обменных оснований, ила и валовых R_2O_3 .

Дерново-карбонатные криоаридные почвы распространены в тех же условиях, что и предыдущий тип, но развиваются они на элюво-делювии известняков и поэтому содержат значительное количество карбонатов кальция.

Криокарбонатные почвы распространены в центральной части Чукотского полуострова, локально встречаются в бассейнах рек Ясачная и Омудевка (притоки р. Колыма). Они развиваются на элюво-делювии темноцветных известняков в условиях близкого (50—90 см) залегания льдистой многолетней мерзлоты под лишайниково-дриадовыми, злаково-разнотравно-дриадовыми и осочково-разнотравно-дриадовыми сообществами. По морфологическому строению и водно-физическим свойствам эти почвы сходны с криодерновыми, по физико-химическим свойствам — существенно отличаются от них нейтральной или слабощелочной реакцией, наличием свободных карбонатов, высоким содержанием обменных оснований.

Эмбриоземы карбонатные встречаются в тех же районах, что и криокарбонатные почвы, но приурочены к наиболее суровым местообитаниям. Они характеризуются примитивным строением профиля ($A_{0v}-A_{0A1g}, ca-Dr_{ca}$), высоким содержанием органического вещества в поверхностном горизонте, нейтральной реакцией, наличием свободных карбонатов и слабым изменением минеральной компоненты в процессе почвообразования.

Торфяные почвы широко распространены в различных природных зонах Крайнего Северо-Востока СССР. Они включают три типа почв: болотные, криоболотные и остаточные криоболотные.

Болотные почвы формируются в депрессиях, на выположенных участках речных, озерных и морских террас, а также в понижениях платообразных горных поверхностей и подножиях склонов. Они развиваются в условиях близкого подстилания льдистой многолетней мерзлоты, постоянной переувлажнения, под гигрофильной растительностью.

В современных классификациях выделяется два типа почв: болотные низинные и болотные верховые [Иванова, 1976; Классификация..., 1977; и др.]. Первые формируются под влиянием избыточного увлажнения минерализованными водами поверхностного и грунтового стока под автотрофной мезотрофной древесной и травянистой растительностью, вторые — под влиянием избыточного атмосферного увлажнения под влаголюбивой олиготрофной растительностью.

Болотные почвы, подстилаемые многолетней мерзлотой, выделяются Е. Н. Ивановой в качестве особых мерзлотных подтипов болотных верховых и болотных низинных почв. И. В. Забоева [1975] выделяет болотные мерзлотные почвы самостоятельный тип без разделения их на низинные и верховые. Целесообразность последнего обоснована нами еще в 1967 г. [Игнатенко, 1967]. Вместе с тем мы считаем апробным выделение самостоятельного типа болотных мерзлотных почв, поскольку профиль их не нарушен, реже слабо нарушен криотурбациями. В связи с тем что многолетняя мерзлота в этих почвах является подстилающей породой, наличие ее в профиле логично рассматривать как родовой признак.

Криоболотные почвы широко распространены в континентальных районах северной тайги и лесотундры на крутых (до 30°) горных склонах, сложенных элюво-делювиальными коренными породами. Обычно они занимают северные, северо-восточные, северо-западные, реже восточные экспозиции, где по селению растительности на первых этапах вызывает подъем уровня многолетней мерзлоты к поверхности и увеличение ее льдистости. Впоследствии сильнольдистая многолетняя мерзлота обуславливает смену мезофильной растительности на гигрофильную и длительное существование последней. Во всяком случае, несмотря на малые ежегодные опадания, в почвах формируются торфяные горизонты мощностью до 50 и даже 80 см.

Большая льдистость многолетней мерзлоты способствует периодическому развитию на склонах процессов солифлюкции, формированию террасного микрорельефа, обуславливает криотурбацию генетических горизонтов, полное погребение сформированных почв и слоистость нижних частей про-

филя. В последних часто наблюдается чередование слабо и хорошо разложенных слоев торфа, реже — торфа со щебнем.

Остаточные криоболотные почвы на описываемой территории имеют ограниченное распространение. Они встречаются в низовьях рек Яма и Омолон, а также в Чаунской низменности. В первом случае они приурочены к торфяным буграм в бугристо-мочажинных болотах, во втором — к высоким валикам на полигональных болотах. В обоих случаях они развиваются под мезофильной кустарничково-зеленомошной или кустарничково-кустарничковой лишайниково-зеленомошной растительностью, в автоморфных условиях, при неглубоком (30—40 см) залегании многолетней мерзлоты. Торфяная толща этих почв образовалась в период среднеголоценового климатического оптимума и не имеет генетической связи с современной растительностью. Это явилось основанием для выделения таких почв в самостоятельный тип «остаточно-болотных» [Игнатенко, 1967а], или «тундровых остаточно-торфяных» [Иванова, 1976] почв. Оба термина представляются нам неудачными, поэтому предлагаем заменить их на термин «остаточные криоболотные», отражающий как мерзлотное происхождение торфяных бугров и валиков, так и историческое прошлое этих почв.

Аллювиальные минеральные почвы Крайнего Северо-Востока СССР изучены слабо, в связи с чем разделение их на типы выполнено в основном с учетом принципов, изложенных в последних классификациях почв СССР [Иванова, 1976; Классификация..., 1977]. Вместе с тем мы считаем нецелесообразным вводить термин «мерзлотные» в название типов аллювиальных почв, поскольку на их морфологическое строение и физико-химические свойства многолетняя мерзлота не оказывает существенного влияния. Одновременно мы считаем необходимым выделить в самостоятельные типы почвы маршей, периодически заливаемых нагонными и приливными морскими водами, развивающиеся под изреженной галофитной растительностью на современных засоленных морских отложениях, имеющих примитивное строение профиля — эмбриомаршевые, а также примитивные почвы приусловных валов, песчаных кос, отмелей и островов, развивающиеся под изреженной травянистой растительностью на современных аллювиальных отложениях — эмбриоаллювиальные.

Аллювиальные торфяные почвы характеризуются сочетанием болотного процесса почвообразования с процессами заиления профиля почв тальми, нагонными или приливными речными, озерными или морскими водами, содержащими во взвешенном состоянии минеральные частицы.

Аллювиальные болотные почвы распространены на плоских участках и в депрессиях современных пойменных террас, в притеррасных частях пойм и в отмирающих прото-

ках. Они развиваются под ольхово-ивняковой, ивняковой, осоковой, пушицево-осоковой и осоково-сфагновой растительностью. В этих почвах торфяные горизонты могут иметь разную степень разложения, содержат значительное количество минеральных примесей, подстилаются льдистой многолетней мерзлотой на глубине 50—120 см. Аллювиальные болотные почвы характеризуются обычно кислой или слабокислой реакцией, высоким содержанием обменных оснований и большой степенью насыщенности.

Маршевые болотные почвы формируются на участках морских пойм, под мелкоосочковой, злаковой и осоково-злаковой растительностью, часто с примесью галофитов. Их торфяные горизонты (мощностью 20—40 см) сильно опесчанены, содержат включения древесины, обычно слабкислые; минеральные горизонты — слабощелочные, оглеены и засолены.

Солончаки на территории Крайнего Северо-Востока СССР имеют локальное распространение. Эту группу почв мы разделяем на два типа: солончаки литогенные и солончаки маршевые.

Солончаки литогенные встречаются в резко континентальных районах северной тайги на остепненных склонах южной экспозиции, где образуют комплексы с дерновыми и дерново-карбонатными криоаридными почвами. Они характеризуются интенсивным накоплением карбонатов или гипса в верхней части профиля, что, очевидно, связано со специфическими особенностями выветривания приповерхностных слоев известняков и углистых сланцев в условиях холодного аридного климата.

Солончаки маршевые встречаются на морской пойме Чаунской низменности. Они развиваются в условиях постоянного (в летний период) подпитывания засоленными морскими водами, глубокого залегания льдистой многолетней мерзлоты (120—150 см), под галофитной растительностью. В профиле этих почв содержится значительное количество легкорастворимых солей, в жаркие бездождные периоды образуются поверхностные солевые корки.

Надтиповые группы почв объединены в шесть генетических общностей: 1) кислые; 2) кислые глеевые; 3) нейтральные; 4) органогенные; 5) пойменные; 6) щелочные и засоленные. Каждая из выделенных общностей характеризуется близкими кислотно-щелочными свойствами, окислительно-восстановительными условиями, направленностью геохимических миграций и аккумуляций продуктов почвообразования. Эти показатели определяют основные направления почвообразовательных процессов и в то же время тесно связаны с условиями формирования почв, с их эволюцией.

Систематика почв

В систематических списках типы почв подразделяются на подтипы, роды, виды, подвиды, разновидности, разряды и фазы. В настоящей работе мы ограничимся выделением подтипов, родов и видов почв.

Подтипы, по Е. Н. Ивановой [1976], «это группы почв в пределах типа, качественно отличающиеся по проявлению основного и налагающегося процессов почвообразования и являющиеся переходными ступенями между типами» (с. 36). Эти переходы обусловлены прежде всего изменениями гидротермических режимов, с чем связана различная емкость и интенсивность биологического круговорота, различная активность процессов выветривания первичных минералов, криогенного массообмена, оглеения, иллювиально-гумусового оподзоливания и др.

В качестве подтиповых диагностических признаков предлагаются следующие: 1) степень оглеения и местоположение максимально оглеенных горизонтов; 2) характер органогенных горизонтов; 3) степень дифференциации почвенного профиля по распределению ила и валовых R_2O_3 , обуславливающая наличие или отсутствие морфологически выраженной оподзоленности; 4) степень развития болотного процесса; 5) состав воднорастворимых солей.

Роды — «группы почв в пределах подтипа, качественные особенности которых обусловлены влиянием комплекса местных условий: основными литологическими и химическими особенностями почвообразующих пород, химизмом грунтовых вод и т. д., включая и свойства почвообразующего субстрата, приобретенные в процессе предшествующих фаз выветривания и почвообразования» [Иванова, 1976, с. 36]. Н. Н. Розов и Е. Н. Иванова [1967 б, с. 21] указывают, что «...в строении почвы родовые признаки проявляются или в частичном изменении свойств основных генетических горизонтов, или в их смещении, или в появлении дополнительных горизонтов, вложенных в основную структуру генетического профиля».

В мерзлотных районах такие изменения вызываются как почвообразующими породами, так и процессами бугро-, пятно-, трещинообразования, термокарстом и солифлюкцией⁹. Руководствуясь этим, почвы разных элементов криогенного нанорельефа мы рассматриваем в качестве самостоятельных родов. Так, в пятнисто-трещиноватых тундрах наряду с родом криоземов глееватых основных поверхностей выделяются роды криоземов остаточного-глееватых пятен и криоземов трещино-торфянистых.

⁹ В отдельных случаях эти процессы могут вызвать образование нового типа почв или полное уничтожение почвы.

Тип	Подтип	Род*	Диагностика профиля по наличию горизонтов		
78	Эмбриоземы кислые	Эмбриоземы кислые светлые	Не разработано	$A_0v-A, Bh, r-Dr$	
		Эмбриоземы кислые перегнойные		$A_0v-A_0A_1r-Dr$	
		Эмбриоземы кислые торфянистые		$A_0v-Am-Dr$	
	Криоподбуры	Криоподбуры светлые	Криоподбуры светлые песчаные		$A_0v-A Bh, d-Bh, d-BC-\perp C$
			Криоподбуры светлые каменные		$A_0v-ABh, r, d-Bh, r, d-BCr-\perp Cr$
			Криоподбуры остаточные пятен		$Kr-Bh, d(B, h, r, d)-BC(BCr)-\perp C(\perp Cr)$
	Подбуры	Криоподбуры надмерзлотно-глееватые	Криоподбуры надмерзлотно-глееватые песчаные		$A_0v-ABh, d-Bh, d-BC-BCg-\perp Cg$
			Криоподбуры надмерзлотно-глееватые остаточные пятен		$d-Bh, d-BC-BCg-\perp Cg$
			Криоподбуры перегнойные		$A_0v-A_0A_1d-Bh, d-BC-\perp C$
	79	Подзолистые Al-Fe-гумусовые	Криодерновые	Криодерновые песчаные	
Криодерновые каменные					$A_0v-A d, r-Bh, d, r-BCr-\perp Cr$
Криодерновые остаточные пятен					$Kd-(Bh, d)-BC-\perp C$
Криодерновые перегнойные			Криодерновые перегнойные песчаные		$A_0v-A_0A_1-Bh, d-BC-\perp C$
			Криодерновые перегнойные каменные		$A_0v-A_0A_1r-Bh, d, r-BCr-\perp Cr$
Криодерновые	Собственно криодерновые	Криодерновые трещинно-перегнойные	Криодерновые трещинно-перегнойные песчаные		$A_0v-A_0A, d-Bh, r, d-\perp Cr$
			Криодерновые трещинно-перегнойные каменные		$A_0v(A_0)-A Bh, p-Bh-BC-\perp C(C)$
			Криодерновые трещинно-перегнойные торфянистые		$A_0v(A_0)-ABh, p, r-Bh, r-BCr-\perp C(C)$
		Подзолистые Al-Fe-гумусовые	Подбуры оподзоленные песчаные		$A_0v(A_0)-A Bh, p-Bh-BC-\perp C(C)$
			Подбуры оподзоленные каменные		$A_0v(A_0)-ABh, p, r-Bh, r-BCr-\perp C(C)$
Подзолистые Al-Fe-гумусовые	Подзолистые Al-Fe-гумусовые	Подбуры перегнойные песчаные		$A_0v(A_0)-A_0A_1-Bh-BC-\perp C(C)$	
		Подбуры перегнойные каменные		$A_0v(A_0)-A_0A r-Bh, r-BCr-\perp C_r(C)_r$	
		Подбуры торфянистые песчаные		$A_0v(A_0)-Ar-(ArA_1)-Bh-BC-\perp C(C)$	
		Подбуры торфянистые каменные		$A_0v(A_0)-Ar-(ArA_1)-Bhr-BCr-\perp C(Cr)$	
		Подзолистые Al-Fe-гумусовые надмерзлотно-глееватые		$A_0v(A_0)-A_2h(A_2)-Bsf, h-Bf-BCr-Cr$	
Подзолистые Al-Fe-гумусовые	Подзолистые Al-Fe-гумусовые	Подзолистые Al-Fe-гумусовые песчаные оруденелые		$A_0v(A_0)-A_2h(A_2)-Bf, r-BC-C$	
		Подзолистые Al-Fe-гумусовые каменные		$A_0v-A_2h-Bh-BC-BCg, f-\perp Cg$	
		Подзолистые Al-Fe-гумусовые надмерзлотно-глееватые		$A_0v-A_2h(A_2)-Bsh, f-Bf-BCg-\perp Cg$	
		Перегнойно-подзолистые Al-Fe-гумусовые песчаные		$A_0v(A_0)-A_0A_1-A_2h-Bh, f-BC-C$	
		Перегнойно-подзолистые Al-Fe-гумусовые каменные		$A_0v(A_0)-A_0A_1-A_2h-Bh, f, r-BCr-C$	
Торфянисто-подзолистые Al-Fe-гумусовые	Торфянисто-подзолистые Al-Fe-гумусовые	Торфянисто-подзолистые Al-Fe-гумусовые песчаные		$A_0v(A_0)-Ar-A_2h-Bh, f-BCr-\perp C(\perp Cg)$	
		Торфянисто-подзолистые Al-Fe-гумусовые сухоторфянистые		$A_0v(A_0)-Ar^c-A_2h-Bh, f-BC(BCg)-\perp C(Cg)$	
		Торфянисто-подзолистые Al-Fe-гумусовые сухоторфянистые			

* Если средняя и нижняя части почвенных профилей представлены современными аллювиальными отложениями, выделяется особый род «старопойменных» почв; в случае значительной примеси в верхних горизонтах вулканического пепла — род «пепловых» почв.

Таблица

Систематический список сIALлитных почв

Тип	Подтип	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Криоземы	Собственно криоземы	$A_0(A_{0v})-ABd-Bh, d-BC_h, d-\perp C$
	Криоземы перегнойные	$A_0(A_{0v})-A_0A_1-Bh, d-BC_h, d-BC-\perp C$
	Криоземы торфянистые	$A_0(A_{0v})-At-Bh, d-BC_h, d-BC-\perp C$
Гомоземы мерзлотные	Гомоземы мерзлотные	$A_0(A_{0v})-AB-B-BC-\perp C$
	Гомоземы перегнойно-мерзлотные	$A_0(A_{0v})-A_0A_1-AB-B-BC-\perp C$
	Гомоземы торфянисто-мерзлотные	$A_0(A_{0v})-At-(AtA_1)-B-BC-\perp C$

Примечание. Подтипы делятся на роды насыщенные и ненасыщенные.

Опираясь на изложенные выше положения, выделенные типы почв мы разделили на ряд подтипов и родов (табл. 2—8).

Виды почв выделяются внутри почвенных родов по количественным показателям, характеризующим проявление основных процессов, формирующих почву. В качестве видовых признаков Н. Н. Розов и Е. Н. Иванова [1967 б] предлагают «... три типа показателей: 1 — показатели мощности какого-либо горизонта в почвенном профиле (см); 2 — показатели содержания какого-либо вещества или веществ в горизонте почвы (%); 3 — показатели запаса какого-либо вещества или веществ во всей толще почвы (т/га)» (с. 22).

К видовым признакам у рассматриваемых почв мы относим мощность подзолистых или органогенных горизонтов и морфолого-химические изменения профиля, связанные с циклическостью пятнообразования. По мощности подзолистого горизонта почвы подразделяются на маломощные ($A_2 < 5$ см), среднемощные ($A_2 5-15$ см) и мощные ($A_2 > 15$ см), по мощности горизонта At — на торфянистые ($At 8-20$ см) и торфяные ($At 20-50$ см).

Пятна обычно претерпевают три основные стадии развития: образующееся пятно —> зрелое пятно —> зарастающее пятно. Каждой из них свойственны почвы с определенным строением профиля. Так, почвы образующихся пятен характеризуются отсутствием органогенных горизонтов, строение нижележащей части их профиля сходно с почвами основных поверхностей. Для них в качестве видового названия мы предлагаем термин «деградующие». В почвах зрелых пятен

Систематический список глее-сIALлитных почв

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Криоглеевые	Собственно криоземы глеевые	Криоземы глеевые насыщенные	$A_{0v}-ABg, d-Gh, d, x-BC_h, d-\perp Cg$
		Криоземы глеевые насыщенные	
		Криоземы глеевые остаточные пятен*	$Kd-Bd, g-Gh, d, x-\perp Cg$
	Криоземы глееватые	Криоземы глееватые насыщенные	$A_{0v}-ABg-Bd, g, h-BC_d, h-\perp Cg$
		Криоземы глееватые насыщенные	
		Криоземы глееватые остаточные пятен*	$Kd-Bd, h(g)-BC_d, h, g-\perp Cg$
	Криоземы оглеенные	Криоземы оглеенные насыщенные	$A_{0v}-ABd(g)-Bd, h(g)-BC_d, h(g)-\perp Cg$
		Криоземы оглеенные насыщенные	
		Криоземы оглеенные остаточные пятен*	$oc-Kd-Bd, h-BC_d, h(g)-\perp Cg$
	Криоземы надмерзлотно-глеевые	Криоземы надмерзлотно-глеевые ненасыщенные	$A_{0v}-AB(g)-Bd, h(g)-BC_d, h, g-Gd, h-\perp Cd, h, g$
Криоземы надмерзлотно-глеевые насыщенные			
Криоземы надмерзлотно-глеевые остаточные пятен*		$Kd-Bd, h-BC_d, h(g)-Gd, h-\perp Cd, h, g$	
Криоземы глеевые перегнойные	Криоземы глеевые, перегнойные ненасыщенные	$A_{0v}-A_0A_1-Cd, h, x-\perp Cd, g$	
	Криоземы глеевые, перегнойные насыщенные		
	Криоземы глеевые трещинно-перегнойные	$A_{0v}-A_0A_1^{II}-BC_d, h, g-Cd, h, g$	
Криоземы глеевые торфянистые	Криоземы глеевые торфянистые ненасыщенные	$A_{0v}-At-(AtA_1)-Gd, h, x-\perp Cd, g, h$	
	Криоземы глеевые трещинно-торфянистые	$A_{0v}-At-At^{II}-(AtA_1^{II})-Gd, h, x-\perp Cd, g, h$	
Криоземы глееватые торфянистые	Криоземы глееватые торфянистые	$A_{0v}-At-(AtA_1)-Bd, g, h-\perp Cd, g, h$	
	Криоземы глееватые трещинно-торфянистые	$A_{0v}-At-At^{II}-(AtA_1^{II})-Bd, g, h-\perp Cd, g, h$	
Гомогенные глеевые	Гомогенные глеевые ненасыщенные	$A_0(A_{0v})-ABg-Gh, x-\perp Cg$	
	Гомогенные глеевые насыщенные		

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
	Гомогенные глееватые	Гомогенные глееватые ненасыщенные	
Гомогенные глеевые	Гомоглеенные	Гомогенные глееватые ненасыщенные Гомогенные оглеенные ненасыщенные	$A_0(A_{0v})-AB(g)-Bg, h-BCg-\perp Cg$
	Гомоглеевые перегнойно-глеевые	Гомогенные оглеенные насыщенные Гомогенные перегнойно-глеевые ненасыщенные	$A_{0v}-AB(g)-Bh, (g)-BC(g)-\perp Cg$
	Гомоглеевые торфянисто-глеевые	Гомогенные перегнойно-глеевые насыщенные Гомогенные торфянисто-глеевые ненасыщенные	$A_{0v}-A_0A_1-Gh, x-\perp Cg$
	Элювоземы криоглееватые	Гомогенные торфянисто-глеевые, насыщенные	$A_{0v}-At-Gh, x-\perp Cg$
Элювоземы глеевые	Элювоземы криоглееватые торфянистые	Не разработано	$A_{0v}-Ed, g, h-BCd, g, h-\perp Cd, g$
	Элювоземы криоглееватые оподзоленные		$A_0-At-Eg, h-Gd, h-BCd, g, h-\perp Cd, g$
	Элювоземы криоглееватые оподзоленные торфянистые		$A_{0v}-Ep, g, h-Bd, g, h-BCb, g, h-\perp Cd, g$
Глееподзолистые	Элювоземы глееватые	То же	$A_0(A_{0v})-Eg, h-Gx-BCg-\perp Cg$
	Элювоземы торфянисто-глеевые		$A_0(A_{0v})-Eg, h-Bg-BCg-\perp Cg$
	Элювоземы глееватые оподзоленные		$A_0(A_{0v})-At-Eg, h-Gx-BCg-\perp Cg$
	Глеево-подзолистые		$A_0(A_{0v})-Eg, h, p-Bg-BCg-\perp Cg$
	Глееватоподзолистые		$A_0(A_{0v})-A_2g, h-G-BCg-C$
Торфянисто-подзолисто-глеевые	Торфянисто-подзолисто-глеевые		$A_0(A_{0v})-A_2g, h-Bg-BCg-C$
	Торфянисто-подзолисто-глеевые		$A_0(A_{0v})-At-A_2g, h-G-BCg-\perp Cg$
	Торфянисто-подзолисто-глеевые		$A_0(A_{0v})-At-A_2g, h-Bg-BCg-\perp Cg$

* При формировании почв на карбонатных или засоленных породах образуются соответствующие роды карбонатных или засоленных почв.

Таблица 5

Систематический список фульватно-кальцевых и фульватно-карбонатных почв

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Дерновые криоаридные	Дерновые криоаридные	Не разработано	$A^d-A_1-Bh-Bg-BCg-Cr$
Дерново-карбонатные криоаридные	Дерново-перегнойные криоаридные	»	$A_0A_1-AB-B-Bg-BCg-Cr$
	Дерново-карбонатные криоаридные	»	$A^d, ca-AB ca-B ca, g-BC ca, g-C ca, g$
Криокарбонатные	Перегнойно-карбонатные криоаридные	»	$A_0A_1-ABr, ca-Br, ca, g-BCg, ca, g-\perp C ca, g$
	Криокарбонатные гумусовые	Криокарбонатные гумусовые	$A_{0v}-A^dABd, ca, g-Bh, d, ca, g-\perp C ca$
Криокарбонатные	Криокарбонатные перегнойные	Криокарбонатные остаточные пятен	$Kd, ca-Bh, d, ca, g-\perp C ca, g$
	Криокарбонатные перегнойные	Криокарбонатные перегнойные	$A_{0v}-A_0A_1-ABd, g, ca-Bh, g, d, ca-\perp C ca, g$
	Криокарбонатные перегнойные	Криокарбонатные трещинно-перегнойные	$A_{0v}-A_0A_1d-Bh, d, g, ca-\perp C ca, g$
Эмбриоземы карбонатные	Эмбриоземы перегнойно-карбонатные	Не разработано	$A_{0v}-A_0A_1, g, ca-Dr, ca$
	Эмбриоземы торфянисто-карбонатные	»	$A_{0v}-At-Dr, ca$

Систематический список торфяных почв

Таблица 6

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Болотные	Болотные торфянисто-глеевые	Болотные мерзлотные торфянисто-глеевые	$A_0v-T(8-30\text{ см})-Gh-\perp Gh$
	Болотные торфяно-глеевые	Болотные мерзлотные торфяно-глеевые	$A_0v-T(30-50\text{ см})-Gh-\perp Gh$
	Болотные торфяные	Болотные мерзлотные торфяные	$A_0v-T(>50\text{ см})-Gh-\perp Gh$
Криоболотные	Криоболотные торфянистые	Криоболотные торфянистые	$A_0v-T(8-30\text{ см})-\perp AtA_1d, r-\perp D_r$
	Криоболотные торфяные	Криоболотные торфяные	$A_0v-T(>30\text{ см})-\perp AtA_1d, r-(\perp Td)-\perp D_r$
	Криоболотные перегнойные	Криоболотные перегнойные	$A_0v-A_0A_1-A_0A_1d, r-Bd, r, h-\perp D_r$
Остаточные криоболотные	Остаточные криоболотные перегнойно-торфянистые	Не разработано	$(A_0v-A_0A_1d-\perp Td-\perp Gh)$
	Остаточные криоболотные перегнойно-торфяные	То же	—
	Остаточные криоболотные торфянисто-перегнойные	»	—
	Остаточные криоболотные торфяно-перегнойные	»	$A_0v-T-AtA_1-\perp Gh$

84

Систематический список пойменных почв

Таблица 7

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Эмбриоаллювиальные	Эмбриоаллювиальные слоистые	Не разработано	$(A_0)-A(b)-II C-\perp III C$
Эмбриомаршевые	Эмбриомаршевые слоистые	»	$(A_0)-A(b)-II Csl-\perp III Csl$
Аллювиальные дерновые	Аллювиальные слоистые дерновые	Аллювиальные слоистые дерновые	$(A_0)-A^d-AB-B(II B)-II-\perp III BC-\perp III C$
		Аллювиальные слоистые дерновые мерзлотные	$(A_0)-A^d-AB-B(II B)-II-\perp III BC-\perp III C$
Аллювиальные дерново-глеевые	Аллювиальные дерновые	Аллювиальные дерновые	$(A_0)-A^d-AB-B-BC-C$
		Аллювиальные дерновые мерзлотные	$(A_0)-A^d-AB-B-BC-\perp C$
	Аллювиальные дерново-глееватые	Аллювиальные дерново-глееватые	$(A_0)-A^d-AB-Bg-BCg-Cg$
Аллювиальные дерново-глееватые	Аллювиальные дерново-глееватые мерзлотные	Аллювиальные дерново-глееватые мерзлотные	$(A_0)-A^d-ABg-Bg-BCg-\perp Cg$
		Аллювиальные дерново-глееватые мерзлотные	$(A_0)-A^d-ABg-Bg-BCg-\perp Cg$
	Аллювиальные дерново-глееватые	Аллювиальные дерново-глееватые мерзлотные	$A_0-A_0A_1-ABg-Bg-BCg-Cg$ $A_0-A_0A_1-ABg-Bg-BCg-\perp Cg$
Маршевые дерново-глеевые	Маршевые дерново-глееватые	Маршевые дерново-глееватые засоленные	$A_0-A^d-ABg, sl-Bg, sl-BCg, sl-Cg, sl$
		Маршевые дерново-глееватые засоленные мерзлотные	$A_0-A^d-ABg, sl-Bg, sl-BCg, sl-\perp Cg, sl$

85

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Аллювиальные болотные	Аллювиальные болотные иловато-торфянисто-глеевые	Аллювиально-болотные иловато-торфянисто-глеевые мерзлотные	$A_0V^{II}-At$ (8—30 см)— $Gh-I Cg$
	Аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые	Аллювиально-болотные иловато-торфяно-глеевые мерзлотные	$A_0^{II}-At$ (30—50 см)— $Gh-I Cg$
Маршевые болотные	Маршевые болотные иловато-торфянисто-глеевые	Маршевые болотные иловато-торфянисто-глееватые засоленные	$A_0V^{II}-At$ (8—30 см)— $Bg, h-Cg, sl$
	Маршевые болотные иловато-торфяно-глеевые	Маршевые болотные иловато-торфянисто-глееватые засоленные мерзлотные	$A_0V^{II}-At$ (8—30 см)— $Bg, h, sl-I Cg, sl$
		Маршевые болотные иловато-торфяно-глеевые	Маршевые болотные иловато-торфяно-глееватые засоленные
	Маршевые болотные иловато-торфяно-глееватые засоленные мерзлотные	Маршевые болотные иловато-торфяно-глееватые засоленные мерзлотные	$A_0V^{II}-At$ (30—50 см)— $Bg, h, sl-I Cg, sl$

Систематический список солончаков

Тип	Подтип	Род	Диагностика профиля по наличию горизонтов
Солончаки литогенные	Солончаки карбонатные	Не разработано	$Ca, h-Ca-Vca-BCr, ca-Cr, ca$
	Солончаки сульфатные		$Sl, h-Sl-Bsl, r-B Cr, sl-Cr, sl$
Солончаки маршевые	Солончаки маршевые хлоридно-сульфатные глееватые	То же	$ABg, sl-Bg, sl-II BCg, sl-III Cg, sl(III I Cg, sl)$

криогенные процессы вызывают резкое изменение строения и химического состава горизонтов [Игнатенко, 1967б, 1970, 1971]. Последнее мы отмечаем путем введения в название этих почв термина «деградированные». В почвах зарастающих пятен отмечены изменения, направленные в сторону восстановления почвенного профиля до исходного: под лишайниково-моховым покровом образуется маломощная подстилка, появляется оглеение и т. д. Это отражается в названии почв — «демутирующиеся»¹⁰.

Подразделение видов на подвиды производится по степени гумусированности (малогумусные — 1,5% гумуса, среднегумусные — 1,5—4,0%, многогумусные — 4—8%), разложённости торфянистых горизонтов, засоленности или карбонатности, характеру распределения в почвенном профиле гумуса (гумусово-аккумулятивные, иллювиально-гумусовые, ретинизованные).

Таким образом, почвы Крайнего Северо-Востока СССР по морфолого-генетическому строению профиля подразделены на 28 типов, объединенных в 8 надтиповых групп и 6 генетических общностей. Выделенные типы почв по степени оглеения и выщелоченности профиля от карбонатов, по локализации наиболее оглеенных горизонтов, по наличию или отсутствию морфологически выраженной оподзоленности и по характеру органиано-аккумулятивных горизонтов подразделены на 77 почвенных подтипов. Недостаточная изученность почв описываемого региона не позволила выявить все многообразие таксонов более низких рангов: родов, видов, подвидов и др.

¹⁰ Термин «демутация» применяется в геоботанике для определения смен, происходящих в нарушенных растительных сообществах и идущих в направлении восстановления сообществ до естественных в данных биоклиматических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахназаров Э. Б., Тарасенко Т. В.** Введение. — В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 9—20.
- Барановская А. В.** О роли почвообразующих пород в процессах гумусоаккумуляции. — Уч. зап. ЛГУ. Сер. биол., 1951, вып. 27, № 140, с. 137—157.
- Богатырев К. П., Ногина Н. А.** Почвы горного Урала. — В кн.: О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—48.
- Вадюнина А. Ф., Худяков О. И.** Агрофизическая и мелиоративная характеристика почв Магаданской области. — В кн.: Почвенный криогенез. М.: Наука, 1974, с. 78—116.
- Васильевская В. Д.** Некоторые особенности почвообразования и классификация почв Западного Таймыра. — Почвы мерзлотной области. Якутск, 1969, с. 224—225.
- Вильямс В. Р.** Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения. 6-е изд. М.: Сельхозгиз, 1949, 471 с.
- Волковинцер В. И.** Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978, 208 с.
- Высоцкий Г. Н.** Об ороклиматических основах классификации почв. — Почвоведение, 1906, № 1, с. 3—18.
- Высоцкий Г. Н.** Почвообразовательные процессы на песках. — Материалы к инструкции для исследования песков в России. Спб., 1911, с. 303—317.
- Высоцкий Г. Н.** Лесо-водные очерки. Минск, 1924, 36 с. (Зап. Белорусского гос. ин-та сельского хоз-ва; Т. 11, вып. 3).
- Высоцкий Г. Н.** О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. М.: Гослестехиздат, 1938, 65 с.
- Герасимов И. П., Глазовская М. А.** Основы почвоведения и география почв. М.: Географгиз, 1960, 382 с.
- Глазовская М. А.** Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964, 230 с.
- Глазовская М. А.** Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972, 231 с.
- Городков Б. Н.** Об особенностях почвенного покрова Арктики. — Изв. Гос. геогр. о-ва, 1939, № 10, с. 1516—1532.
- Григорьев А. А.** Почвы субарктических тундр и лесотундр Евразии в связи с наблюдениями в Большеземельской тундре в 1921 г. — Почвоведение, 1925, № 4, с. 5—32.
- Драницын Д. А.** Северо-Енисейская экспедиция. — В кн.: Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1914 г. Петроград, 1916, с. 5—19.
- Еловская Л. Г., Иванова Е. Н., Розов Н. Н.** К вопросу о классификации и систематике почв Якутии. — В кн.: Мерзлота и почва. Якутск, 1974, вып. 3. Генезис, география и классификация мерзлотных почв, с. 29—78.
- Забоева И. В.** Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975, 344 с.
- Завалишин А. А.** К характеристике основных подтипов почв лесной зоны Европейской части СССР. — Сб. работ Центрального музея почвоведения АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954, вып. 1, с. 100—159.
- Землячченский П. А.** Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Л.: Изд-во АН СССР, 1933, 42 с. (Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева; Т. 8, вып. 1).
- Иванова Е. Н.** Основные закономерности почв вдоль трассы Печорской железной дороги. — Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. геогр., 1952, вып. 1, с. 5—32.
- Иванова Е. Н.** Опыт общей классификации почв. — Почвоведение, 1956, № 6, с. 82—102.

Иванова Е. Н. Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре побережья Обской губы. — В кн.: О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 49—116.

- Иванова Е. Н.** Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976, 226 с.
- Иванова Е. Н., Забоева И. В., Караваяева Н. А., Таргульян В. О.** Основные подтипы тундровых глеевых почв СССР. — В кн.: Биологические основы использования природы Севера. Сыктывкар, 1970, с. 94—99.
- Иванова Е. Н., Лобова Е. В., Розов Н. Н., Фридланд В. М.** Развитие учения о генезисе почв в советском почвоведении. — Почвоведение, 1957, № 12, с. 1—19.
- Иванова Е. Н., Полицева О. А.** Почвы европейских тундр. — Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. геогр., 1952, вып. 1, с. 72—122.
- Иванова Е. Н., Розов Н. Н.** Систематика и номенклатура почв СССР. — В кн.: Генезис, классификация и картография почв СССР: Докл. к VIII Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1964, с. 7—19.
- Игнатенко И. В.** О заболоченных и болотных почвах восточноевропейской тундры. — Почвоведение, 1967а, № 2, с. 33—49.
- Игнатенко И. В.** Почвенные комплексы острова Вайгач. — Почвоведение, 1967б, № 9, с. 86—99.
- Игнатенко И. В.** О почвах пятнистых тундр восточноевропейского Севера. — Докл. отделений и комиссий Геогр. о-ва СССР. Л., 1970, вып. 13. География и плодородие почв, с. 88—106.
- Игнатенко И. В.** Почвы основных типов тундровых биогеоценозов Западного Таймыра. — В кн.: Биогеоценозы Таймырской тундры и их продуктивность. Л.: Наука, 1971, с. 57—107.
- Игнатенко И. В.** Структура почвенного покрова восточноевропейской лесотундры. — В кн.: Почвы и растительность восточноевропейской лесотундры. Л.: Наука, 1972, с. 64—101.
- Игнатенко И. В.** Почвенный покров. — В кн.: Ары-Мас. Природные условия, флора и растительность самого северного в мире лесного массива. Л.: Наука, 1978, с. 30—64.
- Игнатенко И. В.** Почвы восточноевропейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979, 280 с.
- Игнатенко И. В., Норин Б. Н.** Динамика пятнистых тундр восточноевропейского севера. — В кн.: Вопросы ценологии, географии, экологии и использования растительного покрова СССР. Л.: Наука, 1969, с. 72—90.
- Игнатенко И. В., Пугачев А. А., Богданов И. Е.** Морфолого-генетическая характеристика почв территории стационара. — В кн.: Компоненты биогеоценозов тундролесий Северного Охотоморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 62—101.
- Караваяева Н. А.** Основные генетические черты тундровых глеевых почв. — Генезис, классификация и картография почв СССР: Докл. к VIII Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1964, с. 117—128.
- Караваяева И. А.** Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969, 208 с.
- Караваяева Н. А., Полтева Р. Н.** Циклы пятнообразования в почвах лесотундры и тундры. — В кн.: Растительность лесотундры и пути ее освоения. Л.: Наука, 1967, с. 151—156.
- Караваяева Н. А., Таргульян В. О.** Автономное почвообразование на севере Евразии и Америки. — В кн.: Проблемы почвоведения: Советские почвоведы к XI Междунар. конгр. почвоведов в Канаде. М.: Наука, 1978, с. 174—178.
- Классификация и диагностика почв СССР.** М.: Колос, 1977, 223 с.
- Ковда В. А.** Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. М.: Наука, 1973. Кн. 2. 468 с.
- Коссович П. С.** Почвообразовательные процессы как основа генетической почвенной классификации. — Ж. опытной агрономии, 1910, № 5, с. 679—703.

- Коссович П. С.** Основы учения о почве. СПб., 1911. 264 с.
- Лебедев А. Ф.** Почвенные и грунтовые воды. 4-е изд. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 316 с.
- Ливеровский Ю. А.** Почвы тундр Северного края. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 112 с. (Тр. Полярной комиссии АН СССР; Вып. 19).
- Ливеровский Ю. А.** О морозном выветривании и почвообразовании в тундре.—В кн.: Проблемы советского почвоведения. 1939, вып. 7, с. 43—49.
- Ливеровский Ю. А.** Основные почвенно-географические понятия.—Сб. почвенно-географических и ландшафтно-геохимических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 3—24.
- Ливеровский Ю. А.** Почвы СССР (Конспект избранных лекций). М.: Изд-во МГУ, 1965, вып. 1. 144 с.
- Лобова Е. В.** Новая почвенная карта Мира масштаба 1:10 000 000.—В кн.: Проблемы почвоведения: Советские почвоведы к XI Междунар. конгр. почвоведов в Канаде. М.: Наука, 1978, с. 179—189.
- Макеев О. В.** Проблемы почвенного криогенеза.—В кн.: Почвенный криогенез: К X Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1974, с. 7—17.
- Макеев О. В.** Криогенные почвы.—В кн.: Криогенные почвы и их рациональное использование. М.: Наука, 1977а, с. 5—13.
- Макеев О. В.** Криогенные почвы нечерноземной зоны СССР в прошлом, настоящем и будущем.—В кн.: Почвоведение и агрохимия (проблемы и методы): Тез. докл. к V делегатскому съезду Всесоюз. о-ва почвоведов (11—16 июля 1977 г., Минск). Пушкино, 1977б, с. 13—15.
- Макеев О. В.** Мерзлота как фактор почвообразования.—В кн.: Проблемы почвоведения: Советские почвоведы к XI Междунар. конгр. почвоведов в Канаде. М.: Наука, 1978, с. 196—201.
- Мамытов А. М.** О классификации и систематике горных почв Киргизии.—Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1974, т. 6, ком. 5, ч. 2, с. 530—536.
- Наумов Е. М.** Почвы южной части Магаданской области в пределах Охотского побережья.—В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—195.
- Наумов Е. М.** Мерзлотно-таежные почвы верховьев р. Колымы.—Тез. докл. к III Всесоюз. съезду почвоведов. Тарту, 1968 а, с. 122—123.
- Наумов Е. М.** Почвы северного побережья Охотского моря: Автореф. канд. дис. М., 1968 б.
- Наумов Е. М.** Таежные мерзлотные почвы Северной Колымы и Чукотки.—В кн.: Почвы мерзлотной области: Тез. докл. Всесоюз. конф. по мерзлотным почвам (11—21 июля, 1969). Якутск, 1969, с. 243—245.
- Наумов Е. М.** Горно-таежные щебнистые почвы континентальных районов Северо-Востока СССР.—В кн.: 4-й Всесоюз. съезд почвоведов. Алма-Ата, 1970а, кн. 1, симпоз. 1, 2, 3, 4, 5, с. 184—186.
- Наумов Е. М.** Пойменные дерновые почвы Магаданской области как резерв увеличения пахотного фонда.—Тр. Магаданского НИИ сельского хоз-ва Северо-Востока, 1970б, вып. 1, с. 177—182.
- Наумов Е. М.** Почвы Магаданской области и их агрохимическая характеристика.—В кн.: Агрохимическая характеристика почв СССР. Дальний Восток. М.: Наука, 1971, с. 240—313.
- Наумов Е. М.** Влияние криогенеза на почвенный покров и почвенный профиль.—Докл. III Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973а, с. 88—89.
- Наумов Е. М.** Главные типы генетических почвенных профилей таежной зоны Крайнего Северо-Востока СССР.—В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973б, с. 48—55.
- Наумов Е. М.** Горно-таежные дифференцированные почвы континентальных районов Крайнего Северо-Востока.—В кн.: Биологические проблемы Севера. VI симпозиум. Почвоведение и земельные ресурсы: Тез. докл. Якутск, 1974, вып. 6, с. 21—26.

- Наумов Е. М.** Криогенез как фактор формирования почвенного покрова.—В кн.: Почвенный криогенез и мелиорация мерзлотных и холодных почв: Материалы Всесоюз. конф. (28—31 октября 1975 г.). М.: Наука, 1975, с. 45—47.
- Наумов Е. М.** Главные почвы мерзлотно-таежной экосистемы Крайнего Северо-Востока СССР.—Почвы Дальнего Востока: Тез. докл. Соз.-яп. симпоз. Хабаровск, 1976, с. 46—49.
- Наумов Е. М., Андреева А. А.** Почвы остепненных склонов Яно-Индигирского нагорья (таежно-степные почвы экстраконтинентальных областей Северо-Востока СССР).—Почвоведение, 1963, № 3, с. 62—70.
- Наумов Е. М., Градусов Б. П.** Особенности почвообразования на северном побережье Охотского моря.—В кн.: Мерзлотные почвы и их режим. М.: Наука, 1964, с. 28—99.
- Наумов Е. М., Градусов Б. П.** Особенности таежного почвообразования на Крайнем Северо-Востоке Евразии. М.: Колос, 1974. 148 с.
- Наумов Е. М., Градусов Б. П., Цюрупа И. Г.** О таежном почвообразовании на северо-востоке Сибирской мерзлотной области.—В кн.: Почвенный криогенез. М.: Наука, 1974, с. 34—77.
- Наумов Е. М., Савич В. И.** Аллювиальные почвы Приохотских районов Магаданской области и их сельскохозяйственное значение.—Докл. ТСХА, 1964, вып. 99, с. 87—94.
- Наумов Е. М., Тяпкина Н. А.** Мерзлотные глеевые почвы таежной зоны Северо-Востока СССР.—В кн.: Мерзлота и почва: Докл. Всесоюз. конф. по мерзлотным почвам. 1974, вып. 3. Генезис, география и классификация мерзлотных почв, с. 111—125.
- Ногина Н. А.** Влияние пород на подзолообразование в горной части Среднего Урала.—Тр. Почв. ин-та АН СССР им. В. В. Докучаева, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 28, с. 105—195.
- Носин В. А.** Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 342 с.
- Орловский Н. В.** Природно-хозяйственные условия южной земледельческой части Красноярского края.—В кн.: Агрохимическая характеристика почв СССР. Средняя Сибирь. М.: Наука, 1971, с. 5—25.
- Петров Б. Ф.** Почвы Алтайско-Саянской области.—Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 35. 247 с.
- Полынов Б. Б.** К вопросу об «аллювиальных почвах».—Почвоведение, 1949, № 11, с. 682—683.
- Полынцева О. А., Иванова Е. Н.** Комплексы пятнистой тундры Хибинского массива и их эволюция в связи с эволюцией почвенного и растительного покрова.—Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936, т. 13, с. 213—265.
- Пономарева В. В.** К познанию гумусово-иллювиального подзолообразовательного процесса.—Уч. зап. ЛГУ. Сер. биол. наук, 1951, вып. 27, № 140, с. 30—68.
- Пономарева В. В.** Теория подзолообразовательного процесса. Биохимические аспекты. М.: Л.: Наука, 1964. 379 с.
- Почвенная карта Мира.** Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1975.
- Почвы/В. О. Таргульян, Н. А. Караваева, Е. М. Наумов, И. А. Соколов, Н. Н. Розов.**—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970.
- Программа почвенной карты СССР в масштабе 1:2 500 000/В. М. Фридланд, Н. А. Караваева, Е. Н. Руднева, И. А. Соколов, В. О. Таргульян при участии Н. Э. Веденской, И. В. Вишневской, Д. А. Тимофеева. М., 1972. 158 с.**
- Прокошев В. Н.** Повышение плодородия песчаных и супесчаных почв дерново-подзолистого типа. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 443 с.
- Роде А. А.** Подзолообразовательный процесс. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 454 с.
- Рожнова Т. А.** Почвообразование на песчаных породах в лесной зоне северо-запада Европейской части СССР.—Уч. зап. ЛГУ. Сер. биол. наук, 1954, вып. 36, № 174, с. 135—197.

- Рожнова Т. А.** Почвенный покров Карельского перешейка. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
- Розанов Б. Г.** Почвенный покров Земного шара. М.: Изд-во МГУ, 1977. 247 с.
- Розов Н. Н., Иванова Е. Н.** Классификация почв СССР.— Почвоведение, 1967а, № 2, с. 3—11; 1967б, № 3, с. 12—22.
- Система ведения сельского хозяйства Магаданской области.** Магадан: Кн. изд-во, 1976. 343 с.
- Соболев С. С.** К методике экспедиционных почвенных исследований песков степи и лесостепи Европейской части СССР.— Тр. Почв. ин-та им В. В. Докучаева. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938, т. 17, с. 163—243.
- Соколов И. А.** О некоторых сравнительно-генетических понятиях и терминах в почвоведении.— Почвоведение, 1967, № 10, с. 144—146.
- Соколов И. А.** О понятиях «зональный почвенный тип» и «почвенная зона».— В кн.: Лес и почва. Красноярск, 1968, с. 18—24. (Тр. Всесоюз. науч. конф. по лесному почвоведению (13—19 июля 1965 г.).
- Соколов И. А., Соколова Т. А.** О зональном типе почв в области многолетней мерзлоты.— Почвоведение, 1962, № 10, с. 23—32.
- Соколова Т. А., Соколов И. А.** О горно-таежных почвах Восточного Забайкалья.— В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—52.
- Таргульян В. О.** Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Татаркина А. А.** Почвы земледельческих районов Магаданской области.— В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 63—66.
- Толковый словарь по почвоведению.** М.: Наука, 1975. 286 с.
- Фридланд В. М.** Некоторые основные проблемы классификации почв.— Докл. на сессии Совета по заданию 03.04. «Изучить закономерности формирования почв, почвенного покрова и его сельскохозяйственного использования, совершенствовать методы картографирования и содержание почвенных карт, классификацию почв, методы агропроизводственной группировки и бонитировки почв». М., 1978, с. 54—83.
- Худяков О. И., Катрич В. Н.** Водно-физические и агрохимические свойства торфяных почв Магаданской области.— Тр. Магаданской обл. гос. с.-х. опытной станции. Магадан: Кн. изд-во, 1968, с. 6—13.
- Aaltonen V. T.** Über die Bodenbildung in Finland.— *Bodenkunde und Pflanzenernähr.*, 1940, Bd 21/22, p. 142—154.
- Bunnell T. L., Maclean S. F., Brown Jrand J. Barrow.** Alaska, USA Structure and function of ecosystems.— *Ecol. Bull.*, 1975, v. 20, p. 73—124.
- Day J. H., Lejoie P. G.** Tentative classification system for cryosolic soils.— Proc. 9th Meeting of the Canada Soil Survey Committee. Univ. of Saskatchewan, Saskatoon, May 16—18, 1973, p. 346—355.
- Everett K. R.** Soil and landform associations at Prudhoe Bay, Alaska. A soils map of the tundra biome area.— In.: Coll. Ecological Investigations of the Tundra Biome in the Prudhoe Bay Region. Alaska. Fairbanks, 1975.
- Hill D., Tedrow J. C. F.** Weathering and soil formation in the arctic environment.— *Amer. J. sci.*, 1961, v. 259, n. 2, p. 84—101.
- Soil classification.** Acom-prehensive sistem. 7th Approximation. Washington, 1960.
- Soil taxonomy.** A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Soil conserv. Serv., Washington: U. S. Dept. Agr., 1975, n. 436. 754 p.
- Tedrow J. C. F.** Soils of the Polar Lands capes. New Jersey, U. S. A.: Putgers Univ. Press., 1977. 638 p.

И. В. ИГНАТЕНКО, Н. В. ХАВКИНА

ПОДБУРЫ КРАЙНЕГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В различных подзонах тундры, в лесотундре и северной тайге Крайнего Северо-Востока СССР распространены почвы с бурым морфологически неоподзоленным и слабооподзоленным, неоглееным и надмерзлотно-оглееным профилем. Они развиваются под различной растительностью (кустарничково-лишайниковыми, лишайниковыми, кустарничковыми и кедровостланиковыми фитоценозами, лиственничными рединами, редколесьями и лесами) на горных склонах, платообразных поверхностях и высоких террасах рек, сложенных каменисто-мелкоземистыми или песчано-супесчаными отложениями.

Американские почвоведы [Tedrow, Hill, 1955; Drew, Tedrow, 1957; Tedrow, Cantlon, Hill, Tedrow, 1961; Brown, Tedrow, 1964] такие почвы называют «арктическими бурями» (Arctic brown soils). Близкие им по строению почвы описаны в тундре и северной тайге Сибири [Городков, 1930; Филатов, 1945], арктических и субарктических районах Канады [Dansegeau, 1954], альпийском поясе Скалистых гор [Retzer, 1956], центральной и южной частях Аляски [Kellog, Nygard, 1951] и в Новой Англии [Lyford, 1946]. Таким образом, ареал почв с бурым профилем более обширен, чем считают американские специалисты, что подтверждается В. О. Таргульяном [1971], описавшим подобные почвы в тундровых, лесотундровых и северотаежных регионах холодных гумидных областей и обосновавшим необходимость выделения их в самостоятельный тип подбуров.

Мы полагаем, что подбуры — это группа типов почв, существенно различающихся по морфолого-генетическому строению профиля, типу растительности, емкости и активности биологического круговорота, водному режиму, выраженности процессов криогенного массообмена и т. д. Именно поэтому на описываемой территории мы выделяем два типа почв с бурым морфологическим неоподзоленным или слабооподзоленным, неоглееным или надмерзлотно-глееватым профилем: подбуры и криоподбуры¹.

¹ См. статью И. В. Игнатенко в настоящем сборнике.

В настоящей работе рассматриваются различные подтипы подбуров, которые занимают огромные площади на Крайнем Северо-Востоке СССР, но изучены очень слабо [Почвы, 1970; Наумов, 1973].

Распределение и морфологическое строение

Подбуры гумусовые наиболее распространены в континентальных районах тундровой зоны, локально встречаются в континентальной части северной тайги. Все описанные нами разрезы с подбурами гумусовыми приурочены к горным склонам южных и юго-западных экспозиций, сложенным элювиально-делювиальными отложениями кислых пород.

Разрез 1930 (описан 21 августа 1975 г.). Чаунская низменность, отроги Раучуанского хребта, выположенная часть вершины горы Трехвершинная, абс. высота 148 м. Слабо выраженный микрорельеф в виде основных поверхностей и небольших понижений, вытянутых вдоль уклона. Около 50% площади основных поверхностей занято каменистыми пятнами, остальные — куртинками бруснично-лишайниково-толокнянковых (*Arctous alpina*) сообществ с редкими мхами. Лишайники представлены *Cetraria islandia*, *C. coccifera*, *Alectoria nigricans*, *Cladonia elongata*, *Stereocaulon alpinum*; мхи — *Politrichum alpinum* и *Dicranum elongatum*. Встречаются камеломки *Saxifraga alpina*, мелкие злаки и голубика. На поверхности щебня обычны накипные лишайники.

A _{0v}	0—2 см. Живой лишайниково-кустарничковый покров с обильными мертвыми листьями, прикрепленными к стеблям альпийской толокнянки. Сырой из-за осадков в виде мороси.
A _{0A₁}	2—4 см. Темно-коричневый с бурым оттенком, перегнойный, легкосуглинистый, включения мелкого щебня сланцев, разбит мелкими трещинами, по которым засыпается до глубины 14—15 см, густо переплетен корнями, среди которых преобладают мертвые разной степени разложения. Переход резкий.
ABh, r	4—15 см. Светло-серый с коричневым оттенком, легкосуглинистый, частые включения мелкого щебня сланцев, разбит трещинами, заполненными перегнойным веществом, слабо выраженная комковатая структура. Много корней (преобладают мертвые). Переход заметный.
Bh, r	15—24 см. Светло-бурый с коричнево-желтым оттенком, супесчаный, много мелкого щебня. Корней меньше, чем в предыдущем горизонте. Переход заметный.
BCg	24—55 см. Светло-бурый, сильно щебнистый (75—80% от массы горизонта), супесчаный. На верхней стороне щебня сланца хорошо выражены наилки и

темно-коричневые одежды, на нижней стороне таких одежд нет. Корни редкие, но пронизывают весь горизонт, количество их заметно убывает с глубиной.

Dg	55—60 см. Щебень сланца с небольшой примесью хрящевой супеси (5—7%), на поверхности щебня слабо выражены наилки и красящие одежды. Корни отсутствуют.
----	---

Подбуры перегнойные. Основной ареал этих почв приурочен к гумидным районам тундры и лесотундры, но значительное распространение они имеют и в континентальных северотаежных районах, где часто образуют комбинации с подбурами гумусовыми. Обычно подбуры перегнойные занимают горные склоны, платообразные поверхности, реже — террасы рек, сложенные элюво-делювием или щебнисто-галечниковым аллювием.

Разрез 1904 (описан 17 июня 1974 г.). Среднеканский район (в 19 км к югу от пос. Верхний Сеймчан), верхняя часть склона сопки восточной экспозиции, абс. высота 320 м, уклон 15—17°. Березово-лиственничное кустарниково-лишайниковое редколесье с кустарниковым ярусом из кедрового стланика, березки Миддендорфа и шиповника. Кустарнички представлены брусничкой и багульником, лишайники — *Cladonia gracilis*, *Stereocaulon alpinum*, *Cetraria nivalis* и *C. islandica*. Встречаются кустики осок и *Polytrichum alpinum*.

A _{0v}	0—4 см. Живой мохово-лишайниковый покров с обильным опадом хвоя, веточек и шишек лиственницы и кедрового стланика и редким опадом листьев бруснички. Сухой, рыхлый.
A _{0A₁}	4—16 см. Серовато-бурый с коричневатым оттенком и темными пятнами, перегнойный, легкосуглинистый. Редкие включения щебня сланца и песчаника. Поверхность песчаника обычно заметно отбелена, на сланце хорошо выражены коричнево-охристые одежды. Местами встречается белесоватая присыпка, густо переплетен корнями, среди которых преобладают мертвые. Влажный. Переход резкий.
Bh, r	16—37 см. Бурый со слабым коричневатым оттенком, супесчаный, много камней и щебня сланцев и песчаника (около 60% от массы горизонта). На верхней стороне щебня хорошо выражены наилки, на всей поверхности — охристые одежды. Переход заметный.
BC _{h,r}	37—57 см. Щебень с примесью (около 10%) хрящевой супеси. На поверхности щебня слабо выраженные наилки и красящие одежды, единичные корни.
Dg	57—63 см. Щебень с небольшой примесью хрящевой песка.

Подбуры сухоторфянистые распространены в континентальных и гумидных районах таежной зоны на склонах южной, юго-западной и юго-восточной экспозиции, сложенных элювиально-делювиальными отложениями коренных пород.

Разрез 1922 (описан 31 августа 1974 г.). Омсукчанский район, склон сопки южной экспозиции, абс. высота 280 м, уклон 18—20°. Лиственничное редколесье с изреженным подлеском из кедрового стланика и кустарничково-мохово-лишайниковым напочвенным покровом. Кустарники представлены брусничкой, голубикой, багульником и шикшей *Empetrum nigrum*; мхи — *Polytrichum commune*; лишайники — *Cladonia gracilis* и *C. coccifera*.

A ₀	0—4 см. Подстилка из хвои и ветвей лиственницы и кедрового стланика с примесью живых мхов и лишайников. Рыхлая, сырая.
At ₁	4—12 см. Коричневый, слабо разложенный, включения мертвой древесины и подземных стволов стланика. Переплетен корнями. Рыхлый, сырой. Переход заметный.
At ₂	12—23 см. Темно-коричневый с почти черными пятнами, хорошо разложенный. Включения полуразложившихся древесных остатков. Много корней, уплотнен. Переход заметный.
A ⁺ A ₁	23—27 см. Коричневато-бурый с крупными черными пятнами, перегнойный, включения полуразложившейся древесины, мелкого щебня и древесных углей. Корней меньше, чем в предыдущем горизонте. Уплотнен, сырой. Переход резкий.
Bh	27—37 см. Темно-бурый с коричневым оттенком, легкосуглинистый, редкий щебень, слабо выраженная комковатая структура, на поверхности щебня плотные охристо-коричневые одежды, корней меньше. Влажный. Переход постепенный.
Bh, r	37—47 см. Бурый с коричневатым оттенком и крупными железистыми пятнами, супесчаный, много щебня песчаника, кварцита и диабазы, на поверхности слабо выражены коричневые одежды. Редкие корни. Переход заметный.
BC _{h, r}	47—59 см. Светло-бурый с желтоватым оттенком, супесчаный с обильным щебнем, на поверхности щебня слабо выражены красящие одежды, единичные корни. Переход заметный.
↓ Cr	59—75 см. Грубообломочный щебень темноцветных пород с небольшой примесью хрящеватого песка, на нижней стороне щебня мелкие кристаллы льда.

Подбуры оподзоленные распространены в охотоморской провинции, локально встречаются в верховьях Колымы и бассейне Анадыря. Они развиваются в горных тундрах, поясе кедровостланиковых зарослей, в лиственничных редицах и редколесьях. В гумидных районах эти почвы формируются на различных по составу породах, в континентальных — только на кислых.

Разрез 1905 (описан 20 июня 1974 г.). Ягоднинский район, терраса оз. Джека Лондона. Вырубка лиственничного редколесья 30-летней давности. Обильный подрост лиственницы

высотой 4—6 м. Кустарниковый ярус образован березкой Миддендорфа и изреженным кедровым стлаником. Кустарнички изрежены и представлены голубикой и багульником. Напочвенный покров лишайниковый: *Cetraria nivalis*, *C. succulata*, *Cladonia elongata* и *Cl. alpestris*.

A _{0v}	0—3 см. Живой лишайниковый покров с обильным спадом хвои, веточек и шишек лиственницы. Рыхлый, сухой.
A _{0t}	3—7 см. Подстилка из хвои, веточек и шишек лиственницы, слежавшаяся, встречаются угольки, включения полуразложившейся древесины, корни кустарников и кустарничков. Отслаивается. Влажная.
A ₂ Bh	7—10 см. Бурый с коричневым оттенком и белесыми пятнами, хрящеватая супесь, включения мелкого сильно отбеленного щебня гранита, переплетен корнями. Влажный. Переход резкий.
Bh _f	10—27 см. Буровато-коричневатый с крупными охристыми пятнами, хрящеватая супесь, включения крупного щебня светлых гранитов и сланца, на щебне гранитов железистые одежды, редкие корни. Влажный. Переход резкий.
↓ BC, r	27—45 см. Светло-серый, хрящеватая супесь, много включений гравия и щебня гранитов (40—45% от массы горизонта) с железистыми одеждами и наилками на поверхности, единичные корни. Мерзлый, мерзлота малольдистая. Переход постепенный.
↓ Cr	45—100 см. Светло-серый хрящеватый песок с обильным щебнем и гравием гранитов, на верхней стороне которых слабо выражены наилки и железистые одежды, на нижней — отсутствуют. Мерзлый, мерзлота малольдистая.

Подбуры надмерзлотно-глеватые встречаются локально. Обычно они приурочены к высоким речным террасам с неслоистыми песчано-супесчаными отложениями. Их профиль подстилается плотной мерзлотой, являющейся водоупором по отношению к нисходящим почвенным растворам. Следствием этого является периодическое появление верховодки и оглеение надмерзлотного слоя.

Разрез 1927 (описан 6 сентября 1974 г.). Омсукчанский район, высокая терраса р. Вилига. Кедровостланиковые заросли с редкой лиственницей и ольхой. Багульничково-лишайниковое сообщество с березкой Миддендорфа и голубикой. Лишайники представлены *Cladonia rangiferina*, *Cl. alpestris* и *Cetraria nivalis*.

A _{0v}	0—2 см. Живой лишайниковый покров с примесью хвои и веточек кедрового стланика и лиственницы. Рыхлый, свежий.
A, Bh	2—7 см. Коричневато-серый, супесчаный, примесь хряща с отбеленными поверхностями. Густо переплетен корнями, среди которых преобладают мертвые. Влажный. Переход заметный.

- Bh 7—23 см. Бурый с коричневым оттенком, супесчаный, редкий щебень с охристыми одеждами на поверхности, много корней. Влажный. Переход заметный.
- BC 23—87 см. Светло-бурый, песчаный, редкая галька с тонкими наилками и слабо выраженными железистыми одеждами на поверхности, редкие корни, количество которых заметно уменьшается с глубиной. Переход заметный.
- BCg, h, f 87—99 см. Светло-серый с сизым оттенком и частыми охристыми пятнами, супесчаный, оплывает, довольно быстро появляется верховодка. Переход постепенный.
- LCg 99—115 см. Светло-серый с сизым оттенком и редкими железистыми пятнами, песчаный. Мерзлый, сцементирован кристаллами и прослойками льда.

Механический состав. Из приведенных выше морфологических описаний следует, что минеральная часть профиля большинства исследованных подтипов подбуров имеет каменисто-мелкоземистый состав. В верхней части почвенного профиля обычно преобладает мелкозем, в средней и нижней — хрящ, дресва и щебень.

В составе мелкозема всех исследованных подтипов подбуров доминируют фракции песка (табл. 1), что обусловлено малой активностью процессов химического выветривания первичных минералов и высокой — физического дробления пород при замерзании — оттаивании [Ливеровский, 1934; Hill, Tedrow, 1961; Таргульян, 1971; и др.]. Распределение в профилях песчаных частиц и ила диаметрально противоположно. Содержание первых закономерно увеличивается с глубиной, тогда как вторые во всех подтипах образуют максимум в верхних наиболее гумусированных горизонтах. Специальные исследования показали, что основная часть тонкодисперсных фракций представлена минеральными частицами, образовавшимися при разрушении первичных минералов (глинообразовании). Сильнее выражен этот процесс в верхних наиболее прогреваемых и гумусированных горизонтах, глубже — заметно ослаблен.

Наряду с процессами глинообразования имеет место суспензионный вынос тонкодисперсных частиц из верхних и средних горизонтов в нижние. Это явление по-разному реализуется в профиле рассматриваемых почв. В подбурах гумусовых, перегнойных и оподзоленных, которые формируются на сухомерзлотных или немерзлотных породах, наблюдается сравнительно постепенное уменьшение содержания тонкодисперсных частиц с глубиной. По-видимому, это обусловлено достаточно активным промыванием всей почвенной толщи, вследствие чего взвешенный в водных растворах материал распределяется во всей толще относительно однородно. Последнее подтверждается наличием наилок на поверхности щебня в горизонте BCg и даже Cg.

В подбуре сухоторфянистом распределение тонкодисперсных частиц в почвенном профиле отличается от описанного выше более резким снижением их содержания с глубиной. По-видимому, это связано с повышенной активностью процесса выветривания первичных минералов и менее выраженным суспензионным выносом. Первое вызвано новообразованием большого количества подвижных гумусовых веществ в относительно мощном торфянистом горизонте, вследствие чего воздействие их на минеральные компоненты достаточно активное; второе — большой влагоемкостью торфянистых горизонтов, ограничивающих промывание минеральной части профиля почвенными растворами.

В подбуре надмерзлотно-глееватом отмечается существенное накопление тонкодисперсных частиц в надмерзлотном слое, так как нисходящие миграции суспензий ограничиваются плотной мерзлотой.

Водно-физические свойства. Большая каменистость профиля рассматриваемых почв и преобладание в их мелкоземе обломочных фракций обуславливают низкие влагоемкость и объемную массу, большую общую порозность (табл. 2), господство окислительных процессов и развитие суспензионных миграций. Лишь в подбурах надмерзлотно-глееватых, подстилаемых плотной многолетней мерзлотой, наблюдается периодическое появление надмерзлотной верховодки и оглеение маломощного переувлажненного слоя.

Высокая скважность определяет большую фильтрационную способность подбура перегнойного. Специальные исследования показали, что данная почва характеризуется очень высокой (провальной) водопроницаемостью (рис. 1) и, сле-

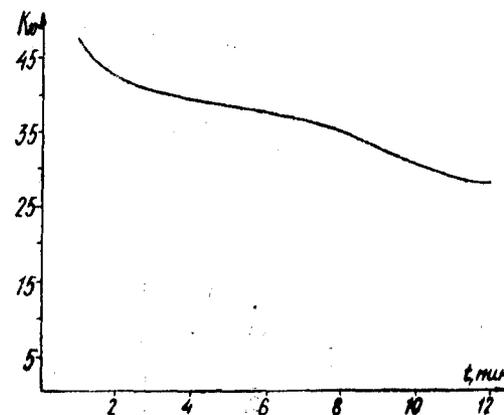


Рис. 1. Водопроницаемость подбура перегнойного. Коэффициент перевода $K_{10} = 139,9$ мм/мин

довательно, при условии большого количества жидких осадков промывным водным режимом. Активные нисходящие миграции почвенных растворов способствуют переносу вниз

Таблица 1

Механический состав мелкозема подбуров
(% на абсолютно сухую навеску)

№ разреза, почва	Горизонт	Глубина, см	Потеря при обработке HCl, %	Фракции размером, мм						
				1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
1930 подбур гумусовый	A ₀ A ₁	2—4	6,3	35	17	18	4	4	16	24
	ABh, г	5—15	2,8	36	18	21	5	3	14	22
	Bh, г	15—24	1,4	43	19	19	4	2	12	18
	BCr	30—40	1,2	42	22	19	5	2	9	15
	BCr	45—55	1,2	48	20	17	3	3	8	14
	Dг	55—60	0,8	54	14	20	2	4	5	11
1904 подбур перегнойный	A ₀ A ₁	4—16	6,2	25	38	9	4	8	10	22
	Bh, г	16—25	4,4	29	36	12	3	7	9	19
	Bh, г	26—36	3,2	40	29	12	3	5	8	16
	BCh, г	40—50	3,6	34	31	17	2	6	6	14
	Dг	57—63	2,7	41	28	20	2	3	3	8
1922 подбур сухоторфянистый	Bh	27—37	6,7	19	24	26	7	5	12	24
	Bh, г	37—47	5,3	23	22	31	6	3	10	19
	BCh, г	47—59	4,9	18	46	22	3	2	4	9
	↓ Cr	66—75	1,9	26	39	25	4	2	2	8
1905 подбур оподзоленный	A ₂ Bh	7—10	2,4	29	45	10	3	5	6	14
	Bh, f	10—20	3,7	31	39	12	2	4	8	14
	BC	30—40	3,4	32	42	12	1	3	7	11
	↓ Cr	50—60	2,5	27	51	11	2	3	4	9
	↓ Cr	90—100	2,6	27	51	12	3	3	1	7

1927 подбур надмерзлотно-глебоватый	A ₁ Bh	2—7	3,4	43	27	12	4	2	9	15
	Bh ₁	7—15	2,4	40	26	18	2	3	9	14
	Bh ₂	15—23	1,3	46	28	11	4	3	7	14
	BC	25—35	0,9	50	31	9	2	2	5	9
	BC	35—45	1,2	52	28	9	3	3	4	10
	BC	50—60	1,1	61	16	14	1	3	4	8
	BC	75—85	1,6	63	17	9	1	4	4	9
	Bcг, h, f	87—99	2,4	60	10	13	2	6	7	15
↓ Cг	105—115	0,8	70	12	11	1	3	2	6	

Примечание. Аналитики В. С. Зуев, Б. А. Павлов.

Таблица 2

Водно-физические свойства подбура перегнойного

Горизонт	Глубина, см	Размер (мм) и содержание крупнозема, % от массы горизонта		Влажность общая, %	Гигроскопическая влага, %	Максимальная гигроскопическая влага, %	Полная влагоемкость		Объемная масса, г/см ³	Плотность, г/см ³	Порозность, % от объема
		>3	>1				% от массы горизонта	% от мелкозема			
A ₀ v	0—2	—	—	24,6	5,19	16,12	Не опр.	299,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.
A ₀ A ₁	2—7	24,7	38,8	19,1	3,47	7,45	90,0	90,8	0,84	2,46	65,8
Bh, г	7—18	54,2	75,8	15,1	2,38	5,18	44,8	107,7	1,00	2,52	60,3
BCh, г	18—35	53,0	79,2	11,1	2,58	5,58	55,5	70,0	1,05	2,56	59,0
BCh, г	35—50	61,5	88,3	3,9	2,19	Не опр.	10,4	45,2	1,01	2,59	52,3

Примечание. Данные получены В. С. Зуевым в 1975 г. на стационаре Кремьянка в Чаунской низменности.

потоков тепла, что обуславливает сравнительно быстрое и глубокое оттаивание почв, удовлетворительное их прогревание и хорошо выраженную динамику влажности.

Изучение температурного режима подбура перегнойного показало (рис. 2), что в начале теплого периода происходит очень медленное его оттаивание, так как основная часть приходящего тепла идет на фазовые превращения почвенного

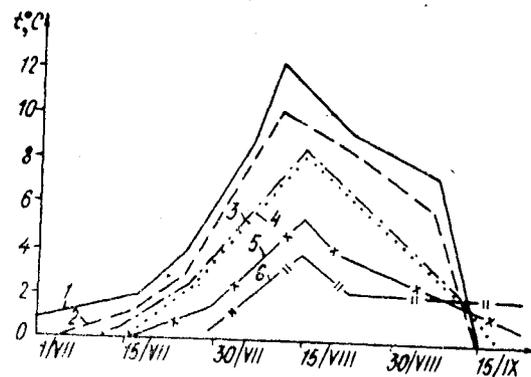


Рис. 2. Динамика температуры в подбуре перегнойном на различных глубинах: 1—5 см, 2—10, 3—15, 4—20, 5—30, 6—40 см

льда в воду. После дождя оттаивание резко ускоряется. Наиболее активно прогревается верхний 20-сантиметровый слой, однако и в нем благоприятные для жизнедеятельности растений и микроорганизмов температуры (выше 8°) наблюдаются только в поверхностных горизонтах и не более 30 сут в году. Это определяет низкие темпы разложения растительных опавов и выветривания первичных минералов, грубогумусность подстилок и неполную гумификацию органических остатков, а также малые количества мобилизованных химических элементов.

Физико-химические свойства. По физико-химическим свойствам рассматриваемые подтипы подбуров заметно различаются между собой (табл. 3). Так, в подбурах гумусовых органических горизонтов (A_0A_1 и AB_{hg}) характеризуются средней кислотностью, высокой обменной и особенно гидролитической кислотностью. В нижележащих горизонтах значения рН резко повышаются, величина обменной и гидролитической кислотности снижается. Распределение обменных оснований в профиле этих почв неоднородно и имеет аккумулятивный характер. Горизонты A_0v наиболее богаты ими, что объясняется активной биологической аккумуляцией этих элементов растениями. В перегнойном горизонте (A_0A_1) содержание кальция и магния резко снижается вследствие активного выщелачивания мертвых органических остатков. В минеральной части профиля их содержание снижается еще сильнее (наиболее богаты ими горизонты AB_{hg} и B_{hg} , глубже их количе-

ство существенно ниже и недифференцировано). Отмеченный характер распределения обменных оснований и гидролитической кислотности коррелирует с содержанием растительной массы в горизонтах и степенью их насыщенности: верхние сильноненасыщенные, нижние средненасыщенные.

Подбуры перегнойные и трещинно-перегнойные по физико-химическим свойствам в общем сходны с подбурами гумусовыми. От последних они отличаются большей гидролитической кислотностью.

Подбуры оподзоленные и надмерзлотно-глееватые сходны также с подбурами гумусовыми, но отличаются от них существенно меньшими величинами обменной и гидролитической кислотности и характером распределения обменных оснований (элювиально-иллювиальное в первых и хорошо выраженное надмерзлотно-накопление во вторых).

Подбуры сухоторфянистые отличаются от рассмотренных выше подтипов сильнокислой реакцией, очень высокой гидролитической кислотностью и ярко выраженной аккумуляцией обменных оснований в торфянистом горизонте, а также слабым варьированием этих показателей в минеральной части профиля (табл. 3). Последнее подтверждает высказанное выше положение о снижении активности промывного режима в этих почвах, обусловленном большой влагоемкостью горизонта A_t .

Органическое вещество. Рассматриваемые подбуры существенно различаются по характеру органогенных горизонтов: гумусовый, перегнойный и торфянистый. Накопление частично разложенных органических остатков в подстилке, перегнойных и торфянистых горизонтах обусловлено низкой активностью разложения растительных опавов в условиях короткого теплого периода, частой засушливости, кислой реакции среды, малой численности и активности почвенных беспозвоночных, грибов и бактерий [Берман и др., 1979].

Исследованные подбуры характеризуются высокой и глубокой гумусированностью минеральной части профиля. В. О. Таргульян [1971] полагает, что в этих почвах образование грубогумусовых кислых и ненасыщенных органо-аккумулятивных горизонтов происходит в результате разложения поступающего на поверхность растительного опада при быстром выщелачивании его от оснований в условиях избыточного атмосферного увлажнения. При этом трансформация растительного опада развивается в направлении образования подвижного, кислого и агрессивного органического вещества [Кравков, 1908; Роде, 1937; Кононова, 1963; Пономарева, 1964; и др.], мигрирующего из подстилок в минеральные горизонты. В последних это вещество вызывает выветривание первичных минералов и с мобилизованными R_2O_3 образует органо-минеральные комплексы, которые при изменении реакции среды теряют устойчивость и накапливаются.

Аналитическая характеристика подбуров

Аналитическая характеристика подбуров

№ раз-реза, почва	Гори-зонт	Глуби-на, см	рН		Обменная кислотность по Соколову		Гидро-литическая кислотность
			вод-ный	соле-вой	Н·	Al:::	
1930 подбур гу-мусовый	A ₀ v	0-2	4,3	3,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	A ₀ A ₁	2-4	4,7	3,7	0,18	6,52	43,5
	ABh, r	5-15	4,8	3,9	0,07	4,30	32,0
	Bh, r	15-24	5,4	4,3	0,01	2,76	13,9
	BCr	30-40	5,5	4,4	0,01	0,80	7,7
	BCr	45-55	5,6	4,7	0,01	0,32	3,0
	Dr	55-60	5,7	4,7	0,01	0,26	1,8
1904 подбур пере-гойный	A ₀ v	0-4	5,1	4,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	A ₀ A ₁	4-16	4,4	3,2	То же	То же	72,2
	Bh, r	16-25	4,9	3,7	»	»	43,7
	Bh, r	26-36	4,8	3,8	»	»	21,2
	BCh, r	40-50	4,9	3,9	»	»	11,3
Dr	57-63	5,2	3,9	»	»	4,6	
1931 подбур трещин-но-пере-гойный	A ₀ v	0-3	5,1	4,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	A ₀ A ₁	3-13	4,3	3,6	0,23	6,15	62,7
	A ₀ A ₁	13-23	4,4	3,8	0,09	4,95	48,0
	Bh, r	23-33	4,5	3,9	0,09	4,62	42,7
	Bh, r	35-45	4,8	4,2	0,04	2,16	14,3
BCh, r	45-53	5,2	4,5	0,02	1,21	8,1	
1922 подбур сухотор-фянис-тый	A ₀	0-4	4,7	4,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	At ₁	4-12	4,2	3,7	3,85	4,07	128,6
	At ₂	12-23	4,1	3,7	4,38	2,88	96,4
	AtA ₁	23-27	4,1	3,5	6,03	2,60	104,3
	Bh	27-37	4,4	3,9	1,98	1,64	9,6
	Bh, r	37-47	4,7	4,3	0,76	1,20	6,4
	BCh, r	47-59	4,9	4,5	0,40	0,80	2,8
	↓ Cr	66-75	5,5	4,7	0,22	0,47	1,1
1905 подбур оподзо-ленный	A ₀ v	0-3	4,1	3,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	A ₀ t	3-7	4,3	3,3	2,57	7,16	155,5
	A ₂ Bh	7-10	4,5	3,4	1,13	3,50	21,8
	Bh, f	10-20	5,1	4,1	0,50	2,11	8,3
	BCr	30-40	5,4	4,2	0,11	0,60	6,1
	↓ Cr	50-60	5,7	4,5	0,03	0,20	3,2
	↓ Cr	90-100	5,7	4,9	0,03	0,09	1,8
1927 подбур надмерз-лотно-глева-тый	A ₀ v	0-2	4,6	4,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	A ₁ Bh	2-7	4,0	3,4	0,46	2,98	16,2
	Bh ₁	7-15	4,7	3,9	0,35	3,04	14,4
	Bh ₂	15-23	4,8	4,3	0,29	2,21	11,8
	BCh	25-35	5,0	4,3	0,16	1,96	6,3
	BCh	35-45	5,1	4,2	0,09	1,40	4,4
	BCh	50-60	5,2	4,5	0,07	1,11	3,0
	BCh	75-85	5,4	4,8	0,11	0,54	1,8
	BCg, h, f	87-99	5,2	4,6	0,87	0,87	3,2
	↓ Cg	105-115	5,7	4,8	0,06	0,16	0,9

Обменные основания		Сте-пень насы-щенности, %	Гумус по Тю-ринну, %	Азот об-щий, %	Подвижные формы по Кирсанову, мг/100 г		Гигро-скопиче-ская вла-га, %
Ca·	Mg·				K ₂ O	P ₂ O ₅	
г почвы)							
11,9	8,1	—	85,67*	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,8
7,4	2,5	19	24,09	0,68	То же	То же	4,4
4,3	3,2	19	5,14	0,17	»	»	2,0
3,3	1,2	26	3,86	Не опр.	»	»	1,9
1,3	0,6	25	0,53	То же	»	»	1,7
1,6	0,8	44	Не опр.	»	»	»	1,7
1,7	0,9	59	»	»	»	»	1,3
48,4	22,0	—	72,01*	Не опр.	53	33	9,7
12,0	5,0	19	12,03	4,47	10	8	4,9
4,0	3,2	16	2,91	0,17	9	2	2,4
3,4	2,8	23	2,03	0,15	5	1	1,9
2,8	2,2	31	1,17	0,08	7	1	1,7
3,0	2,3	54	0,43	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,4
17,7	8,2	—	79,56*	Не опр.	То же	То же	8,7
7,5	3,7	15	14,26	0,43	»	»	9,5
5,1	3,8	16	8,64	0,40	»	»	3,5
3,2	4,3	15	5,55	Не опр.	»	»	3,6
3,3	2,0	27	4,88	То же	»	»	2,6
4,7	1,9	46	1,53	»	»	»	2,2
21,6	6,4	—	88,34*	Не опр.	56	22	12,6
20,3	10,3	19	72,06*	1,16	16	12	9,3
14,0	7,7	18	60,56*	0,80	11	5	7,7
9,8	4,0	12	16,43	0,54	7	3	5,3
3,3	2,2	37	6,61	0,26	3	1	3,6
3,1	1,9	44	4,30	Не опр.	3	1	3,2
2,6	2,4	64	2,11	То же	6	1	1,8
3,2	2,7	84	0,70	»	7	2	1,3
18,0	7,2	—	95,16*	Не опр.	Не опр.	Не опр.	14,9
16,0	9,6	14	76,34*	1,26	124	38	9,3
0,8	0,7	7	3,46	0,17	49	18	1,3
2,9	1,5	35	1,88	0,11	7	1	1,9
2,7	1,3	40	0,91	Не опр.	4	1	1,0
2,4	1,2	53	0,56	То же	2	2	0,5
2,7	1,3	69	0,32	»	Не опр.	Не опр.	0,3
15,2	7,2	—	79,63*	Не опр.	114	19	6,6
4,4	1,3	26	6,28	0,24	5	2	1,8
3,2	1,6	26	3,56	0,17	3	2	1,5
3,2	2,0	30	3,11	0,15	2	1	1,7
2,7	1,5	40	2,11	0,11	1	2	1,5
2,5	1,5	48	1,52	Не опр.	1	1	1,3
2,6	1,7	59	1,56	То же	1	1	0,9
2,7	1,5	70	1,60	»	2	2	1,0
5,8	2,8	73	3,28	»	8	6	1,3
2,5	1,3	81	0,83	»	2	2	0,8

* Потеря при прокаливании, %.
Примечание. Аналитики

С. П. Артемьева, Н. А. Ачкасова,

Н. Г. Корепанова, Л. Н. Рогова, Т. И. Хмелевская.

Наши исследования показали наличие четкой корреляции между содержанием гумуса в минеральных горизонтах подбуров и запасами подземной растительной массы: максимальная гумусированность характерна для горизонтов, в которых сосредоточена основная масса корней и измельченных органических остатков; минимальная — для горизонтов с редкими корнями (табл. 4). Очевидно, это свидетельствует о том, что

Таблица 4

Запасы подземной растительной массы в подбуре оподзоленном (г/м²)

Горизонт	Глубина, см	Корни диаметром, мм			Всего корней	Измельченные органические остатки	Всего корней и органических остатков
		>10	10—1	<1			
A ₀ T	3—7	152	484	630	1266	943	2209
A ₂ Bh	7—10	42	263	351	656	860	1516
Bh, f	10—27	6	196	298	500	631	1131
BCr	27—45	0	8	72	80	108	188
Cg	45—55	0	0	31	31	76	107
Итого		200	951	1382	2533	2618	5151

наряду с иллювированием подвижных гумусовых веществ из подстилок значительная часть органического вещества в горизонтах A₀A₁, ABh, A₂Bh и отчасти Bh образуется *in situ* при полном или частичном разложении корневого опада. Аналогичной точки зрения придерживаются американские почвоведы [Tedrow, Hill, 1955; Drew, Tedrow, 1957; Tedrow, 1977].

По качественному составу гумуса рассматриваемые подтипы подбуров имеют как сходные черты, так и существенные различия (табл. 5). Подбуры гумусовый и перегнойный сходны между собой. Их гумус имеет фульвокислотный характер, причем отношение C_{гк}:C_{фк} сравнительно узко в перегнойных горизонтах и резко расширяется в нижележащих. В составе гуминовых кислот преобладает бурая фракция 1. Поскольку эта фракция характеризуется низкой подвижностью [Пономарева, Плотникова, 1975], очевидно образование ее *in situ* из корневого опада. В составе фульвокислот преобладает подвижная фракция 1, связанная с R₂O₃. Распределение ее в профиле дифференцировано: с глубиной она относительно накапливается. Содержание наиболее агрессивной кислотнорастворимой фракции фульвокислот 1a невелико, что свидетельствует о малой активности процесса иллювиально-гумусового оподзоливания.

Подбуры оподзоленный и надмерзлотно-глееватый в общем сходны с описанными подтипами (табл. 5). Отличаются от них резким увеличением относительного содержания агрес-

сивной фракции фульвокислот 1a и ярко выраженной дифференциацией ее в почвенном профиле: корнеобитаемые горизонты заметно обеднены ею за счет вымывания в нижележащие. Подобный характер распределения этой фракции, очевидно, свидетельствует о более интенсивном развитии процесса иллювиально-гумусового оподзоливания.

Подбур сухоторфянистый резко отличается от других подтипов четкой дифференциацией профиля на органогенную и минеральную части. В торфянистом горизонте гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами, в перегнойном C_{гк}:C_{фк} близко 1. Аналогичное явление отмечено в высокозольных торфах Европейской части СССР, что связано с большим участием в составе органического вещества частично гумифицированных растительных опавов [Пономарева, Николаева, 1961]. В минеральной части профиля гумус образован в основном фульвокислотами, в составе которых резко преобладает агрессивная кислотнорастворимая фракция 1a, вызывающая активное выветривание первичных минералов.

Валовой состав. По данным валового состава рассматриваемые подтипы подбуров характеризуются как общими показателями, так и существенными различиями.

Прежде всего обращает на себя внимание заметное обеднение кремнеземом верхних и средних частей почвенного профиля по сравнению с почвообразующей породой (табл. 6). Это объясняется высокой подвижностью кремнезема в интервале pH 1,0—6,0 и сильной недонасыщенностью им природных вод в холодных областях [Краускопф, 1963].

Относительное накопление в почвенной толще алюминия, железа (и отчасти титана) связано с малой растворимостью в воде гидроокислов алюминия и железа и значительно более узким диапазоном значений pH, в котором соединения сохраняют устойчивость в растворах. Известно, что миграция алюминия и железа в кислой окислительной среде осуществляется в основном в виде органо-минеральных комплексов, которые сохраняют устойчивость лишь при достаточно широком отношении подвижных перегнойных кислот к мобилизуемым Fe₂O₃ и Al₂O₃ [Bloomfield, 1952; Кауричев, Ноздрунова, 1960; Пономарева, 1964]. При сужении этого отношения, увеличении концентрации раствора и повышении значений pH устойчивость органо-минеральных комплексов в растворах резко снижается. Подобные изменения имеют место при продвижении почвенных растворов сверху вниз. Они и обуславливают осаждение значительной части органо-минеральных соединений в пределах почвенной толщи и особенно в верхних минеральных горизонтах.

Накопление алюминия, железа, кальция, магния, фосфора и калия в подстилках и верхних корненасыщенных горизон-

Групповой и фракционный

№ разреза, почва	Горизонт	Глубина, см	С _{общ.} , %	Фракция, % к С _{общ.}			
				гуминовых кислот			
				1	2	3	сумма
1930 подбур гумусовый	A ₀ A ₁	2—4	13,95	11,4	1,3	1,3	14,1
	ABh, г	5—15	2,97	9,4	1,1	1,9	12,4
	Bh, г	15—24	2,23	6,8	0,0	2,0	8,8
	BCг	30—40	0,31	0,9	0,0	1,7	2,6
1904 подбур перегнойный	A ₀ A ₁	4—16	6,98	16,7	0,3	2,2	20,2
	Bh, г	16—25	1,71	9,0	0,3	1,9	11,2
	Bh, г	26—36	1,18	3,8	0,0	2,4	6,2
	BCh, г	40—50	0,68	3,0	0,1	2,7	5,7
1922 подбур сухоторфянистый	At ₁	4—12	26,80	22,7	1,3	1,9	25,9
	At ₃	12—23	16,09	25,0	2,8	2,3	30,1
	AtA ₁	23—27	9,54	27,4	0,9	2,0	30,3
	Bh	27—37	3,83	7,5	0,3	1,6	9,4
	Bh, г	37—47	2,49	4,3	0,0	2,0	6,3
1905 подбур оподзоленный	A ₀ t	3—7	28,65	5,6	1,6	3,4	10,6
	A ₂ Bh	7—10	2,03	11,8	2,9	2,9	17,6
	Bh, f	10—20	1,17	6,4	0,8	1,7	8,9
	BCг	30—40	0,53	2,6	0,0	0,9	3,5
	↓ Cг	50—60	0,32	1,8	0,0	0,7	2,5
1927 подбур надмерзлотно-глеватый	A ₁ Bh	2—7	3,67	17,6	3,3	7,4	28,3
	Bh ₁	7—15	2,06	10,3	2,6	6,3	19,2
	Bh ₂	15—23	1,70	8,7	0,8	4,8	14,3
	BCh	25—35	1,42	2,4	0,5	1,4	4,3
	BCh	35—45	0,88	3,0	0,0	2,0	5,0
	BCh	75—85	0,93	1,4	0,0	0,8	2,2
	BCg, h, f	87—99	1,90	1,0	0,0	0,5	1,5
	↓ Cg	105—115	0,48	0,7	0,0	0,6	1,3

Примечание. Анализы выполнены Н. В. Хавкиной и М. И. Пылевой.

тах частично осуществляется путем активной аккумуляции их кустарничками, мхами и лишайниками [Рожнова, Счастливая, 1959; Родин, Базилович, 1965; Игнатенко и др., 1973; и др.].

Еще одной особенностью подбуров, по В. О. Таргульяну [1971], является наличие дифференциации профиля на фоне общего относительного обогащения его Al₂O₃, Fe₂O₃ и TiO₂. Эта особенность выражена в рассматриваемых подтипах подбуров неодинаково. В подбуров надмерзлотно-глеватом и особенно оподзоленном она проявляется достаточно четко. Последнее мы связываем с ярко выраженным фульвокислотным составом их гумуса, вызывающим активное выветривание первичных минералов; интенсивным промыванием почвенной толщи, вследствие чего мобилизованные элементы и их сое-

состав гумуса подбуров

1a	фульвокислот				Сумма всех фракций	Нерастворимый остаток	С гк / С фк
	1	2	3	сумма			
2,6	19,5	3,4	4,1	29,6	43,7	56,3	0,79
6,3	12,9	5,2	5,2	36,6	49,0	51,0	0,34
5,1	28,0	3,8	5,0	41,9	50,7	49,3	0,22
3,3	26,6	11,1	5,4	46,2	48,8	51,2	0,06
3,7	18,7	0,9	2,6	25,9	46,1	53,9	0,79
5,8	21,4	3,1	5,2	35,5	46,7	53,3	0,32
7,2	23,3	4,0	6,4	40,9	47,1	52,9	0,15
7,0	27,0	4,8	8,3	47,1	52,8	47,2	0,12
3,9	6,9	1,9	7,2	19,9	45,8	54,2	1,30
10,4	11,2	0,9	6,0	23,1	53,2	46,8	1,50
16,0	10,4	0,5	5,0	31,9	62,2	37,8	0,95
38,8	9,3	0,3	3,8	52,2	61,6	38,4	0,18
42,0	12,2	0,0	6,3	60,5	66,8	33,2	0,14
1,3	6,3	1,8	8,3	17,7	28,3	71,7	0,60
11,4	15,2	2,0	6,4	35,0	52,6	47,9	0,50
18,7	17,4	0,7	6,5	48,3	52,2	47,8	0,18
24,9	17,9	0,0	3,50	46,8	49,3	50,7	0,07
25,2	21,6	0,0	1,3	48,1	50,6	49,4	0,05
5,3	16,3	5,7	9,9	37,2	65,5	34,5	0,76
8,8	15,6	4,6	4,3	33,3	52,5	47,5	0,58
13,6	13,0	1,5	3,6	31,7	46,0	54,0	0,14
15,4	6,3	0,7	1,4	23,8	28,1	71,9	0,18
19,3	4,6	0,0	0,8	24,7	29,7	70,3	0,20
20,0	3,4	0,0	0,8	24,2	26,4	73,6	0,09
28,6	5,2	1,3	0,8	35,9	37,4	62,6	0,04
19,4	1,7	0,4	0,8	22,3	23,6	76,4	0,06

динения в условиях свободного дренажа легко выносятся за пределы профиля (разрез 1905), а при наличии мерзлотного водоупора (разрез 1927) накапливаются над ним.

В подбуров гумусовом и перегнойном дифференциация верхней части профиля выражена слабо и лишь по отношению к железу. Отмеченное объясняется большой суровостью и континентальностью климата, определяющего: 1) малую активность процессов гумификации органических остатков и выветривания первичных минералов (следствием этого является образование гумусовых веществ, имеющих низкую активность и упрощенное строение [Пономарева, 1964], а также малое количество мобилизованных R₂O₃); 2) низкую интенсивность промывания почвенной толщи и высокую концентрацию почвенных растворов (последнее наряду с нейтрализацией среды

Валовой состав подбуров

№ разреза, почва	Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	Валовой состав подбуров			
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
1930 подбур гумусовый	A ₀ A ₁	2—4	29,07	75,54	13,87	2,01	0,36
	ABh, г	5—15	6,46	76,01	13,36	2,92	0,44
	Bh, г	15—24	4,34	76,54	13,54	2,80	0,36
	BCr	30—40	2,70	77,73	12,75	2,47	0,47
	BCr	45—55	2,94	78,37	12,34	2,14	0,39
DCr	55—60	2,88	79,74	11,94	1,56	0,30	
1904 подбур перегнойный	A ₀ A ₁	4—16	26,01	64,17	18,06	9,12	0,88
	Bh, г	16—25	8,39	64,64	18,01	9,48	0,83
	Bh, г	26—36	6,70	66,06	17,63	8,36	0,86
	BCr	40—50	8,99	66,01	17,40	8,51	0,84
1922 подбур сухоторфянистый	A ₀ *	0—4	88,34	43,91	7,62	4,54	Не опр.
	At*,	4—12	72,06	55,59	8,11	7,52	То же
	At ₃	12—23	60,56	68,18	10,03	9,40	»
	AtA ₁	23—27	22,44	69,37	13,13	12,56	1,63
	Bh	27—37	10,08	75,85	15,21	7,14	0,58
	Bh, г	37—47	8,36	76,23	14,49	6,74	0,34
	BCh, г	47—59	5,11	76,11	12,63	3,85	0,20
↓ Cr	65—75	2,03	76,83	12,30	3,80	0,22	
1905 подбур олодзолennyй	A ₀ г	3—7	7,45	69,55	17,01	3,90	0,53
	A ₂ Bh	7—10	4,28	74,40	14,03	1,78	0,27
	Bh, f	10—20	3,52	73,42	14,98	3,07	0,41
	BCr	30—40	2,80	74,68	14,61	2,46	0,34
	↓ Cr	50—60	1,51	73,82	13,31	2,27	0,30
↓ Cr	90—100	1,20	73,94	13,45	2,16	0,39	
1927 подбур надмерзлотно-глееватый	A ₀ v*	0—2	79,86	66,09	9,47	7,80	Не опр.
	ABh	2—7	7,34	83,97	6,73	2,37	0,54
	Bh ₁	7—15	3,56	84,21	7,05	2,77	0,70
	Bh ₂	15—23	3,80	84,56	7,24	2,83	0,59
	BCh	25—35	3,23	84,93	6,95	2,45	0,57
	BCh	35—45	2,80	85,80	6,70	2,16	0,50
	BCh	75—85	2,97	85,17	7,14	1,85	0,48
	BCg, h, f	87—99	4,14	84,96	7,53	2,98	0,68
	↓ Cg	105—115	2,55	86,58	5,47	2,06	0,44

* Результаты зольного анализа, % к чистой золе.

Примечание. Анализ выполнен на квантометре в СВКНИИ

в минеральных горизонтах обуславливает малую устойчивость новообразованных органо-минеральных соединений и выпадение их в осадок в верхней части почвенного профиля).

Валовой состав подбуров сухоторфянистых весьма своеобразен. Распределение окислов в их органогенной и минеральной частях профиля диаметрально противоположно.

В органогенной части профиля наблюдается значительное увеличение содержания SiO₂ и R₂O₃ с глубиной, что особенно ярко проявляется при сравнении различных слоев торфяни-

(% на прокаленную навеску)

P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
0,56	0,11	2,54	1,77	0,60	1,03	1,58	99,97
0,14	0,03	1,92	1,24	0,24	1,48	1,59	99,87
0,21	0,02	1,75	1,16	0,08	1,69	1,40	99,50
0,20	0,02	1,73	1,17	0,08	1,70	1,33	99,65
0,26	0,02	1,70	1,22	0,08	1,58	1,67	99,77
0,10	0,02	1,66	1,20	0,08	1,50	1,58	99,68
0,28	0,10	0,44	0,96	Не опр.	1,64	2,23	97,88
0,24	0,03	0,19	1,37	То же	2,31	2,28	98,36
0,24	0,04	0,19	1,42	»	2,56	2,26	99,62
0,22	0,06	0,28	1,24	»	2,77	2,30	99,67
4,76	5,00	16,34	8,08	Не опр.	9,11	0,37	98,73
2,77	0,44	12,58	6,76	То же	3,09	0,31	97,17
0,83	0,10	1,53	1,89	»	1,58	0,52	97,56
2,03	0,17	3,76	1,48	»	1,14	0,96	98,73
0,27	0,07	1,84	0,96	»	1,40	1,46	99,27
0,27	0,04	1,70	1,28	»	1,37	1,70	99,40
0,31	0,06	1,02	0,83	»	1,45	1,54	98,90
0,30	0,09	1,83	1,07	»	1,53	1,79	99,76
1,33	0,09	1,55	0,57	Не опр.	1,86	1,95	98,34
0,57	0,03	0,74	0,98	То же	2,93	2,61	98,46
0,26	0,04	1,23	1,11	»	2,80	2,04	99,36
0,21	0,05	1,00	0,89	»	2,09	1,92	98,35
0,24	0,06	1,15	0,97	»	2,34	2,15	98,12
0,46	0,05	1,37	1,21	»	2,62	2,78	98,46
0,79	0,30	6,04	2,37	0,63	3,40	1,21	98,10
0,25	0,03	1,36	0,49	0,32	2,05	1,64	99,75
0,04	0,04	0,91	0,33	0,25	1,83	1,61	99,79
0,04	0,04	1,03	0,40	0,18	1,75	1,50	100,16
0,04	0,07	0,97	0,44	0,12	1,66	1,31	99,56
0,03	0,04	0,84	0,38	0,14	1,76	1,48	99,83
0,05	0,05	0,76	0,41	0,13	1,90	1,67	99,37
0,06	0,05	1,02	0,65	0,15	2,27	1,70	100,25
0,04	0,06	0,67	0,39	0,17	1,93	1,13	98,94

ДВНЦ АН СССР.

стого горизонта с подстилкой (табл. 6, разрез 1922). Это коррелирует с увеличением степени разложённости и зольности торфа с глубиной и, видимо, обусловлено как повышением содержания минеральных примесей, так и относительным накоплением R₂O₃, являющихся слабыми геохимическими мигрантами. Распределение окислов-органогенов в торфяном слое имеет иную закономерность. По сравнению с подстилкой (A₀) в торфянистом горизонте достаточно резко увеличивается содержание R₂O₃ и снижается — MnO, CaO, MgO и K₂O. Эта

Состав оксалатной вытяжки подбуров (%) на абсолютно сухую почву)

№ разреза, почва	Горизонт	Глубина, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1930 подбур гумусовый	A ₀ A ₁	2—4	0,04	1,23	0,95
	ABh, r	5—15	0,04	0,85	0,87
	Bh, r	15—24	0,16	0,85	0,55
	BCr	30—40	0,20	0,50	0,53
	BCr	45—55	0,17	0,60	0,49
	Dr	55—60	0,17	0,54	0,51
1904 подбур перегнойный	A ₀ A ₁	4—16	0,06	0,93	0,70
	Bh, r	16—25	0,11	0,80	0,68
	Bh, r	26—36	0,18	0,63	0,51
	BCh, r	40—50	0,29	0,47	0,38
	Dr	57—63	0,27	0,24	0,32
1931 подбур трещинно-перегнойный	A ₀ A ₁	3—13	0,05	0,98	1,34
	A ₀ A ₁	13—23	0,05	0,80	0,95
	Bh	23—33	0,10	0,73	0,64
	Bh, r	35—45	0,14	0,60	0,58
	↓ BCh, r	45—53	0,14	0,34	0,53
1922 подбур сухоторфянистый	At ₁	4—12	0,08	0,96	1,29
	At ₃	12—23	0,12	1,08	1,45
	AtA ₁	23—27	0,17	0,99	1,48
	Bh	27—37	0,19	0,88	1,26
	Bhr	37—47	0,18	0,93	0,84
	BCh, r	47—59	0,26	0,40	0,51
	↓ Cr	66—75	0,29	0,36	0,44
1905 подбур оподзоленный	A ₀ t	3—7	0,02	0,62	0,48
	A ₂ Bh	7—10	0,01	0,13	0,23
	Bh, f	10—20	0,06	0,34	0,69
	BCr	30—40	0,20	0,09	0,20
	↓ Cr	50—60	0,25	0,13	0,10
	↓ Cr	90—100	0,22	0,07	0,15
1927 подбур надмерзлотно-глееватый	A ₁ Bh	2—7	0,21	0,48	0,76
	Bh ₁	7—15	0,16	0,36	0,54
	Bh ₂	15—23	0,14	0,34	0,61
	BCh	25—35	0,13	0,34	0,38
	BCh	35—45	0,19	0,37	0,29
	BCh	50—60	0,09	0,33	0,30
	BCh	75—85	0,16	0,29	0,33
	BCg, h, f	87—99	0,32	0,34	0,94
	↓ Cg	105—115	0,07	0,25	0,18

Примечание. Аналитики Л. И. Фомина, Л. И. Рогова, Н. Г. Корепанова.

В подбурх оподзоленных в верхней части профиля хорошо выражена элювиально-иллювиальная дифференциация Al₂O₃ и Fe₂O₃. Очевидно, с этим связано образование подстилками осветленных пятен.

Подбурх сухоторфянистые заметно отличаются от других подтипов более высоким содержанием аморфных SiO₂ и R₂O₃,

же закономерность четко выражена в различных подгоризонтах At по мере перехода от верхних (At₁) к нижним (At₃ и AtA₁). По-видимому, основная масса этих элементов быстро вовлекается в новый цикл биологического круговорота. В значительно меньшей степени они выщелачиваются нисходящими почвенными растворами.

Распределение окислов в минеральной части профиля имеет ярко выраженный аккумулятивный характер: заметным накоплением R₂O₃ характеризуются верхние горизонты. Это коррелирует с распределением гумуса и, по-видимому, вызвано выпадением в осадок мигрирующих из органогенных горизонтов органо-минеральных соединений. Этому способствует малая активность промывания минеральной толщи атмосферными осадками, которые в основном перехватываются высоковолагоемкими торфянистыми горизонтами.

Состав оксалатной вытяжки. Содержание аморфных SiO₂ и R₂O₃ в различных подтипах подбуров определяется главным образом составом почвообразующих пород: на слабоветрелых богатых породах оно значительно (табл. 7, разрезы 1930, 1931); в случае развития почв на гранитах и окварцованных песках (разрезы 1905, 1927) невелико. Особенно мало в подбурх содержание SiO₂, который активно вымывается в условиях кислой среды и промывного водного режима. С глубиной содержание его постепенно увеличивается.

Распределение в профиле оксалатнорастворимых алюминия и железа указывает на: 1) заметное обогащение ими почвенной толщи по сравнению с почвообразующей породой, что коррелирует с данными валового анализа; 2) заметное накопление их в верхних наиболее гумусированных горизонтах по сравнению с нижележащими. Это связано с повышенной их прогреваемостью, стимулирующей процессы разложения растительного опада и выветривания первичных минералов. При этом мобилизованные R₂O₃ образуют малоподвижные органо-минеральные комплексы с новообразованными перегнойными кислотами и осаждаются.

По характеру распределения оксалатнорастворимых R₂O₃ в почвенной толще рассматриваемые подтипы подбуров заметно различаются между собой.

В подбурх гумусовых и перегнойных имеет место заметное снижение содержания R₂O₃ вглубь по профилю; элювиально-иллювиальное перераспределение в них не выражено.

В подбурх надмерзлотно-глееватых распределение подвижных R₂O₃ в почвенном профиле более сложно. В верхней части профиля оно аналогично таковому у подбуров гумусовых и отличается от последних образованием надмерзлотно-максимума железа, происхождение которого обусловлено нисходящими миграциями наиболее подвижных железо-фульватных соединений и накоплением их над мерзлотой.

а также более сложным распределением их в почвенном профиле. Их торфянистые горизонты бедны оксалатнорастворимым SiO_2 и заметно обогащены Al_2O_3 и Fe_2O_3 вследствие разной геохимической подвижности этих элементов. В минеральной толще R_2O_3 значительно накапливается в горизонте Bh, что связано как с активной мобилизацией Al_2O_3 и Fe_2O_3 при выветривании первичных минералов, так и с иллювированием их из торфянистых горизонтов. По-видимому, в горизонте Bh соотношение между мобилизованными R_2O_3 и новообразованными гумусовыми веществами является достаточно узким, поэтому их органо-минеральные комплексы осаждаются и накапливаются. Этому способствует заметное повышение здесь значений pH.

Основное сочетание свойств и сущность почвообразования. Изложенные материалы исследований позволяют отнести к подбурам песчано-супесчаные и каменисто-мелкоземистые почвы с морфологически неоподзоленным и неоглееным профилем, почвы с периодически переувлажняемым и оглееным надмерзлотным горизонтом, а также почвы с маломощными оподзоленными горизонтами под подстилками. Общим для подбуров являются четкая дифференциация органического вещества на маломощные подстилки, аккумулятивно-иллювиальные горизонты, сформированные как вмывым гумусом, так и образованным на месте при разложении корневого опада, и иллювиально-гумусовые горизонты. Гумусовые вещества и их соединения с алюминием и железом придают верхним горизонтам почв бурую или коричнево-бурю окраску.

Подбуры характеризуются большим содержанием обломочных фракций, обуславливающих высокую водопроницаемость и аэрированность всей или большей части почвенного профиля, преобладание окислительных процессов и нисходящей миграции почвенных растворов, относительную сухость и повышенную по сравнению с суглинистыми почвами прогреваемость.

На Крайнем Северо-Востоке СССР общая холодность и краткость летнего периода определяют низкую энергетику почвообразования, следствием чего являются малые количества мобилизованных при выветривании первичных минералов химических элементов. Кальций, фосфор, марганец, калий и отчасти магний и сера активно вовлекаются в биологический круговорот, поэтому их роль в процессах внутрипрофильной миграции невелика. Геохимическая подвижность алюминия и железа очень мала, с чем связаны относительное накопление их в мертвых растительных остатках и способность осаждаться в верхних минеральных горизонтах в форме органо-минеральных комплексов. Последние лишь частично сохраняют подвижность (при широком отношении гумуса и R_2O_3) и способность мигрировать с нисходящими почвенными растворами.

Кремнезем практически не аккумулируется в почвенных профилях. Он мигрирует в форме истинных и коллоидальных растворов кремневой и ортокремневой кислоты, а также в форме органо-кремнистых соединений [Белоусова, 1974] за пределы профиля и ландшафта, обуславливая десиликацию почвенной толщи.

Отмеченные различия в геохимической подвижности мобилизованных элементов вызывают по сравнению с породой обогащение почвенных профилей окислами железа и алюминия, которое сильнее выражено в верхних наиболее прогреваемых и гумусированных горизонтах. Последнему способствует также относительное накопление R_2O_3 в корневом опаде, в составе которого преобладают полуразложившиеся органические остатки [Игнатенко, Пугачев, 1976].

Образующиеся при разложении подстилок и корневого опада агрессивные гумусовые кислоты взаимодействуют с первичными минералами, вызывая их разрушение, а также оглинивание и ферриаллитизацию почвенной толщи. На этом фоне развиваются процессы иллювиально-гумусового оподзоливания и суспензионного выноса тонкодисперсных частиц, обусловленные активной нисходящей миграцией почвенных растворов в профилях подбуров. Однако в условиях низких температур и кратковременного пребывания почв в талом состоянии активность их значительно меньшая, чем процессов оглинивания и ферриаллитизации. Следствием этого является отсутствие или очень слабо выраженная элювиально-иллювиальная дифференциация профиля подбуров.

Изложенное свидетельствует о том, что профиль подбуров формируется элементарными почвенными процессами, свойственными и другим несложным песчано-супесчаным и каменисто-мелкоземистым почвам со свободным внутренним дренажем. Однако подбуры характеризуются специфичным сочетанием интенсивностей этих процессов — в них интенсивность процессов оглинивания и ферриаллитизации выше интенсивности процесса иллювиально-гумусового оподзоливания.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусова Н. И. Альфегумусовое почвообразование (на примере Алданского нагорья): Автореф. канд. дис. М., 1974. В издании: Почвенный институт им. В. В. Докучаева.

Берман Д. И., Игнатенко И. В., Пугачев А. А. О торфонакоплении в интенсивно дренированных почвах Крайнего Северо-Востока СССР. — В кн.: Биологический круговорот в тундролесных юга Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 134—145.

Городков Б. Н. Почвы равнинной тундры СССР. — Почвоведение, 1930, № 4, с. 87—105.

Игнатенко И. В., Норин Б. Н., Рахманина А. Т. Круговорот зольных элементов и азота в некоторых биогеоценозах восточноевропейской лесостепи.

тундры.—В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 335—350.

Игнатенко И. В., Пугачев А. А. Биологический круговорот в ландшафтах кедровостланиковых зарослей Северного Приохотья.—В кн.: Почвы Дальнего Востока: Тез. докл. Сов.-яп. симпоз. Хабаровск, 1976, с. 34—36.

Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Учет миграции некоторых соединений в почве с помощью лизиметрических хроматографических колонок.—Почвоведение, 1960, № 12, с. 30—35.

Кононова М. М. Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.

Кравков С. П. Материалы к изучению процессов разложения растительных остатков в почве. Экспериментальные исследования. Спб., 1908. 175 с.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 210—233.

Ливеровский Ю. А. Почвы тундр северного края. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 19. 112 с. (Тр. Полярной комиссии АН СССР; Вып. 19).

Наумов Е. М. Главные типы генетических почвенных профилей таежной зоны Крайнего Северо-Востока СССР.—В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 48—55.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1966. 392 с.

Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Биохимические аспекты. М.; Л.: Наука, 1964. 379 с.

Пономарева В. В., Николаева Т. А. Методы изучения органического вещества в торфяно-болотных почвах.—Почвоведение, 1961, № 5, с. 88—95.

Пономарева В. В., Плотникова Т. А. О растворимости в воде препаратов гуминовых кислот, выделенных из профилей чернозема, серой и бурой лесных почв.—Почвоведение, 1975, № 9, с. 63—73.

Почвы/В. О. Таргульян, Н. А. Караваева, Е. М. Наумов, И. А. Соколов, Н. Н. Розов.—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 234—256.

Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 454 с.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.; Л.: Наука, 1965. 253 с.

Рожнова Т. А., Счастливая Л. С. Изучение взаимосвязи растительности и почв в условиях Карельского перешейка.—Почвоведение, 1959, № 1, с. 19—29.

Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 267 с.

Филатов М. М. География почв СССР. М.: Учпедгиз, 1945. 344 с.

Bloomfield C. A. Translocation of iron in podzol formation.—Nature, 1952, v. 170, p. 4326, p. 540.

Brown J. C., Tedrow J. C. F. Soils of the northern Brooks Range, Alaska: 4. Well-drained soils of glaciated valleys.—Soil Sci., 1964, v. 97, n. 3, p. 187—195.

Dansereau P. Studies on Central Baffin vegetation (1) Bray Island.—Vegetation, 1954, V—VI, p. 329—339.

Drew J. V., Tedrow J. C. F. Pedology of an Arctic Brown profile near point Barrow, Alaska.—Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1957, v. 21, n. 3, p. 336—339.

Hill D., Tedrow J. C. F. Weathering and soil formation in the arctic environment.—Amer. J. Sci., 1961, v. 259, n. 2, p. 84—101.

Kellog C. E., Nygard J. J. Exploratory study of the principal soil groups of Alaska. Agr. Monogr. Washington: U. S. Dept. Agr., 1951, n. 7. 138 p.

Lyford W. J. Jr. The morphology of the brown podsollic soils of New

England.—Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1946, n. 11, p. 482—492.

Retzer J. L. Alpine soils of the Rocky Mountains.—J. Soil Sci., 1956, v. 7, p. 22—32.

Tedrow J. C. F. Soils of the Polar Landscapes. New Jersey: Rutgers Univ. Press, 1977. 638 p.

Tedrow J. C. F., Cantlon J. E. Concepts of soil formation and classification in arctic regions.—Arctic, 1958, 11, p. 166—179.

Tedrow J. C. F., Hill D. E. Arctic Brown soils.—Soil Sci, 1955, v. 80, n. 4, p. 265—275; 1958, v. 80, n. 4, p. 166—179.

Д. П. АНДРЕЕВ

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ СПЕЦИФИЧЕСКИХ И НЕСПЕЦИФИЧЕСКИХ КИСЛОТ С ТВЕРДОЙ ФАЗОЙ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

Основной ареал подзолистых почв приурочен к океаническим районам Магаданской области, в континентальных районах они встречаются локально¹. Эти почвы развиваются на песчано-супесчаных и каменисто-мелкоземистых почвообразующих породах под разными типами растительности в условиях промывного водного режима и длительного пребывания в мерзлом состоянии [Васьковский, 1960; Игнатенко и др., 1977]. Последнее ограничивает жизнедеятельность бактериальной микрофлоры, вследствие чего разложение органических опавов осуществляется в основном грибами и актиномицетами. В напочвенном покрове фитоценозов обычно доминируют кустарнички и лишайники. При разложении их опав образуются значительные количества низкомолекулярных органических кислот [Кауричев и др., 1963; Кауричев, Фролова, 1965], которые, поступая в минеральные горизонты почвы, вызывают их подкисление. Гумус подзолистых почв исследованной территории имеет ярко выраженный фульвокислотный характер. В составе фульвокислот резко преобладают подвижные и агрессивные фракции Ia и I [Игнатенко и др., 1977].

Изучение взаимодействия легкоподвижных органических веществ с минеральной частью почв позволяет вскрыть пути формирования профиля подзолистых почв. Значение тех или иных соединений в почвообразовании определяется их физическими и химическими свойствами. Гумусовые вещества и низкомолекулярные органические кислоты участвуют в процессах выветривания первичных минералов. При этом мобилизованные элементы образуют с ними подвижные органо-минеральные соединения [Вишняков, Рабинович, 1935; Nimes, Barker, 1957; Кононова и др., 1964; Пономарева, Рагим-Заде, 1969; Davies, 1971]. Изучение их свойств имеет большое значе-

ние, так как они играют существенную роль в процессах миграции и аккумуляции химических элементов [Дьяконова, 1962; Пономарева, 1964; Левашкевич, 1965]. Наиболее резко выражена миграция железа в почвах подзолистого и особенно подзолисто-болотного типов. Подвижные формы железа и органического вещества образуют ряд устойчивых комплексов. И. С. Кауричев и Е. М. Ноздрунова [1962] установили, что от 80 до 95% железа в почвенных растворах прочно связано с органическим веществом.

Определение кислотных свойств фульватов железа (точнее, фульвокислоты, максимально насыщенной железом) проводилось путем постановки модельного опыта на колонках с ионнообменной смолой КУ-2 в Са-форме (табл. 1). Для по-

Таблица 1

Вытеснение Са из катионита КУ-2 в Са-форме кислотами (мг-экв./100 мл)

№ фильтрации	Исходная фульвокислота	Fe-фульвокислота	Вытеснение Са Fe-фульвокислотой, % от вытеснения Са исходной фульвокислотой
1	0,13	0,12	92,0
2	0,10	0,10	100,0
3	0,10	0,09	90,0
4	0,08	0,07	87,0
5	0,07	0,06	86,0
Сумма	0,48	0,44	92,0

лучения их исходный раствор фильтровался последовательно через катионит в Fe-форме и II-форме. Таким образом, было достигнуто максимальное насыщение кислоты необменным железом. В дальнейшем этот раствор именуется Fe-фульвокислотой. Концентрации испытуемых растворов выравнивались по содержанию углерода и равнялись 130 мг/л. Навески катионита заливали 20 мл раствора, настаивали в течение 1 ч и фильтровали.

Полученные данные свидетельствуют о том, что у Fe-фульвокислоты кислотные свойства выражены несколько слабее, чем у исходной фульвокислоты. Комплексно связанное железо мало влияет на активность кислотных групп, и Fe-фульвокислота способна принимать участие в обменных реакциях с поглощающим комплексом почв.

Было установлено, что воздействие на почву низкоконцентрированных фульвокислоты и уксусной кислоты (0,001 н) вызывает вытеснение дополнительных количеств кальция из образцов [Андреев, Симаков, 1974]. При повышении концентрации этих кислот до 0,003 н дополнительный вынос кальция

¹ См. статью И. В. Игнатенко с соавторами в настоящем сборнике.

резко снижался или отсутствовал. Казалось бы, имеет место нарушение закона эквивалентности. На самом деле причина такого несоответствия заключается в следующем. В ходе подзолообразования в подстилке образуется большое количество водорастворимых продуктов. Разбавленные кислоты не препятствуют их переходу в раствор, и они принимают участие в десорбции Са. Низкая концентрация ионов водорода не оказывает существенного влияния на подвижность этих соединений, и кислота в этом случае действует подобно воде. Увеличение ее концентрации подавляет способность водорастворимых продуктов переходить в раствор. Подобные результаты получила В. В. Пономарева [1964] при изучении взаимодействия гумусовых горизонтов дерново-подзолистых почв с водорастворимыми органическими веществами. Чтобы уточнить это положение, было исследовано взаимодействие фульвокислоты и уксусной кислоты различных концентраций с гумусовым горизонтом подзолистой почвы (табл. 2, 3). В этом

Таблица 2
Изменения в составе раствора уксусной кислоты после взаимодействия с почвой

Исходная уксусная кислота		Фильтрат		
рН	титровальная кислотность, мг·эquiv./л	С, мг/л	рН	титровальная кислотность, мг·эquiv./л
4,3	0,2	161,4	4,6	0,6
4,0	0,6	148,1	4,6	0,9
3,8	1,1	149,0	4,5	1,1
3,6	1,3	144,7	4,5	1,3
Водная вытяжка		149,5	4,7	0,5

Таблица 3

Изменения в составе фульвокислоты после взаимодействия с почвой

Исходная фульвокислота			Фильтрат			Соотношение между вытесненным и исходным углеродом
С, мг/л	рН	титровальная кислотность, мг·эquiv./л	С, мг/л	рН	титровальная кислотность, мг·эquiv./л	
19,5	4,0	0,2	165,2	4,6	0,6	8,5
46,9	3,5	0,6	166,3	4,6	0,6	3,5
63,1	3,5	1,1	182,1	5,0	0,6	2,4
132,3	3,4	1,3	225,5	4,5	0,8	1,7
Водная вытяжка			149,5	4,7	0,5	—

случае для более интенсивного воздействия кислот на почву использовалось соотношение почва:раствор — 1:5. Для эксперимента были взяты растворы фульвокислот следующих концентраций (по углероду, в мг/л: 19,5; 46,9; 63,1; 132,0). Уксусная кислота готовилась методом выравнивания по величине титровальной кислотности с каждой концентрацией фульвокислоты: 0,0002н; 0,0006н; 0,001н; 0,0013н.

Исследования показали, что только при действии уксусной кислоты самой низкой концентрации в фильтрате появляются дополнительные количества органического вещества. С увеличением концентрации кислоты вынос его несколько уменьшается. Причиной тому может быть следующая реакция. Водородный ион вступает в реакцию с катионами органического вещества почвы. Часть соединений в этом случае приобретает подвижность и переходит в раствор. При увеличении концентрации кислоты подавляется пептизация кислых продуктов, а их способность переходить в раствор снижается. По нашим данным, такое снижение происходит при $0,6 \cdot 10^{-5}$ и концентрации. Этот вывод подтверждается и изменением титровальной кислотности. При практически постоянном значении рН фильтрата она закономерно увеличивается (табл. 2). Это свидетельствует о том, что фильтраты испытанных кислот обладают большой буферной способностью.

Разные концентрации фульвокислот неодинаково взаимодействуют с почвой. Разбавленные растворы фульвокислот не задерживаются почвой и не влияют на подвижность водорастворимого органического вещества. Повышение концентрации раствора приводит к поглощению кислоты почвой и снижению подвижности водорастворимого органического вещества почвы. Изменение титровальной кислотности подтверждает замеченную закономерность: так, при действии фульвокислоты низкой концентрации титровальная кислотность в фильтрате увеличивается в 3 раза. При дальнейшем увеличении концентрации фульвокислоты ее величина закономерно снижается.

Следовательно, можно предположить, что при взаимодействии фульвокислоты с почвой происходит ее поглощение и коагуляция подвижных органических веществ. Эти процессы с увеличением концентрации кислоты усиливаются. По-видимому, при какой-то более высокой, чем в нашем опыте, концентрации произойдет полное насыщение почвы фульвокислотой. Последняя не будет задерживаться в почве и не будет пептизировать органическое вещество.

Таким образом, прослеживается определенная закономерность. Разбавленные растворы кислот оказывают более интенсивное воздействие на почвенную массу по сравнению с кислотами высоких концентраций. Особенно это видно при расчете количества выносимых веществ на единицу (мг·эquiv.) ионов водорода исследованных кислот.

В условиях Магаданской области почвенный покров формируется в различных условиях увлажнения. Концентрация веществ в почвенном растворе находится в прямой зависимости от них и оказывает непосредственное влияние на развитие подзолистого процесса. По-видимому, именно с этим связано широкое распространение подзолистых Al-Fe-гумусовых почв в океанических районах Северного Охотоморья и отсутствие их или локальная встречаемость в континентальных районах тайги Крайнего Северо-Востока СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Д. П., Симаков В. Н. К вопросу о взаимодействии низкомолекулярных органических кислот с гелями фракций гуминовой кислоты. — Вестн. ЛГУ. Сер. биол., 1974, № 15, с. 118—124.
- Васьковский А. П. Географические особенности почв лесной области Крайнего Северо-Востока. — В кн.: Краеведческие записки. Магадан, 1960, с. 72—108.
- Вишняков А. П., Рабинович С. А. Влияние органических кислот почвы на подвижность железа. — Тр. Ленингр. отд-ния ВИАУ, 1935, вып. 36, с. 25—59.
- Дьяконова К. В. Железо-гумусовые комплексы и их роль в питании растений. — Почвоведение, 1962, № 7, с. 19—25.
- Игнатенко И. В., Пугачев А. А., Богданов И. Е. Морфолого-генетическая характеристика почв территории стационара. — В кн.: Компоненты биогеоценозов тундролесий Северного Охотоморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 62—101.
- Кауричев И. С., Иванова Т. Н., Ноздрунова Е. М. О содержании низкомолекулярных органических кислот в составе водорастворимого органического вещества. — Почвоведение, 1963, № 3, с. 27—35.
- Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. К вопросу о миграции водорастворимого вещества в почвах лесолуговой зоны. — Докл. ТСХА, 1962, вып. 76, с. 47—53.
- Кауричев И. С., Фролова Л. Н. Водорастворимые органические вещества индивидуальной природы в лесных подстилках. Докл. ТСХА, 1965, вып. 115, с. 19—24.
- Кауричев И. С., Шишова В. С. К вопросу о подвижности железа в дерново-подзолистых песчаных и супесчаных почвах. Докл. ТСХА, 1967, вып. 24, с. 33—39.
- Кононова М. М., Александрова И. В., Титова Н. М. Разложение силикатов органическими веществами. — Почвоведение, 1964, № 10, с. 1—12.
- Левашкевич Г. А. Взаимодействие гумусовых кислот с гидроксиями железа и алюминия. — Почвоведение, 1965, № 4, с. 58—65.
- Наумов Е. М., Цюрупа И. Г., Наумова М. А. Особенности миграции веществ в почвах Крайнего Северо-Востока. — В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 67—78.
- Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Л.: Наука, 1964. 377 с.
- Пономарева В. В., Рагим-Заде Т. А. Сравнительное изучение фульвокислот и гуминовых кислот как агентов разложения силикатных минералов. — Почвоведение, 1969, № 3, с. 26—36.
- Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Davies R. Relation of polyphenol to decomposition of organic matter and to pedogenic processes. — Soil Sci., 1971, v. 111, n. 1, p. 80—85.
- Himes F. L., Barker S. A. Chelating ability of soil organic matter. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1957, v. 21, n. 4, p. 368—373.

И. В. ИГНАТЕНКО, И. Е. БОГДАНОВ, А. А. ПУГАЧЕВ

ПОДЗОЛИСТЫЕ Al-Fe-ГУМУСОВЫЕ ПОЧВЫ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы широко распространены в гумидных провинциях таежной зоны Евразийского материка, Канады и Аляски [Tedrow, Brown, 1962; Глазовская, 1964; Таргульян, 1971; Соколов, 1972; Белоусова, 1974а; Наумов, Градусов, 1974]. Основные свойства и генезис этих почв в общих чертах были определены уже в первый период изучения [Аарнио, 1915; Полынцева, Иванова, 1936; Мазыро, 1936; Aaltonen, 1940; и др.]. Последующие экспериментальные исследования уточнили сложившиеся представления о генезисе подзолистых Al-Fe-гумусовых почв [Роде, 1937; Янков, 1954, 1961; Bloomfield, 1955; Кауричев и др., 1958; Титова, 1962; Пономарева, 1964; и др.]. В настоящее время считается общепризнанным, что подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы таежной зоны, хотя и развиваются в условиях избыточно влажного климата, признаков устойчивого переувлажнения и оглеения в профиле не имеют [Петров, 1952; Иванова, 1952; Завалишин, Фирсова, 1960; Соколова, Соколов, 1963; Наумов, Градусов, 1974; Таргульян, 1971; Тонконогов, 1972; Белоусова, 1974 а, б; Забоева, 1975; и др.]. В них мобилизация алюминия и железа из силикатов и гидроксидов происходит в кислой окислительной среде под воздействием в основном фульвокислот.

На исследованной территории основной ареал подзолистых Al-Fe-гумусовых почв приурочен к океаническим приохотоморским районам. Считалось, что для континентальных районов подзолообразование не характерно [Васьковский, 1960; Наумов, 1963; Почвы, 1970; и др.], а встречавшиеся здесь оподзоленные почвы признавались реликтовыми [Зольников и др., 1962]. В последние годы появились публикации [Белоусова и др., 1969; Белоусова, 1974а; Наумов, 1974; Петрова, 1974], показавшие локальное распространение подзолистых почв в континентальных районах северной тайги Магаданской области и Якутии. При этом Е. М. Наумов и Е. И. Петрова связывают формирование этих почв с повышенной гумидностью климата в горах, а Н. И. Белоусова — с кислым составом и

бедностью почвообразующих пород. Наши исследования в общем подтвердили сложившееся мнение о приуроченности основного ареала подзолистых Al-Fe-гумусовых почв к океаническим районам таежной зоны Крайнего Северо-Востока СССР. Их участие в сложении почвенного покрова по мере увеличения суровости и континентальности климата резко уменьшается. Севернее главного Охотско-Колымского водораздела и восточнее бассейна р. Вилига они встречаются локально. Наиболее северное распространение этих почв отмечено нами в бассейне р. Анадырь.

Следует отметить, что подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы Магаданской области изучены лучше других почвенных типов. В работах Е. М. Наумова [Наумов, 1963, 1968, 1971, 1973, 1974; Наумов, Градусов, 1964, 1974] изложены материалы по 12 почвенным разрезам, взятым в различных районах охотоморской горной провинции. В публикациях приводятся такие названия описанных почв: мерзлотно-подзолистые пропитанно-иллювиально-гумусовые, подзолистые, подзолистые Al-Fe-гумусовые, подзолистые надмерзлотно-глеевые, подзолистые гумусовые и др. Анализ морфолого-генетического строения этих почв показал, что Е. М. Наумов характеризует очень близкие профили: $A_0-A_0A_1-A_2(A_2h)-B(Bh)-BC-C$. При этом мощность перегнойного и подзолистого горизонтов варьирует в узких пределах (3—10 см), а влияние мерзлотного водоупора у подзолистых надмерзлотно-глеевых почв не прослеживается ни по морфологическим описаниям, ни по аналитическим данным. Между тем подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы Магаданской области существенно различаются по характеру органогенных горизонтов, по наличию или отсутствию в профиле плотной многолетней мерзлоты, вызывающей периодическое переувлажнение надмерзлотных горизонтов и их оглеение. В соответствии с изложенными принципами мы разделяем исследованные подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы на четыре подтипа¹: 1) собственно подзолистые Al-Fe-гумусовые; 2) перегнойно-подзолистые Al-Fe-гумусовые; 3) торфянисто-подзолистые Al-Fe-гумусовые и 4) подзолистые Al-Fe-гумусовые надмерзлотно-глееватые. В настоящей статье излагаются материалы исследований первого подтипа почв Магаданской области².

Собственно подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы

Эти почвы на исследованной территории имеют ограниченное распространение. Обычно они приурочены к хорошо дре-

нированным местообитаниям, сложенным каменисто-мелкоземистыми кислыми породами или окварцованными песчано-супесчаными отложениями. Как правило, эти почвы развиваются под кустарничково-лишайниковыми лиственничными редколесьями и редкостойными лесами, значительно реже — под кедровостланиковыми зарослями. Характеристика дается на примере разрезов 13, 4, 36, 16, 1930, 18—78.

Разрез 13 (описан 30 июня 1973 г.). Среднее течение р. Яна (Охотская), вторая терраса, лишайниково-брусничный лиственничный редкостойный лес с изреженным подлеском из кедрового стланика и березки Миддендорфа. Встречаются багульник и редкие злаки. Лишайники представлены *Cladonia alpestris*, *Cl. rangiferina*, *Cl. elongata*, *Cetraria islandica* и *C. cucullata*.

A_{0v}	0—5 см. Живой лишайниковый покров с обильным опадом хвон, веточек и шишек лиственницы и кедрового стланика. Свежий. Рыхлый.
A_0	5—8 см. Подстилка из хвон и веточек лиственницы с вкраплениями отмерших лишайников, отслаивается много мелких и средних корней. Влажная.
A_{2h}	8—15 см. Белесый с коричневатым оттенком, супесчаный, включения гальки, корней меньше, чем в предыдущем горизонте. Сырой. Переход резкий.
Bh, f_1	15—27 см. Охристый с желтоватым оттенком, легкосуглинистый, малопрочная крупинчатая структура, включения гальки с яркими железистыми оеждами и пайлками из поверхности, редкие корни. Сырой. Переход постепенный.
Bh, f_2	27—35 см. Светло-охристый, легкосуглинистый, частые включения гальки и хряща с менее выраженными железистыми оеждами и пайлками на поверхности, редкие корни. Сырой. Переход заметный.
BCh, r	35—49 см. Серовато-бурый с желтым оттенком, супесчаный, обильные галька и щебень со слабо выраженными коричневатыми оеждами и пайлками, единичные корни. Сырой. Переход резкий.
$\downarrow Cg$	49—75 см. Серовато-бурый, супесчаный, обильные галька и щебень, мерзлый, мелкие кристаллы льда на нижней стороне камней.

Разрез 4 (описан 25 августа 1973 г.). Верховье р. Анадырь, склон сопки юго-западной экспозиции, абс. высота 250 м, уклон 5—6°. Лиственничная редица с подлеском из кедрового стланика, березки Миддендорфа и кустарничково-лишайниковым палочковым покровом. Кустарнички представлены брусничкой и багульником, лишайники — *Cladonia rangiferina*, *Cl. alpestris*, *Cl. mitis*, *Cetraria islandica* и *C. cucullata*.

A_0	0—2 см. Свежий опад стланика и лиственницы, листьев брусники и багульника, включения живых лишайников. Свежий, рыхлый.
-------	--

¹ См. статью И. В. Игнатенко в настоящем сборнике.

² Три последних подтипа охарактеризованы в статьях И. В. Игнатенко, А. А. Пугачева, И. Е. Богданова [1977]; И. В. Игнатенко, Т. В. Мельниковой, А. А. Пугачева [1977] и др.

A _{0t}	2—6 см. Темно-бурый, хорошо разложен, линзы опесчаненного материала, минеральные частицы осветлены, густо переплетен корнями. Свежий. Переход резкий.
A _{2h, r}	6—15 см. Серовато-белесый с коричневатыми пятнами, легкосуглинистый, сильнощебнистый, много хряща, поверхность щебня и хряща отбелена, граница неровная, много корней. Переход резкий.
Bh, r	15—40 см. Серовато-бурый, супесчаный, обильный щебень и глыбы андезита с коричневатыми натекми на нижней стороне, редкие корни. Переход постепенный.
D _r	40—80 см. Щебень и глыбы андезита с супесчаным заполнителем.

Разрез 36 (описан 16 сентября 1974 г.). Южные отроги Хасынского хребта, стационар ИБПС ДВНЦ АН СССР «Снежная Долина», средняя часть склона сопки, абс. высота 350 м, уклон 15°. Шикшево-лишайниковые кедровостланиковые заросли. Заросли кедрового стланика высотой 2,0—2,5 м, сомкнутость 0,7, средний возраст 172 года. Встречается лиственница на расстоянии 30—40 м друг от друга высотой до 3,5 м, диаметром до 15 см; редкие экземпляры березки Миддендорфа высотой 0,5—0,7 м. Кустарничковый ярус из шикши, брусники и багульника имеет покрытие 50%; лишайниковый — 60%. Встречаются *Calamagrostis lapponica*, *Loiseleuria procumbens*, *Phyllodoce coerulea*, *Vaccinium uliginosum*, *Carex globularis* и *Lycopodium complanatum*.

A _{0v}	0—4 см. Живой лишайниковый покров с опадом хвон, стланика, лишайников, листьев брусники и багульника. Пронизан корнями. Сухой. Рыхлый. Переход заметный.
A ₀	4—9 см. Буровато-коричневый, войлокообразный, единичные включения углей, густо пронизан корнями. Свежий. Переход резкий.
A _{2h}	9—14 см. Белесовато-серый с крупными белесыми пятнами, низу окраска светлеет, встречаются красно-бурные органо-минеральные пятна и конкреции, песчаный, с значительной примесью вулканического пепла, придающего горизонту мучнистый характер, на поверхности горизонта скопления углей, много корней. Свежий, пористый. Рыхлый. Переход резкий.
Bh, f, r	14—24 см. Охристо-бурый, легкосуглинистый, обильный щебень (до 70% от массы горизонта), на поверхности щебня яркие железистые одежды и толстые наилки, встречаются коричневые пятна и почти черные мелкие стяжения. Редкие корни. Переход резкий.
BCh, r	24—42 см. Серовато-бурый, супесчаный, обильный щебень (85—90%) с наилками на поверхности, единичные корни. Переход постепенный.
D _r	42—55 см. Щебень и глыбы андезита с небольшой примесью мелкозема.

Разрез 16 (описан 30 сентября 1971 г.). Высокая терраса Ямской губы под лиственничным редколесьем с подлеском из

кедрового стланика. Профиль почвы слагают горизонты: A_{0v} 0—3 см, A_{2h} 3—14, Bh, f 14—21, B_h 12—30, BC 30—42, C 42—59 см.

Разрез 1930 (описан в сентябре 1974 г.). Вторая терраса р. Яма вблизи Элыкчанских озер на вырубке лиственничного леса. Профиль почвы характеризуется следующим строением: A₀ 0—4 см, A₀A₁ 4—6, A_{2h} 6—14, Bh, f 14—29, B_hr 29—46, BC_r 46—68, C_r 68—100 см.

Разрез 18—78 (описан 6 июля 1978 г.). Верховье р. Колыма на территории стационара ИБПС ДВНЦ АН СССР «Абориген», шлейф пика Властный, нижняя часть склона, абс. высота 890 м, уклон 12—13° восточной экспозиции. Кедровостланиковые заросли с единичной лиственницей и багульничково-бруснично-лишайниковым напочвенным покровом. Лишайники: *Cladonia alpestris*, *Cl. rangiferina*, *Cetraria nivalis*, *C. succullata* и *Stereocaulon alpinum*. Встречается *Polytrichum hypoboreum*.

A _{0v}	0—5 см. Живой лишайниковый покров и отмершие его части, обильный опад хвон, веточек и шишек кедрового стланика, примесь опада листьев кустарничков. В нижней части много корней. Рыхлый, сырой.
A _{2h}	5—17 см. Белесый с желтоватым оттенком и коричневатобурыми пятнами хрящеватый песок, включения щебня лейкократового гранита со слабо выраженными коричневыми одеждами на нижней стороне. Крупные корни стланика, мелких корней мало. Влажный. Переход резкий.
Bh, f	17—21 см. Буровато-желтый с коричневатохристым оттенком, хрящеватая супесь, встречаются валуны лейкократового гранита с наилками на поверхности и слабо выраженными охристыми одеждами на нижней стороне, корней больше, чем в предыдущем горизонте, в том числе крупных корней стланика. Влажный. Переход постепенный.
Bh, f, r	21—42 см. Охристый с бурим оттенком и более темными пятнами в местах концентрации корней, хрящеватый песок, частые включения валунов и глыб лейкократового гранита с яркими железистыми одеждами на всех сторонах, корней меньше, чем в горизонте Bh, f. Влажный. Переход заметный.
BC _r	42—59 см. Серовато-бурая хрящеватая супесь, много валунов и глыб гранита с наилками на верхней стороне и железистыми одеждами на нижней, редкие в основном мертвые корни стланика. Сырой. Переход заметный.
C _r	59—85 см. Буровато-серый хрящеватый песок, много валунов и глыб гранита со слабо выраженными наилками и железистыми одеждами на поверхности. Сырой.

Механический состав. Мелкозем исследованных разрезов собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв характеризуется легким механическим составом: легкосуглинистым или

Таблица 1

Механический состав мелкозема собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв (% на абсолютно сухую навеску)

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Потеря при обработке HCl, %	Фракции размером, мм						
				1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001 < 0,001	< 0,01
13	A ₂ h	8—15	4,4	7	35	41	6	5	2	13
	Bh, f ₁	15—27	5,0	12	11	47	7	4	14	25
	Bh, f ₂	27—35	3,6	24	14	36	6	6	10	22
	BCh, r	35—45	2,2	10	24	46	5	8	5	18
↓ Cr	65—75	1,8	12	33	39	4	5	5	14	
4	A ₂ h, r	6—15	4,0	12	29	34	5	10	6	21
	Bh, r	15—25	4,0	52	17	13	1	3	10	14
	Dr	70—80	3,0	50	18	18	2	4	5	11
36.	A ₂ h	9—14	опр.*	0	49	42	5	4	0	9
	Bh, f, r	14—20	»	6	40	32	7	10	5	22
16	BCh, r	30—40	»	31	26	26	5	10	2	17
	A ₂ h	3—14	0,6	23	29	30	4	7	6	17
	Bh, f	14—21	2,8	19	37	26	3	6	6	15
	Bh	21—30	2,3	27	37	19	5	6	4	15
	BC	30—40	1,6	30	28	24	4	7	5	16
	C	42—52	1,3	25	37	20	5	7	5	17
1930	A ₂ h	6—14	1,2	11	48	18	3	7	12	22
	Bh, f	14—24	3,4	20	32	23	6	6	10	22
	Bh, r	30—40	3,0	26	33	19	5	8	6	19
	BCh, r	50—60	2,4	18	41	19	4	8	8	20
	Cr	70—80	1,6	18	39	24	4	6	7	17
	Cr	90—100	1,1	21	36	24	5	5	8	18

* Диспергация образца производилась пирофосфатным методом, в связи с чем потеря от обработки HCl не определялась.

Примечание. Аналитики О. М. Терешенков, В. С. Зуев, Л. Н. Рогова.

супесчаным (табл. 1). В его составе преобладают песчаные и крупнопылеватые фракции. Сильная каменистость большинства описанных почв и преобладание в составе их мелкозема обломочных фракций определяют высокую водопроницаемость, провальный водный режим, быстрое и глубокое оттаивание и господство в профиле окислительных условий.

По распределению в профилях тонкодисперсных частиц все исследованные разрезы делятся на три группы: с ярко выраженной элювиально-иллювиальной дифференциацией, с аккумулятивным характером и недифференцированные. Причины формирования указанных типов профиля установить не удалось, поскольку они могут находиться в непосредственной близости друг от друга и развиваться в идентичных условиях.

Физико-химические свойства. По физико-химическим свойствам большая часть рассматриваемых собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв близка между собой. Эти почвы характеризуются сильнокислой реакцией, высокой обменной и особенно гидролитической кислотностью (табл. 2). Все виды почвенной кислотности постепенно нейтрализуются с глубиной, что свидетельствует об интенсивном промывании всей почвенной толщи кислыми растворами и далеко не полной нейтрализации кислого органического вещества, мигрирующего и осаждающегося в иллювиальных горизонтах.

По содержанию обменных катионов профиль этих почв неоднороден. В органогенных горизонтах их максимум, накопление происходит за счет биологической аккумуляции; в минеральных — количество обменных катионов резко снижается. Распределение поглощенных оснований в минеральной почвенной толще может быть различным. Наиболее распространены почвы с достаточно четкой элювиально-иллювиальной дифференциацией. Наряду с ними встречаются почвы с однородным распределением Ca²⁺ и Mg²⁺ (табл. 2, разрезы 4 и 13). Обычно в таких почвах подзолистые горизонты содержат много корней кустарничков и их опада. Возможно, что при этом активность выщелачивания близка активности аккумуляции оснований корнями, вследствие чего элювиальный минимум их в профиле не выражен. Отмеченный характер распределения в профиле рассматриваемых почв гидролитической кислотности и обменных оснований определяет почти полную ненасыщенность основаниями верхних гумусированных горизонтов и постепенное увеличение степени насыщенности с глубиной.

Собственно подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы верховья р. Анадырь (разрез 4) и Колымского нагорья (разрез 18—78) отличаются от описанных выше менее кислой реакцией, низкой обменной и гидролитической кислотностью и высокой насыщенностью основаниями. При этом обращает на себя внимание достаточно резкое изменение этих показателей с глубиной, что не зависит от состава почвообразующих пород. Напомним, что почва, характеризующаяся разрезом 4, развивается на элюво-делювии достаточно богатых основаниями андезитов, а разрезом 18—78 — на элюво-делювии ультракислых лейкократовых гранитов. По-видимому, отмеченная особенность распределения всех видов кислотности в почвенных профилях обусловлена: 1) приуроченностью почв к наиболее прогреваемым местообитаниям, вследствие чего активность процессов разложения органических остатков и выветривания первичных минералов достаточно велика; 2) преобладанием поверхностного выноса подвижных продуктов почвообразования над нисходящими миграциями, чему способствует характер рельефа (крутой склон), сброс основной массы вешних

Аналитическая характеристика собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв

№ раз-реза	Гори-зонт	Глуби-на, см	рН		Обмен-ная кис-лотность по Со-колову		Гидро-литическ. кис-лот-ность	Обменные основания		Сте-пень насы-щенности, %	Гумус по Тюрри-ну, %	Азот об-щий, %	Подвижные формы по Кирсанову, мг/100 г		Гигро-скопиче-ская вла-га, %
			вод-ный	соле-вой	Н	Al		Са	М				K ₂ O	P ₂ O ₅	
130	A _{0v}	0—5	4,2	3,4	4,42	2,8	207,4	20,0	9,0	14	96,54*	1,22	41	30	9,4
	A ₀	5—8	4,0	3,1	2,47	7,8	81,7	24,2	4,1	26	90,03*	0,97	5	3	3,4
	A _{2h}	8—15	4,5	3,7	1,45	9,2	21,6	1,7	1,4	13	6,52	0,19	2	0	2,1
	Bh, f ₁	15—27	4,6	4,2	0,22	0,9	14,7	1,3	1,0	14	7,64	0,20	2	3	3,7
	Bh, f ₂	27—35	4,7	4,4	0,15	0,3	8,7	0,8	0,7	15	2,48	Не опр.	2	3	1,3
	BCh, r	35—45	4,9	4,5	0,07	0,8	6,2	1,2	0,8	24	1,53	То же	4	14	2,8
	Cr	65—75	4,8	4,7	0,02	0,9	4,4	0,9	0,8	28	Не опр.	»	3	10	3,2
4	A ₀	0—2	4,1	3,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	22,0	6,2	—	97,30*	Не опр.	20	9	9,6
	A _{0T}	2—6	4,6	3,8	1,04	10,62	80,1	25,0	6,5	28	56,40*	1,21	22	10	8,2
	A _{2h} , r	6—15	4,9	3,9	0,05	0,69	7,1	13,3	6,2	73	2,85	0,06	4	2	2,8
	Bh, r	15—25	5,3	4,4	0,03	0,40	2,8	14,4	5,5	88	1,70	Не опр.	5	6	3,8
	Bh, r	30—40	6,3	5,0	0,02	0,25	1,8	15,6	5,2	91	1,45	То же	6	6	4,3
	Dr	70—80	6,9	5,8	0,02	0,19	0,6	18,0	9,8	97	0,33	»	6	6	6,5
	36	A _{0v}	0—4	4,4	3,2	2,56	2,90	84,4	10,6	6,2	17	93,40*	Не опр.	Не опр.	Не опр.
A ₀		4—9	3,8	3,0	5,40	6,07	120,7	8,4	7,8	12	92,45*	То же	26	2	8,6
A _{2h}		9—14	4,2	3,3	0,18	1,93	6,6	0,6	1,2	21	3,92	0,19	3	Следы	0,6
Bh, f, r		14—20	5,5	4,3	0,10	Сле-ды	4,2	1,4	0,8	34	2,98	0,03	2	То же	1,5
BCh, r		30—40	5,4	4,9	Сле-ды	То же	2,6	1,4	0,6	43	1,55	Не опр.	Не опр.	»	1,5
16	A _{0v}	0—3	3,8	3,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	18,3	7,6	—	83,03*	Не опр.	56	13	8,1
	A _{2h}	3—14	4,0	3,1	1,36	13,00	17,9	0,7	1,2	10	5,78	0,24	4	1	1,2
	Bh, f	14—21	4,4	3,7	0,01	1,99	9,3	2,9	2,5	37	2,34	0,11	3	2	1,9
	Bh	21—30	5,2	4,0	0,01	0,40	5,1	2,6	2,2	49	1,29	0,07	2	10	2,3
	BC	30—40	5,6	4,6	0,01	0,54	3,0	2,3	1,0	52	0,98	Не опр.	3	10	1,7
	C	42—52	5,6	4,6	Сле-ды	0,37	1,9	2,5	1,3	67	Не опр.	То же	3	10	1,9
	930	A ₀	0—4	4,0	3,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	11,3	3,6	—	76,33*	Не опр.	34	17
A _{0A1}		4—6	3,9	3,0	0,76	5,23	44,3	8,0	5,1	23	18,01	0,46	11	3	4,6
A _{2h}		6—14	3,6	2,9	0,12	3,80	12,2	1,7	0,9	18	4,30	0,11	1	2	1,3
Bh, f		14—24	4,2	3,4	0,07	1,17	9,3	2,9	1,3	31	3,98	0,08	2	2	1,9
Bh, r		30—40	4,5	3,5	0,02	1,22	7,1	3,1	1,2	38	1,76	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,2
BCh, r		50—60	4,5	3,7	0,01	0,70	5,5	2,8	1,6	44	0,73	То же	То же	То же	1,8
Cr		70—80	4,7	3,7	0,01	0,26	3,0	2,6	1,4	57	0,38	»	»	»	1,8
Cr		90—100	4,9	4,1	0,01	0,07	1,4	2,9	1,6	76	0,20	»	»	»	1,8
18—78	A ₀	0—5	4,2	3,0	Не опр.	Не опр.	5,7**	13,5	4,1	53	95,81*	0,52	Не опр.	Не опр.	7,7
	A _{2h}	5—17	5,0	3,7	То же	То же	1,7	3,8	1,3	76	1,64	0,08	9	2	0,5
	Bh, f	17—21	5,2	4,0	»	»	1,5	2,8	1,8	75	1,64	0,07	10	1	1,1
	Bh, f, r	25—35	5,7	5,0	»	»	0,4	0,9	0,1	71	1,84	0,08	4	2	2,2
	BCh, r	45—55	5,7	5,1	»	»	0,2	0,9	0,1	98	0,52	Не опр.	3	4	1,3
	Cr	70—80	5,7	5,1	»	»	0,1	0,9	0,1	99	0,22	То же	3	9	0,8

* Потеря при прокаливании, %.

** Водород по Гедройцу во всем профиле.

Примечание. Аналитики Л. Н. Рогова, Р. А. Кузнецова, Б. А. Павлов, Н. Г. Корепанова, Н. А. Ачкасова, Н. Ю. Смородникова.

вод по мерзлой «подошве» и низкое количество осадков в летний период³.

Органическое вещество. Собственно подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы характеризуются наличием грубогумусовых подстилок, нижняя часть которых слабо разложена, в соответствии с чем выделяется в качестве подгоризонта A_{0т}. В отдельных разрезах формируются маломощные перегонные горизонты A₀A₁. В горизонтах A_{0v}, A₀, A_{0т} и A₀A₁ сосредоточена основная масса органического вещества почв, что подтверждается данными учета корней в разрезе 36 (табл. 3). Минеральной части профиля свойст-

Таблица 3

Запас и структура подземной растительной массы в собственно подзолистой Al-Fe-гумусовой почве (г/м²)

Горизонт	Глубина, см	Опад		Корни* диаметром, мм				Всего корней	Измельченная органическая масса	Всего растительной массы
		Мхов	Лишайников	>30	30—10	10—7	<7			
A _{0v}	0—4	4	93	—	—	—	—	—	—	97
A _{0т}	4—9	—	—	491	283	288	2957	4019	1764	5783
A _{2h}	9—14	—	—	—	14	117	427	558	501	1059
Bh, f	14—20	—	—	—	—	—	227	227	211	438
BCr	20—40	—	—	—	—	—	12	12	40	52
Всего		4	93	491	297	405	3623	4816	2516	7429

* Разделение корней на живые и мертвые произвести не удалось.

венна глубокая и значительная гумусированность. Большинство исследованных разрезов характеризуется аккумулятивным распределением гумуса; явно подчиненное значение имеют почвы со слабо выраженным элювиально-иллювиальным гумусовым профилем (табл. 2, разрезы 13 и 18—78).

Сопоставление распределения органического вещества в различных горизонтах с данными учетов подземной растительной массы показало наличие корреляции между содержанием гумуса и запасами корней и измельченного корневого опада. Это свидетельствует о том, что в формировании гумусового профиля рассматриваемых почв принимают участие как иллювиально-гумусовый процесс, так и образование гумуса in situ в результате гумификации корневого опада. Соотношение активности этих процессов в разных горизонтах неодинаково: в A₀ и A_{0т}, по-видимому, преобладает иллювиирование подвижных гумусовых веществ в нижележащие горизонты; в A₀A₁, очевидно, более активны процессы образова-

ния гумуса in situ, чем их вынос; в A_{2h} активность этих процессов, видимо, равна; в Bh, f и особенно Bh наиболее выражен иллювиально-гумусовый процесс. Гумус рассматриваемых почв имеет ярко выраженный фульвокислотный характер (табл. 4). Лишь в подзолистых горизонтах, к которым приурочена основная масса корней и их опада, отношение C_{гк}:C_{фк} сравнительно узкое, с глубиной оно резко расширяется.

Гуминовые кислоты представлены в основном слаборастворимой в воде фракцией I [Пономарева, Плотникова, 1975]. Распределение ее по профилю указывает на резкое снижение содержания с глубиной.

В составе фульвокислот резко преобладают подвижные фракции Iа и I. Распределение их в почвенном профиле четко дифференцировано: ими бедны подзолистые горизонты, с глубиной содержание этих фракций резко возрастает. Попадая из подстилок в поверхностные минеральные горизонты, они активно взаимодействуют с первичными минералами, вызывая мобилизацию R₂O₃. При этом в раствор переходят сравнительно небольшие количества Al₂O₃ и Fe₂O₃, вследствие чего создается широкое отношение между новообразованными гумусовыми веществами и R₂O₃. В этих условиях органо-минеральные соединения сохраняют высокую подвижность и легко вымываются из подзолистых горизонтов вниз. Значительная часть их осаждалась в иллювиальных горизонтах, чему способствует резкое сужение отношения между гумусовыми веществами и полуторными окислами [Кауричев, Ноздрунова, 1960; Пономарева, 1964; и др.], а также значительное повышение значений pH.

Распределение в почвенных профилях негидролизующего остатка имеет аккумулятивный характер: максимум его приурочен к элювиальным горизонтам, минимум — к иллювиальным, что коррелирует с запасами измельченных органических остатков (табл. 3).

Валовой состав. По валовому составу профиль собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв делится на две части: органогенную и минеральную.

Органогенная часть характеризуется активной биологической аккумуляцией фосфора, марганца, кальция, магния и калия (табл. 5).

Минеральная часть почвенного профиля по сравнению с почвообразующей породой заметно обеднена кремнеземом, что связано с растворимостью его в кислом интервале pH [Краускопф, 1963] и выносе нисходящими и латеральными водами. Однако, как и в подбурах⁴, в почвенной толще относительно накапливается алюминий, железо, титан, кальций и магний.

³ См. статью И. Е. Богданова в настоящем сборнике.

⁴ См. статью И. В. Игнатенко, Н. В. Хавкиной в настоящем сборнике.

Групповой и фракционный состав гумуса

№ раз-реза	Гори-зонт	Глуби-на, см	С _{общ.} , %	Фракция, % к С _{общ.}			
				гуминовых кислот			
				1	2	3	сумма
36	A ₂ h	9—14	1,70	9,4	1,0	1,9	12,3
	Bh, f, r	14—20	1,73	10,5	0,6	1,7	12,8
16	A ₂ h	3—14	3,35	10,4	1,8	3,0	15,2
	Bh, f	14—21	1,35	8,2	0	1,1	9,3
	Bh	21—30	0,74	5,1	0	0,4	5,5
	BC	30—40	0,57	3,0	0	0,7	3,7

Примечание. Аналитики М. И. Пылева, А. А. Пугачев.

Минеральная почвенная толща четко дифференцирована по распределению окислов. Подзолистые горизонты почв обогащены кремнеземом и обеднены алюминием, железом, кальцием и в меньшей степени другими элементами. Распределение их в нижележащей части профиля указывает на образование четко выраженных иллювиальных максимумов, которые не совпадают с максимумом гумуса.

Образование совокупности осветленных подзолистых и коричнево-охристых иллювиальных горизонтов в исследованных почвах обусловлено преимущественно внутрпочвенным перераспределением Al_2O_3 и Fe_2O_3 в профиле на фоне выноса большей части освобождающихся при выветривании первичных минералов кремнезема, щелочных и щелочно-земельных элементов. В подзолистых горизонтах выветривание первичных минералов происходит активнее, чем в нижележащей почвенной толще. Этому способствует повышенное прогревание и постоянное поступление новообразованных при разложении надземного и корневого опадов агрессивных фульвокислот (фракция 1a). При этом вынос мобилизованных Al_2O_3 и Fe_2O_3 превышает поступление их, что вызывает общее отбеливание горизонта. В горизонтах Bh, f и Bh величины поступления R_2O_3 значительно превышают их вынос, с чем связано формирование иллювиальных максимумов.

Состав оксалатной вытяжки. Исследованные почвы заметно различаются между собой как по содержанию, так и по характеру распределения в профиле оксалатнорастворимых SiO_2 и R_2O_3 . Однако общим для них является четкая элювиально-иллювиальная дифференциация Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 6). Среди исследованных разрезов наиболее часто встречаются почвы с низким содержанием аморфной SiO_2 , причем органо-генные и подзолистые горизонты обеднены ею, в нижележащей толще содержание SiO_2 увеличивается. Это связано с

Таблица 4

собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв

1 a	фульвокислот				Сумма всех фракций	Нерастворимый остаток, %	Сгк Сфк
	1	2	3	сумма			
	10,5	7,8	0,9	1,6			
42,0	12,0	0,2	1,9	56,1	68,9	31,1	0,23
3,7	8,8	1,3	11,6	25,4	40,6	59,4	0,60
29,3	19,1	0,6	8,3	57,3	66,6	33,4	0,16
36,7	16,0	0	5,6	58,3	63,8	36,2	0,09
42,4	21,6	0	4,0	68,0	71,7	28,3	0,05

более интенсивным выветриванием силикатов в наиболее прогреваемых кислых и ненасыщенных горизонтах. В этих условиях кремнезем не осаждается из почвенных растворов и выносятся вниз и за пределы почвенного профиля вследствие очень большой фильтрационной способности песчано-супесчаных и особенно каменисто-мелкоземистых горизонтов.

Большая часть исследованных почв характеризуется высоким содержанием аморфных R_2O_3 и преобладанием Al_2O_3 над Fe_2O_3 . При этом обращает на себя внимание несоответствие между низким содержанием ила в мелкоземе почв и большой иллювиальной аккумуляцией аморфных R_2O_3 в иллювиальных горизонтах. По мнению Е. М. Наумова [1963], это объясняется образованием органо-минеральных конкреций и пленок на поверхности крупных частиц. Распределение аморфных R_2O_3 в почвенных профилях четко дифференцировано: иллювиальные горизонты обогащены ими сильнее, чем нижележащие и особенно подзолистые, что коррелирует с данными валового анализа.

Сопоставление содержания аморфных Al_2O_3 и Fe_2O_3 в профилях рассмотренных почв указывает на несоответствие их максимумов: максимум алюминия приурочен к нижней части иллювиального горизонта, железа — к верхней. Это полностью согласуется с меньшей устойчивостью и, следовательно, подвижностью гумусово-железистых соединений по сравнению с гумусово-алюминиевыми [Александрова, 1954; Пономарева, 1964].

В подзолистой Al-Fe-гумусовой почве, содержащей значительную примесь вулканического пепла (разрез 36), обращает на себя внимание более высокое по сравнению с другими исследованными почвами содержание аморфной SiO_2 и образование ею ярко выраженного иллювиального максимума. Причины этого явления нам не ясны, поскольку в почвенном

Валовой состав собственно подзолистых

№ раз-реза	Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
4	A ₀ *	0—2	97,30	62,50	3,00	1,40	He опр
	A ₀ г	2—6	56,40	62,70	14,40	8,90	0,84
	A ₂ h	6—15	4,90	69,90	13,00	5,90	0,70
	Bh,г	15—25	1,10	56,00	21,00	8,00	0,70
	BCг	70—80	1,00	56,20	20,90	8,30	0,60
36	A ₀	0—4	93,40	26,50	11,60	14,30	He опр.
	A ₀ г	4—9	92,45	43,20	6,40	4,90	То же
	A ₂ h	9—14	6,32	75,10	12,70	3,90	0,69
	Bh,г,г	14—20	4,89	56,50	22,30	13,50	1,61
	BCг	30—40	5,18	72,90	14,30	5,60	1,02
16	A ₀ v*	0—3	91,91	63,20	3,7	3,50	He опр.
	A ₂ h	3—14	8,67	77,40	14,50	4,00	0,34
	Bh, f	14—21	5,50	66,50	19,20	7,80	0,52
	Bh	21—30	3,21	68,60	18,30	7,50	0,48
	BC	30—40	2,79	70,50	17,50	5,20	0,36
	C	42—52	3,12	72,00	16,90	4,60	0,38
	1930	A ₀ A ₁	4—6	26,71	70,90	11,60	4,20
A ₂ h		6—14	7,28	75,30	13,90	2,90	То же
Bh, f		14—24	6,55	64,60	20,80	5,60	»
Bh,г		30—40	3,20	68,20	19,70	4,30	»
BCг		50—59	3,46	69,30	16,60	3,20	»
Cr		90—100	3,58	70,00	16,80	3,00	»

* Результаты зольного анализа, % к чистой золе.

Примечание. Анализ выполнен на квантометре в СВКНИИ.

профиле сохраняются все условия (кислая реакция, большая водопроницаемость, промывной режим и др.) для поддержания его устойчивости в растворах и выноса в нижнюю часть профиля и за его пределы.

От рассмотренной почвы существенно отличается подзолистая Al-Fe-гумусовая почва из верховий Анадыря (разрез 4). Она характеризуется значительно меньшим содержанием аморфных R₂O₃, что, видимо, связано с наиболее суровыми условиями формирования (лесотундра) и менее кислой реакцией среды. Процессы химического выветривания первичных минералов здесь менее активны, чем в более южных районах и, следовательно, мобилизуется значительно меньше Fe₂O₃ и Al₂O₃. Резкое уменьшение содержания этих элементов в горизонте BCг по сравнению с Bh, г, очевидно, подтверждает высказанное выше положение о преобладании боковых миграций почвенных растворов над нисходящими.

Сущность почвообразования. Изложенные материалы свидетельствуют о том, что профиль подзолистых Al-Fe-гумусовых почв формирует ряд взаимосвязанных элементарных поч-

Al-Fe гумусовых почв (% к прокаленной навеске)

P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
6,10	4,50	8,60	4,20	1,55	4,60	0,63	97,08
0,92	0,43	7,90	2,20	0,56	0,40	1,50	100,75
0,12	0,65	4,20	2,70	0,25	1,10	1,40	99,92
0,24	0,21	7,40	2,48	0,20	0,40	1,80	98,43
0,20	0,22	6,80	3,00	0,28	0,40	1,75	98,65
7,50	3,20	20,30	9,90	He опр.	5,10	0,62	98,02
4,20	0,40	25,80	11,50	То же	2,70	0,90	100,30
0,35	0,07	1,72	0,41	0,51	1,50	1,85	98,80
0,86	0,06	1,75	1,06	0,17	0,85	0,95	99,61
0,81	0,11	1,60	0,70	0,62	1,30	1,80	100,76
7,95	0,33	9,60	3,57	3,51	3,34	0,32	99,02
0,19	0,03	0,54	0,18	0,49	0,77	0,98	99,42
0,33	0,38	1,63	0,33	0,34	1,10	1,70	99,83
0,10	0,10	1,40	0,30	0,32	1,18	1,78	99,76
0,17	0,10	1,52	0,41	0,20	1,37	1,63	98,96
0,14	0,14	1,36	0,33	0,21	1,24	1,80	99,10
He опр	He опр.	3,64	1,86	He опр.	2,76	0,74	95,70
То же	То же	0,79	0,22	То же	1,58	1,03	95,72
»	»	1,56	0,51	»	2,11	1,98	97,16
»	»	1,90	0,63	»	1,93	1,79	98,45
»	»	2,02	0,40	»	2,07	1,60	95,19
»	»	1,79	0,42	»	2,23	1,83	96,07

ДВНЦ АН СССР и классическим методом на кафедре почвоведения ДВГУ.

венных процессов (ЭПП), развивающихся при взаимодействии минеральной части почвы с агрессивными гумусовыми кислотами, образующимися при разложении надземного и корневого опадов.

По характеру воздействия на профиль ЭПП можно разделить на фоновые, проявляющиеся во всем профиле, и горизонтообразующие, свойственные одному или нескольким генетически близким почвенным горизонтам и определяющие их морфохимический облик [Белюсова, 1974а].

К фоновым ЭПП относятся физическая дезинтеграция и химическое разрушение первичных минералов, вынос мобилизованных форм кремнезема, щелочных и щелочно-земельных элементов, имеющих высокую геохимическую подвижность, а также наиболее устойчивых органико-минеральных соединений. Следствием этого является относительное обогащение почвенной толщи по сравнению с почвообразующей породой мало-подвижными R₂O₃, TiO₂ и тонкодисперсными минеральными частицами (оглинивание). Активность этих процессов максимальна в верхних наиболее прогреваемых и гумусированных

Таблица 6

Состав оксалатной вытяжки собственно подзолистых Al-Fe-гумусовых почв (%)

№ раз-реза	Горизонт	Глубина, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
13	A ₀	5—8	0,09	0,40	0,56
	A ₂ h	8—15	0,08	0,32	0,34
	Bh, f ₁	15—27	0,24	1,14	1,80
	Bh, f ₂	27—35	0,36	1,38	1,09
	BCh, r	35—45	0,30	0,60	0,76
4	Cr	65—75	0,25	0,60	0,53
	A ₀ t	2—6	0,11	0,06	0,18
	A ₂ h	6—15	0,17	0,13	0,28
	Bh, r	15—25	0,09	0,59	0,66
	Bh, f	30—40	0,06	0,40	0,57
36	BCh	70—80	0,04	0,06	0,13
	A ₀ t	4—9	0,09	0,28	0,19
	A ₂ h	9—14	0,26	0,42	0,30
	Bh, f, r	14—20	1,74	1,28	0,97
16	BCh	30—40	0,74	0,90	0,46
	A ₂ h	3—14	0,09	0,48	0,10
	Bh, f	14—21	0,12	1,31	1,78
	Bh	21—30	0,11	1,84	1,20
	BC	30—40	0,18	0,52	0,43
1930	C	42—52	0,23	0,25	0,50
	A ₀ A ₁	4—6	0,05	1,11	0,97
	A ₂ h	6—14	0,08	0,20	0,33
	Bh, f	14—24	0,16	1,58	1,93
	Bh, r	30—40	0,24	2,60	1,32
	BCh	50—59	0,20	0,30	0,70
	Cr	70—80	0,25	0,42	0,45
	Cr	90—100	0,30	0,40	0,48

Примечание. Аналитики Л. Н. Рогова, Н. Г. Корепанова.

минеральных горизонтах и резко снижается в нижележащих.

К горизонтообразующим ЭПП относятся биогенное накопление органического вещества и зольных элементов, продуцирование гумусовых кислот, биогенное перераспределение химических элементов, иллювиально-гумусовое оподзоливание, остаточное накопление кварца и вынос — аккумуляция суспензий.

Указанные фоновые и горизонтообразующие ЭПП характерны и для подбуров⁵. Однако более благоприятные биоклиматические условия южных районов Магаданской области (основного ареала подзолистых Al-Fe-гумусовых почв) по сравнению с более северными и резко континентальными аре-

алами подбуров заметно активизируют энергетику почвообразования, что проявляется в более активном разложении органических остатков, в большей агрессивности гумусовых кислот, стимулирующих процессы выветривания первичных минералов и иллювиально-гумусового оподзоливания.

Особенно важным для формирования профиля подзолистых Al-Fe-гумусовых почв является процесс разрушения полевых шпатов, а также ряда темноцветных минералов с образованием как подвижных продуктов, мигрирующих в почвенной толще главным образом в виде истинных и коллоидных растворов, так и остаточных продуктов разрушения, в основном халцедона и кварца [Тонконогов, 1972]. Остаточные продукты относительно накапливаются в подзолистом горизонте вместе с минералами, не участвующими активно в почвообразовании, — кварцем, неизменными полевыми шпатами, устойчивыми аксессуориями.

Основная масса мобилизованных элементов выносятся из мест разрушения первичных минералов. При этом большая часть растворимых форм SiO₂, P₂O₅, CaO, MgO, K₂O в коренных насыщенных подзолистых горизонтах перехватывается корнями и вовлекается в биологический круговорот. Меньшая их часть выносятся из горизонта A₂h, и практически все из нижележащей почвенной толщи выносятся вниз с нисходящими почвенными растворами.

Мобилизованные при выветривании первичных минералов R₂O₃ характеризуются высокой геохимической подвижностью. Часть их вовлекается в биологический круговорот и закрепляется на неопределенное время в частично гумифицированных органических остатках; основная масса выносятся в виде органо-минеральных соединений вниз с гравитационным стоком. При этом большая часть этих соединений выпадает в осадок непосредственно под горизонтом A₂h, обуславливая формирование иллювиальных алюмо-железисто-гумусовых горизонтов, частично они выносятся в нижние части почвенного профиля и за его пределы.

В подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах имеет место глинообразование, достигающее наиболее продвинутых стадий в подзолистом горизонте. Высокое атмосферное увлажнение и большая скважность этих почв [Вадюнина, Худяков, 1974] способствуют развитию процессов суспензионного выноса тонкодисперсных частиц из верхних горизонтов в нижние и за пределы почвенного профиля.

Представленные материалы свидетельствуют о близкой направленности почвообразовательного процесса в подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах и подбуров. Эти типы почв характеризуются преобладанием окислительных условий и свободным внутренним дренажем, оглиниванием верхних минеральных горизонтов, десиликацией, алюминированием и ожелезнением

⁵ См. статью И. В. Игнатенко, Н. В. Хавкиной в настоящем сборнике.

почвенной толщи. Однако интенсивность процессов десиликации, алюминирования и ожелезнения, с одной стороны, и процесса иллювиально-гумусового оподзоливания, с другой, в этих почвах различны. В подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах современное почвообразование обуславливает превышение интенсивности процесса оподзоливания над интенсивностью ферриаллитизации, с чем связана четкая элювиально-иллювиальная дифференциация их профилей и наличие сравнительно мощных подзолистых горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

Аарнио Б. А. О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии.—Почвоведение, 1915, № 2, с. 1—50, № 3, с. 1—23.

Александрова Л. Н. О природе и свойствах продуктов взаимодействия гумусовых кислот и гуматов с полутораокислами.—Почвоведение, 1954, № 1, с. 14—29.

Белоусова Н. И. Альфегумусовое почвообразование (на примере Алданского нагорья): Автореф. канд. дис. М., 1974а.

Белоусова Н. И. Влияние биоклиматического и литогенного факторов на современные процессы почвообразования в почвах горно-тундровой и таежной зон Алданского нагорья.—В кн.: Почвенные исследования в Якутии: Докл. Юбилейной научной сессии, посвященной 50-летию Якутской АССР (апрель 1972 г.). Якутск, 1974б, с. 38—53.

Белоусова Н. И., Соколов И. А., Турсина Т. В. Современное подзолообразование в Центральной Якутии.—В кн.: Почвы мерзлотной области: Тез. докл. Всесоюз. конф. по мерзлотным почвам 11—21 июля 1969 г. Якутск: Кн. изд-во, 1969, с. 236—237.

Вадюнина А. Ф., Худяков О. И. Агрофизическая и мелиоративная характеристика почв Магаданской области.—В кн.: Почвенный криогенез: К X Междунар. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1974, с. 78—116.

Васьковский А. П. Географические особенности почв лесной области Крайнего Северо-Востока.—В кн.: Краеведческие записки. Магадан, 1960, с. 72—108.

Глазковская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964. 230 с.

Забоева И. В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975. 344 с.

Завалишин А. А., Фирсова В. П. К изучению генезиса почв подзолистого типа на покровных суглинках центральной части Русской равнины.—Сб. работ Центрального музея почвоведения им. В. В. Докучаева, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 7—95.

Зольников В. Г., Еловская Л. Г., Тетерина Л. В., Черняк Е. И. Почвы Вилюйского бассейна и их использование. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

Иванова Е. Н. Основные закономерности в распределении почв вдоль трассы Печорской железной дороги.—Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. геогр., 1952, вып. 1, с. 5—32.

Игнатенко И. В., Мельникова Т. В., Пугачев А. А. Физико-географические условия Северного Охотоморья и гидротермический режим почв (стационар «Снежная Долина»).—В кн.: Компоненты биогеоценозов тундролесий Северного Охотоморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 5—23.

Игнатенко И. В., Пугачев А. А., Богданов И. Е. Морфолого-генетическая характеристика почв территории стационара.—В кн.: Компоненты

биогеоценозов тундролесий Северного Охотоморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 62—101.

Кауричев И. С., Кулаков Е. В., Ноздрунова Е. М. К вопросу об образовании и миграции железо-органических соединений в почвах.—Почвоведение, 1958, № 12, с. 1—8.

Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Учет миграции некоторых соединений в почве с помощью лизиметрических хроматографических колонок.—Почвоведение, 1960, № 5, с. 30—35.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадконакопления.—В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 210—233.

Мазыро М. М. Почвы Хибинских тундр. Сер. Кольская. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. (Тр. Совета по изучению производительных сил; Вып. 12, ч. 1).

Наумов Е. М. Почвы южной части Магаданской области в пределах Охотского побережья.—В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—195.

Наумов Е. М. Почвы северного побережья Охотского моря: Автореф. канд. дис. М., 1968. В надзаг: ТСХА.

Наумов Е. М. Почвы Магаданской области и их агрохимическая характеристика.—В кн.: Дальний Восток. М.: Наука, 1971, с. 240—313. (Агрохимическая характеристика почв СССР).

Наумов Е. М. Главные типы генетических почвенных профилей таежной зоны Крайнего Северо-Востока СССР.—В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 48—55.

Наумов Е. М. Горно-таежные дифференцированные почвы континентальных районов Крайнего Северо-Востока.—В кн.: Биологические проблемы Севера. VI симпозиум: Тез. докл. Якутск, 1974, вып. 6. Почвоведение и земельные ресурсы, с. 21—26.

Наумов Е. М., Градусов Б. П. Особенности почвообразования на северном побережье Охотского моря.—В кн.: Мерзлотные почвы и их режим. М.: Наука, 1964, с. 28—99.

Наумов Е. М., Градусов Б. П. Особенности таежного почвообразования на Крайнем Северо-Востоке Евразии. М.: Колос, 1974. 148 с.

Петров Б. Ф. Почвы Алтайско-Саянской области. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 247 с. (Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева; Т. 35).

Петрова Е. И. О подзолообразовании в северотаежных почвах Якутии.—В кн.: Биологические проблемы Севера. VI симпозиум: Тез. докл. Якутск, 1974, вып. 6. Почвоведение и земельные ресурсы, с. 33—37.

Полынцева О. А., Иванова Е. Н. Комплексы пятнистой тундры Хибинского массива и их эволюция в связи с эволюцией почвенного и растительного покровов.—Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936, т. 13, с. 213—265.

Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Биохимические аспекты. М.; Л.: Наука, 1964. 379 с.

Пономарева В. В., Плотникова Т. А. О растворимости в воде препаратов гуминовых кислот, выделенных из профилей чернозема, серой и бурой лесных почв.—Почвоведение, 1975, № 9, с. 63—72.

Почвы/В. О. Таргульян, Н. А. Караваева, Е. М. Наумов, И. А. Соколов, Н. Н. Розов.—В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 234—256.

Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 454 с.

Соколов И. А. Современное почвообразование на Камчатке в зоне слабых пеплопадов.—Почвоведение, 1972, № 10, с. 13—25.

Соколов И. А., Соколова Т. А. О зональном типе почв в области многолетней мерзлоты.—Почвоведение, 1962, № 10, с. 23—32.

Соколова Т. А., Соколов И. А. О горно-таежных почвах Восточного Забайкалья.—В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—52.

Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 267 с.

Титова И. А. Железо-гумусовые комплексы почв.— Почвоведение, 1962, № 12, с. 38—43.

Тонконогов В. Д. Подзолообразование на кварцевых песках (на примере севера Русской равнины): Автореф. канд. дис. М., 1972. В надзаг.: Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева.

Ярков С. П. Образование подзолистых почв: Докл. на V Междунар. конгр. почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 83 с.

Ярков С. П. Почвы лесолуговой зоны СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 318 с.

Aaltonen V. T. Über die Bodenbildung in Finland.—Bodenkunde und Pflanzenernähr., 1940, Bd 21/22, p. 142—154.

Bloomfield C. A. A study of podzolization. Pt. VI.—J. Soil Sci., 1955, v. 6, n. 2, p. 284—299.

Tedrow J. C. F., Brown J. Soils of the Northern Brooks Range, Alaska: weakening of the soil-forming potential at high arctic altitudes.—Soil Sci., 1962, v. 93, n. 4, p. 254—261.

Г. М. БЫСТРЯКОВ, Е. В. КУЛИНСКАЯ

ПОЧВЫ СТЕПНЫХ КРИОАРИДНЫХ ЛАНДШАФТОВ ВЕРХОВЬЕВ КОЛЫМЫ И ИНДИГИРКИ

В ультраконтинентальных районах Восточной Сибири и Крайнего Северо-Востока СССР среди обширных массивов северотаежных лиственничных редколесий встречаются участки своеобразных холодных степей. Долгое время самые общие представления о почвах этих уникальных ландшафтов опирались лишь на немногочисленные морфологические описания с небольшим набором химических анализов [Шелудякова, 1938; Яровой, 1939; Зольников, 1954; Васильковский, 1960; Герасимов, 1963]. Позднее в работах Е. М. Наумова, А. А. Андреевой [1963], В. И. Волковинцера с соавторами [1975], А. К. Коноровского, С. З. Скрябина [1976], В. И. Волковинцера [1974, 1976, 1977а, б] почвы степных криоаридных ландшафтов получили разностороннюю достаточно подробную морфолого-генетическую характеристику.

Основное внимание мы уделим обсуждению результатов наших исследований в верховьях рек Колыма и Индигирка, дополняющих представления о степном криоаридном почвообразовании, проанализируем ряд дискуссионных и ранее не рассматриваемых вопросов, связанных с изучением формирующихся почв¹.

Условия почвообразования

По условиям почвообразования степные ландшафты существенно отличаются от окружающих их горнотаежных. Степные участки обычно приурочены к горным склонам южной экспозиции, реже — к котловинам и речным террасам. В летнее время здесь на общем фоне сурового экстраконтинентального климата создаются особые аридные микроклиматические условия, определяющие смену северотаежной раститель-

¹ Подробная характеристика условий и общих особенностей почвообразования в холодных степных ландшафтах дана В. И. Волковинцером [Волковинцер и др., 1975].

ности на таежно-мерзлотных и палевых почвах степной растительностью на своеобразных степных почвах. Годовая величина коэффициента увлажнения для степных ландшафтов равна 0,3—0,5. Характерно неравномерное в течение года выпадение осадков с максимумом весной и осенью и минимумом в летний засушливый период, продолжительность которого составляет 2—3,5 мес. Основные климатические показатели для исследованных районов следующие: верховья р. Колыма — годовая сумма осадков 250—350 мм, средняя температура июля 12—15°С, января — —34— —40°, годовая — —10— —14°; верховья р. Индигирка — годовая сумма осадков 150—250 мм, средняя температура июля 14—15°, января — —45— —50°, годовая — —15— —17°. Формирующиеся здесь почвы характеризуются максимальной контрастностью водно-температурного режима. Оттаивание, прогревание и иссушение степных участков идет быстрее и интенсивнее, чем таежных. Весной на них большая часть снега испаряется, что ограничивает увлажнение почв талыми водами. Вследствие высоких температур (на крутых южных склонах, по данным В. А. Шелудяковой [1948], на поверхности почвы они достигают 31°) и незначительного количества осадков влажность почв во второй половине июля ниже влажности устойчивого увядания растений.

По флористическому составу степные ландшафты верховьев Колымы и Индигирки в общих чертах сходны с ландшафтами степей Центральной Якутии, Восточной Сибири и Забайкалья, но отличаются от них более бедным видовым составом (здесь насчитывается немногим более 100 видов степных растений, относящихся к дауро-монгольской и центральноазиатской группам). Основные компоненты степных ассоциаций и фитоценотическая структура остаются теми же. Встречаются фрагменты злаково-разнотравных, осочковых, полынных и других степей. Подробно растительность холодных степных ландшафтов охарактеризована В. А. Шелудяковой [1938, 1948, 1957], М. Н. Караваем [1945, 1958а, б], М. Н. Караваем, Л. В. Добрецовою [1964], М. Н. Караваем, С. З. Скрыбиным [1971], Т. А. Работновым [1945], С. З. Скрыбиным [1964], Б. А. Юрцевым [1968], А. П. Хохряковым, А. В. Шаткауском [1973]. Травостой степных ассоциаций отличается низкорослостью, несомкнутостью, проективное покрытие варьирует от 80—90% на ровных участках до 30—50% на склонах. Анализ соотношения запасов надземных и подземных частей растений по данным В. И. Волковинцера [1977а], показывает значительное преобладание (в десятки раз) последних (корневой массы), причем основные запасы корней сосредоточены в слое почвы 0—20 см; на глубине более 50 см содержание корней не превышает 1% от их общего количества.

Автономное мезоморфное степное холодное аридное почвообразование

Общие особенности автономного мезоморфного степного почвообразования определяются специфическим сочетанием климатических условий — холодностью и аридностью, а также литолого-геоморфологическими условиями — развитием почв в горных районах на щебнистой коре выветривания плотных пород.

Почвы характеризуются маломощным щебнистым профилем преимущественно легкого механического состава, нейтральной или щелочной реакцией, насыщенностью поглощающего комплекса основаниями, фульватным составом гумуса, унаследованностью минералогического состава. В профиле выделяется дерновый гумусово-аккумулятивный горизонт, минеральная часть профиля недифференцирована; на щебне почвообразующей породы формируются карбонатные пленки.

Морфолого-генетическое своеобразие почвы свидетельствует о наличии процессов аккумулятивного гумусообразования, карбонатной аккумуляции, физического выветривания, а также слабой выраженности процессов химического выветривания, криогенеза, об отсутствии глеевого процесса, характерного для почв северной тайги. Эти диагностическая и генетическая характеристики описываемых почв общеприняты.

Прежде чем перейти к анализу не изучавшихся ранее вопросов и проблем дискуссионного характера, приведем оригинальные материалы, дополняющие представление об этих своеобразных почвах. Полевые работы проводились в верховьях рек Колыма и Индигирка.

Выделяется четыре варианта морфологического строения профиля степных криоаридных почв².

$A_0-A_1CaCO_3$ или $A_0A_1(CaCO_3) - (B_m) - B_m, CaCO_3 - C CaCO_3$;

A_0-A_1 или $A_0A_1 - B_m - C (CaCO_3)$;

$A_0-A_1(CaCO_3)$ или $A_0A_1(CaCO_3) - B_m, Fe(CaCO_3) - B_m, CaCO_3 - C CaCO_3$;

A_0-A_1 или $A_0A_1 - B_m, Fe - B_m - C(CaCO_3)$.

Наиболее широко распространен первый вариант степных криоаридных почв — с наличием карбонатных пленок: а) в нижней или средней частях профиля, б) в нижней части про-

² Используется термин В. И. Волковинцера как предварительный. За основу принята система индексов, предложенная М. А. Глазковой [1972], в скобках указаны горизонты или их основные качественные особенности, наличие которых необязательно.

филя и в дерновом гумусово-аккумулятивном горизонте (с бескарбонатной средней частью профиля), в) по всему профилю.

Обобщенную макро-, мезо- и микроморфологическую характеристику таких почв можно представить следующим образом. Верхняя часть профиля представлена плотной дерновой A_0 , состоящей из мелких корешков трав и их опада; мощность до 2—3 см. Ниже залегает грубогумусовый горизонт A_1 или гумусово-перегнойный A_0A_1 , содержащий большое количество слабо разложившихся растительных остатков; он имеет темно-серую (до темно-коричневой) окраску, структура (комковатая) выражена плохо, густо пронизан корнями трав (задернован), минеральные зерна равномерно покрыты светло-серыми гумусовыми кутанами, содержит щебень почвообразующей породы, на нижних плоскостях которого могут встречаться белесые карбонатные пленки (в горизонте A_1CaCO_3 или $A_0A_1CaCO_3$). Мощность горизонта 4—20 см. Под органично-аккумулятивными горизонтами располагается минеральный горизонт B_m или $B_{m,CaCO_3}$ желтовато-серого цвета (может иметь буроватый оттенок), средне-легкосуглинистый, бесструктурный; содержание корней в этом горизонте значительно ниже, чем в вышележащем, встречается большое количество щебня почвообразующей породы, минеральные зерна и щебень равномерно обволакивают серовато-желтые мелкоземистые кутаны, признаков натечных гумусово-железистых пленок нет. В горизонте $B_{m,CaCO_3}$, расположенном под горизонтом B_m , или под органично-аккумулятивными горизонтами, а также на нижних плоскостях щебня почвообразующей породы развиты белесовато-светло-серые карбонатные пленки, бурно вскипающие от HCl ; в мелкоземной иногда встречается белесая присыпка от карбонатных пленок (по всему профилю мелкозем не имеет признаков карбонатности). Постепенно горизонт $B_{m,CaCO_3}$ переходит в почвообразующую породу C_{CaCO_3} — щебнистый элюво-делювий или аллювий, на нижних плоскостях которого отмечаются обильные карбонатные пленки.

Степные криоаридные почвы с наличием карбонатных горизонтов встречаются повсеместно на степных участках крутых и пологих горных склонов, в котловинах и на речных террасах.

Второй вариант степных криоаридных почв — без наличия карбонатных пленок в пределах профиля (в почвообразующей породе они могут встречаться). Морфологическая характеристика генетических горизонтов таких почв в целом аналогична изложенной выше. Этот вариант почв встречается значительно реже, чем первый. Он развивается главным об-

разом на степных равнинных участках котловин и речных террас и на пологих горных склонах.

Третий (карбонатный) и четвертый (бескарбонатный) варианты почв имеют буровато-красный горизонт $B_{m,Fe}$ (или $B_{m,Fe}(CaCO_3)$) который придает им характерный «каштановидный» облик. Особенностью горизонта $B_{m,Fe}$ является наличие красноватых (буровато-красных) железистых кутан, встречающихся в большом количестве на щебне почвообразующей породы и равномерно покрывающих минеральные зерна; в максимальной степени они выражены на тяжелых (темноцветных) минералах, в минимальной (как правило, отсутствуют) — на кварце; признаков натечных гумусово-железистых пленок нет, минеральные зерна и щебень равномерно обволакивают мелкоземистые кутаны. В горизонте $B_{m,Fe}(CaCO_3)$ наряду с обычными пленками встречаются двойные железисто-карбонатные кутаны; нижняя красноватая железистая кутана покрыта белесой карбонатной кутаной, вскипающей от HCl . Горизонт $B_{m,Fe}$ (или $B_{m,Fe}(CaCO_3)$) обычно находится под гумусово-аккумулятивным или совмещен с ним. Оба этих варианта почв, в отличие от первого, характеризуются большей степенью разложившимся органического вещества в гумусово-аккумулятивном горизонте, карбонатные пленки выражены значительно слабее, чаще они совсем отсутствуют в пределах профиля.

Степные криоаридные почвы с наличием горизонта $B_{m,Fe}$ (или $B_{m,Fe}(CaCO_3)$) приурочены исключительно к степным участкам равнинных территорий и пологих горных склонов. На крутых горных склонах верхние органично-аккумулятивные горизонты A_0 , A_1 (A_0A_1) могут быть частично или полностью уничтожены в результате эрозионно-гравитационного сноса.

Мощность профиля степных криоаридных почв зависит от характера рельефа: она варьирует от 20—30 см на крутых склонах до 80—100 см на равнинных участках.

Степные криоаридные почвы развиваются на грубообломочном материале (элюво-делювий) сланцев, песчаников; в котловинах и речных долинах — на четвертичных отложениях галечников с прослоями песков, супесей, суглинков. Они имеют легкий механический состав — от супесчаного до легко-, среднесуглинистого; характерно высокое содержание щебнистого материала почвообразующей породы по всему профилю. Мелкоземистая часть не дифференцирована по профилю, содержание илистой фракции ($<0,001$ мм) невысокое. Типичным примером механического состава являются данные по разрезу 569 (табл. 1). Почвы имеют нейтральную, в нижних горизонтах слабощелочную реакцию среды, почвенный пог-

Механический состав степной криоаридной почвы (разрез 569)

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потеря от обработки HCl, %	Фракции размером, мм		
				1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01
A ₁ B _m	6—16	2,04	2,7	25,3	28,2	19,6
B ₁	17—27	1,46	1,8	26,6	34,8	16,0
B ₂	30—40	1,28	2,4	37,1	32,0	12,5
B _m C _{CaCO₃}	45—55	1,41	2,8	38,2	27,2	12,4

Примечание. Аналитик В. С. Зуев.

лошающий комплекс насыщен основаниями, преобладает поглощенный Ca. Для этих почв характерен своеобразный гумусовый профиль; если в верхнем дерновом гумусово-аккумулятивном горизонте в Индигирских вариантах почв содержится 3—6% и в Колымских до 30% гумуса, то в нижележащем горизонте содержание его резко снижается (табл. 2). Характерной особенностью профиля является гуматно-фульватный состав гумуса в верхних и фульватный в нижних горизонтах (табл. 3). Содержание агрессивных фракций 1 гуминовых кислот невелико, в то время как фракций 1 фульвокислот — повышенное (при низком содержании фракции 1а), особенно в верхних горизонтах; содержание фракций 2 гуминовых и фульвокислот повышенное. В нижних горизонтах органическое вещество характеризуется упрощенным составом, отсутствуют фракции 1 и 3 гуминовых кислот; характерной особенностью является высокое содержание негидролизуемого остатка. Перераспределение различных фракций гумуса по профилю почвы поверхностно-аккумулятивное и недифференцированное. Анализ вытяжки Тамма, Мера и Джексона (табл. 2) свидетельствует о сравнительно стабильном распределении аморфных и окристаллизованных форм железа; их увеличение наблюдается в верхней части профиля в ожелезненных горизонтах A₁B_{m, Fe} и B_{m, Fe} в разрезе 48. Содержание подвижного SiO₂ и особенно Al₂O₃ незначительное.

Особенности гумусового профиля

Толкование генезиса гумусового профиля и состава органического вещества степных криоаридных почв наиболее разноречиво.

Гумусовый профиль этих почв характеризуется высоким

Таблица 1
(% на абсолютно сухую навеску)

0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
8,9	11,5	6,5	26,9
5,7	10,9	6,0	22,6
4,1	9,1	5,2	18,4
4,7	10,6	6,9	22,2

содержанием органического вещества в дерновом (грубогумусовом или гумусово-перегнойном) горизонте и довольно резким его снижением в нижележащих. Состав гумуса также специфичен: преобладают фульвокислоты, значительное содержание фракции 1, довольно высокое содержание фракций 2 гуминовых и фульвокислот, а также гуминов (нерастворимого остатка).

Существуют две точки зрения, объясняющие столь специфические свойства органического вещества. Е. М. Наумов и А. А. Андреева [1963] резкое увеличение содержания «подвижных» фракций фульвокислот вниз по профилю объясняют их иллювинованием, фульватный состав гумуса — своеобразным сочетанием признаков степного и таежного почвообразования. В. И. Волковинцер [1977а] считает, что основным источником накопления гумуса является его образование *in situ* за счет подземной (корневой) фитомассы. Надземные и подземные части растений в рассматриваемых ландшафтах резко различаются по своим запасам. Надземные органы растений обычно сильно разрежены, покрытие редко превышает 30%; подземные характеризуются мощностью и сильной разветвленностью. Резкая дифференциация содержания гумуса по профилю почв обусловлена поверхностной концентрацией корневой системы (в верхнем 20—30-сантиметровом слое концентрируется 70—90% их общего содержания). Фульватный состав гумуса объясняется трансформацией значительной части новообразованных гуминовых кислот в гумины.

Наши макро-, мезо- и микроморфологические исследования показали, что в профиле степных криоаридных почв отсутствуют признаки иллювинования гумуса — его натечные формы. Характер органогенного горизонта аккумулятивный — это смесь растительных остатков различной степени разложившихся с минеральными зёрнами, равномерно покрытыми гумусовыми пленками, образовавшимися *in situ*. Таким образом, наши данные подтверждают точку зрения В. И. Волковинцера об отсутствии иллювинования и аккумулятивном фульватном гумусообразовании в этих почвах. Отсутствие признаков иллювиально-гумусового процесса позволяет предположить первоначальную роль метаморфических процессов преобразования силикатной части профиля почвы.

Физико-химическая характеристика степных криоаридных почв

Горизонт	Глубина, см	рН водный	Гумус, %	CO ₂ карбонатов, %	Поглощенные основания, мг-экв./100 г почвы			Гидролитическая кислотность по Каппену, мг-экв.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	I Fe ₂ O ₃	II Fe ₂ O ₃ по Меру и Джексону	I Fe ₂ O ₃ / II Fe ₂ O ₃ %
					Ca	Mg	сумма						
					По Тамму								

Разрез 1. (Е. В. Кулинская). Левый берег р. Индигирка, устье р. Иньяли (100 км от пос. Усть-Нера), склон террасы 30°, темно-серые сланцы с примесью эффузивов и песчаников

150	A ₁	0-3	6,4	5,6	—	3,0	0,6	3,6	—	—	—	—	—
	A ₁ B _m , CaCO ₃	3-10	6,4	3,1	—	9,8	1,9	11,7	—	—	0,97	1,46	65
	A ₁ B _m , CaCO ₃	10-15	6,8	2,2	—	9,6	2,2	11,8	—	—	0,85	1,76	48
	B ₁ m, CaCO ₃	16-20	7,0	1,8	—	8,8	2,5	11,3	—	—	—	—	—
	B ₂ m, CaCO ₃	20-30	7,1	1,3	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—
	B ₂ m, CaCO ₃	30-40	7,1	1,3	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—
	B ₂ m, CaCO ₃	45-55	7,8	1,1	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—
	B mC CaCO ₃	60-70	7,8	—	1,32	—	—	—	—	—	0,79	1,35	58

Разрез 48. (Е. В. Кулинская). Правый берег р. Индигирка (окрестности пос. Тюбелях), ровная поверхность террасы реки, песчано-галечниковый аллювий

	A ₁ B _m , fe	0-7	6,6	5,9	—	5,3	0,6	5,9	—	—	1,71	3,02	57
	B _m , fe	7-10	6,9	1,7	—	9,8	1,7	11,5	—	—	1,45	1,95	74
	B _m	14-24	6,9	1,0	0,00	6,9	1,3	8,2	—	—	0,79	1,85	32
	B _m C	28-38	7,4	—	0,00	—	—	—	—	—	0,97	1,95	50
	C CaCO ₃	50-56	7,9	—	2,64	—	—	—	—	—	0,73	2,54	28

Разрез 562**. (Г. М. Быстряков). Правый берег р. Сусуман (левый приток р. Колыма), склон южной экспозиции 25°, элюво-делювий темно-серых сланцев

	A ₀	0-2	6,2	86,42*	—	92,5	15,0	107,5	15,2	—	—	—	—
	A ₀ A ₁ , CaCO ₃	2-7	7,6	29,1	—	122,5	5,0	127,5	5,0	—	—	—	—
	B ₁ m, CaCO ₃	10-20	7,4	3,9	—	30,0	1,9	31,9	1,8	—	—	—	—
	B ₂ m, CaCO ₃	30-40	7,1	3,6	—	30,0	1,0	31,0	1,8	—	—	—	—
	BC _m , CaCO ₃	45-55	7,7	3,8	—	30,0	1,5	31,5	0,0	—	—	—	—

Разрез 568**. (Г. М. Быстряков). Левый берег р. Берелех (левый приток р. Колыма), склон юго-западной экспозиции 35°, элюво-делювий темно-серых сланцев

151	A ₀	0-2	6,8	87,80*	—	95,0	5,0	100,0	15,1	—	—	—	—
	A ₀ A ₁	5-15	7,2	20,3	—	57,5	2,5	60,0	14,6	—	—	—	—
	A ₀ A ₁ B _m	20-30	7,2	10,7	—	41,0	2,5	43,5	1,3	—	—	—	—
	A ₁ BC _m , CaCO ₃	35-45	7,7	6,3	—	47,0	2,0	49,0	0,0	—	—	—	—

Разрез 569**. (Г. М. Быстряков). Правый берег р. Мальдяк (левый приток р. Берелех), склон южной экспозиции 20°, элюво-делювий темно-серых сланцев

	A ₀	0-2	7,0	87,73*	—	86,4	13,1	99,5	13,4	—	—	—	—
	A ₀ A ₁	2-6	7,4	23,2	—	45,2	9,1	54,3	11,2	0,21	0,14	0,67	—
	A ₁ B _m	6-16	6,6	4,3	—	16,3	2,8	19,1	0,0	0,18	0,01	0,75	—
	B ₁ m	17-27	6,5	2,4	—	10,5	2,1	12,6	0,0	0,13	0,01	0,89	—
	B ₂ m	30-40	6,5	2,1	—	9,8	1,3	11,1	0,0	0,17	0,01	0,75	—
	BC _m CaCO ₃	45-55	6,9	2,1	—	11,1	1,8	12,9	0,0	0,12	0,01	0,59	—

* Потери при прокаливании.

** Аналитики Н. А. Ачкасова, Н. Г. Корепанова, Л. Н. Рогова, С. П. Артемьева.

Групповой и фракционный состав гумуса

Горизонт	Глубина, см	С _{общ.} , %	% к С _{общ.}			
			С гуминовых кислот			
			1	2	3	сумма
A ₀ A ₁	2—6	18,71	1,8	11,0	4,6	17,5
A ₁ B _m	6—16	2,47	5,0	8,7	1,8	15,5
B _{1m}	17—27	1,38	3,0	4,1	1,0	8,1
B _{2m}	30—40	1,22	0,0	2,0	0,0	2,0
B _m CaCO ₃	45—55	1,21	0,0	3,3	0,0	3,3

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории почвоведения БПИ

Генетическая сущность горизонта В_{m, fe}

Важной морфолого-генетической особенностью одного из вариантов степных криоаридных почв является наличие горизонта В_{m, fe} или В_{m, fe}(CaCO₃), который находится под гумусовым горизонтом или совмещен с ним. Вопрос о генетической сущности этого горизонта представляется очень интересным, тем более что условия и механизм его образования ранее в литературе не обсуждались.

Мы предлагаем гипотезу о реликтовом характере горизонта В_{m, fe} — его образовании под лесной растительностью (при господстве более влажного и теплого климата).

Сравнительный анализ встречаемости этого горизонта в почвах различных ландшафтов показывает, что он характерен для почв, развитых под лесом, прилегающим к степным участкам, на опушках и равнинных степных участках (на всех позициях, положение которых наиболее благоприятно для заселения лесом) и отсутствует в почвах средних и крутых частей склонов южной экспозиции (на исконно степных, не покрывавшихся лесом участках).

Лесное почвообразование горизонтов В_{m, fe} подтверждается также:

а) наличием погребенных углей в профиле этих почв;
 б) обратной корреляцией между степенью выраженности горизонта В, унаследованного от таежной стадии почвообразования, и дернового, а также карбонатного горизонтов современного степного почвообразования;

в) наличием двухслойных железисто-карбонатных кутан на щебне почвообразующей породы и минеральных зернах; нижняя железистая кутана свидетельствует о фазе бывшего лесного почвообразования, верхняя карбонатная является современной.

степной криоаридной почвы (разрез 569)

Ia	С фульвокислот				С негидролизуемого остатка	С _{гк} С _{фк}
	1	2	3	сумма		
	2,0	14,6	6,4	1,7		
2,6	11,5	8,3	2,4	24,8	59,7	0,63
3,6	8,9	7,0	4,1	23,6	68,3	0,34
2,4	8,5	5,8	3,8	20,5	77,5	0,10
2,9	5,1	6,5	4,7	19,2	78,5	0,12

ДВНЦ АН СССР Н. В. Хавкиной.

Механизм образования горизонта В_{m, fe} может быть связан либо с иллювинованием железа, либо с выветриванием и ожелезнением *in situ* (метаморфизм). По-видимому, имели место оба процесса, но преобладали метаморфические явления, так как:

а) отсутствует корреляция между содержанием гумуса и степенью выраженности горизонта В_{m, fe};

б) практически отсутствуют натечные органо-железистые кутаны;

в) кутаны равномерно покрывают зерна первичных минералов;

г) в максимальной степени железистые кутаны выражены на тяжелых железосодержащих минералах, в минимальной (обычно отсутствуют) — на кварце.

Эту совокупность свойств можно считать результатом своеобразного внутригоризонтного выветривания, при котором происходило интенсивное освобождение окислов железа и закрепление их на месте (в гидратированном состоянии) в виде пленок на зернах минералов. Вследствие своеобразного сочетания гидротермических условий — обилие тепла летом при переменном преимущественно недостаточном увлажнении (чередовании влажного и засушливого периодов) и сильном промерзании зимой — железистые соединения дегидратировались, что вызвало появление «каштановидной» окраски (покраснение на фоне гумусовой прокраски профиля).

Сочетание выветривания *in situ* и дегидратации окислов железа в условиях нейтральной и слабощелочной среды известно как процесс «рубификации», он свойствен почвообразованию теплых и жарких полуаридных переменновлажных областей [Дюшофур, 1970]. В условиях холодного климата с более контрастной сменой периодов увлажнения и иссушения, вероятно, имел место процесс, аналогичный (или близкий)

«рубefикации». В силу того что на равнинных участках и пологих склонах контрастность периодов увлажнения и иссушения выражена наиболее ярко, образование дегидратированных соединений железа, появление буровато-красных кутан, в особенности в верхней части профиля почв, происходило наиболее активно; на крутых склонах, где промачивание верхней части профиля почв не осуществлялось из-за интенсивного поверхностного стока осадков в гидросеть, эти процессы были подавлены.

В современных условиях реликтовые признаки «рубefикации», кроме того, усиливаются близкими процессами (но выраженными значительно слабее), под воздействием которых происходит ожелезнение верхних горизонтов почв и скальных поверхностей — образование плотных дегидратированных железистых лаков пустынного загара, аналогичных формирующимся в аридных областях Арктического и Антарктического полярного пустынного секторов [Глазовская, 1973]. Наличие плотных лакированных красновато-бурых корочек в районах исследования отмечается повсеместно (как на щебне почвообразующих пород в пределах почвенных профилей, так и на скальных поверхностях).

Необходимо отметить также аналогичию карбонатных аккумуляций в степных криоаридных почвах и почвах аридных полярных областей. В виде солевых (карбонатных) корочек, натеклов, боронок они образуются на нижних плоскостях щебня почвообразующей породы, куда перемещаются (в периоды увлажнения) наиболее растворимые продукты выветривания и почвообразования. Кратковременность влажного периода способствует образованию карбонатных аккумуляций зачастую с поверхности почвы. Образование в ряде случаев второго (поверхностного) карбонатного горизонта можно связать с подтягиванием растворов солей в сухой период (к зоне иссушения), а также с вторичным образованием карбонатных аккумуляций в «выщелоченной» от солей верхней части профиля почв.

Строение почвенного покрова холодных степных ландшафтов

Почвенный покров холодных степных ландшафтов довольно сложен, характеризуется многообразием почвенных разностей. Его дифференциация связана с разнообразием автономных почв и формированием спектра гетерономных в различной степени гидроморфных почв.

Автономные почвы

1. Собственно степные криоаридные почвы — это почвы с моногенетическим профилем, которые делятся по характеру

гумусообразования, содержанию гумуса, наличию и положению в профиле карбонатных новообразований, мощности органического горизонта и генетического профиля, степени щебнистости, эродированности (наличию или отсутствию верхних генетических горизонтов).

2. Степные криоаридные почвы с наличием реликтовых признаков — это почвы с полигенетическим профилем, подразделяющиеся на варианты: с признаками гидроморфизма (торфообразования, оглеения), криогенеза, таежного почвообразования, с погребенными горизонтами и профилями почв.

Собственно степные криоаридные почвы распространены наиболее широко: на крутых и пологих горных склонах, на ровных участках — в котловинах и на речных террасах.

Формирование наиболее контрастных вариантов почв, низкогумусных и высокогумусных, можно связать с особенностями биологической активности почв в различных регионах холодной аридной области, обусловленной различиями их термического и главным образом гидрологического режимов. В наиболее континентальных районах, характеризующихся максимальной холодностью и аридностью (с наиболее жестким гидротермическим режимом), формируются низкогумусные почвы с содержанием гумуса в верхнем горизонте (2—3%); в районах с более теплым климатом и, главное, характеризующихся относительно невысокой аридизацией климата (с более мягким гидротермическим режимом), формируются высокогумусные — гумусово-перегнойные варианты почв. Так, в верховьях р. Индигирка с ультраконтинентальным и экстремально аридным климатом почвы содержат в верхнем дерновом горизонте 5—6% гумуса; в верховьях р. Колыма, где степень континентальности и аридности заметно ниже, содержание гумуса резко возрастает до 20—30%, он более грубого состава.

Наличие в профиле степных криоаридных почв карбонатных новообразований, глубина их залегания (положение горизонта карбонатной аккумуляции) зависят главным образом от геоморфологических условий. Если в почвах склонов карбонатные новообразования появляются по нижним граням щебня сразу с дернового горизонта, а на глубине 20—30 см покрывают щебень мощными пленками, то в почвах ровных участков карбонатные аккумуляции менее мощны (появляются в нижней части профиля) и более редки, иногда отсутствуют.

В зависимости от геоморфологических условий почвы различаются также по мощности органического горизонта, генетического профиля, по степени щебнистости, эродированности. На крутых склонах развиты маломощные высокощебнистые почвы с небольшим органическим горизонтом, зачастую эродированы, на дневную поверхность выходят щебнисто-мелкоземистые горизонты; на ровных участках формируются более

мощные малощебнистые почвы с развитым органомным горизонтом.

Автономные степные криоаридные почвы, имеющие различные «чуждые» степному почвообразованию (реликтовые) признаки, встречаются на пологих склонах, в котловинах и на речных террасах. Признаки криогенеза (криогенная ореховатая структура) и гидроморфизма (торфянистые горизонты), как правило, сопряжены. Они характерны для положений, которые при большей степени атмосферного увлажнения могли быть заняты полугидроморфными почвами (выположенные участки, подножия склонов с относительно мощными рыхлыми наносами). Признаки таежного почвообразования (наличие буровато-красного горизонта $V_{m, fe}$, аналогичного развивающемуся в современных лесных почвах, древесные угли) обычны для участков, на которых в прошлом при большей атмосферной увлажненности могли произрастать мезофильные леса — опушки лесных массивов на контакте степь — лес, хорошо дренированные пологие склоны и террасы рек (часто здесь встречаются остатки деревьев). Погребенные горизонты (иногда это прослой черного цвета, возможно угли) и профили распространены весьма широко на равнинных участках. Погребенные профили обычно имеют признаки криогенеза и гидроморфизма. Несоответствие всех этих признаков современному характеру почвообразовательного процесса и растительности позволяет считать их реликтовыми.

Анализ строения почвенного покрова холодных степных ландшафтов, встречаемости в профилях почв признаков, не соответствующих современному почвообразовательному процессу, позволяет предположить, что в недавнем прошлом климат был более влажным. Лесные (таежные) мезофильные и полугидроморфные ландшафты были распространены значительно шире. Степные ландшафты сохранялись лишь на крутых склонах южных экспозиций. Почвы в этих положениях не имеют признаков полигенеза (реликтовых признаков) и являются исконно степными. И другой важный момент: степные участки за последнее время расширили свой ареал. Эти выводы соответствуют данным В. А. Шелудяковой [1938], М. Н. Караваева [1945].

Гетерономные почвы

В подчиненных условиях формируются своеобразные почвы, сочетающие признаки степного и гидроморфного почвообразования. Даже небольшое дополнительное увлажнение приводит к усилению гумусоаккумуляции, что выражается в повышении мощности горизонта A_1 и появлении оглеения, минеральные горизонты приобретают желтовато-серые тона со ржавыми пятнами, появляется ореховатая криогенная струк-

тура, карбонатные пленки выражены слабо, иногда исчезают. В результате наряду с автономными почвами формируются почвы лугово-степного облика. Дальнейшее усиление гидроморфизма вызывает торфообразование, усиливает оглеение, что приводит к появлению своеобразных торфянисто-глеевых почв. В аккумулятивных условиях, кроме того, происходит наложение процессов окисления и засоления. Такие почвы имеют слабо развитый горизонт A_1 , профиль с поверхности засолен (вскипает от HCl), имеет признаки оглеения. В транзитных условиях характерно обескарбонирование и отсутствие засоления.

Таким образом, по характеру почвенного покрова степные участки, встречающиеся в ультраконтинентальных холодных аридных районах Восточной Сибири и Крайнего Северо-Востока СССР, представляют собой сложное организованные ландшафты с широким спектром своеобразных автономных и гетерономных почв.

Классификационные проблемы

Решить вопрос о классификационном положении автономных почв степных ландшафтов холодных аридных районов на данном этапе исследования довольно сложно.

В настоящее время эти почвы или выделяют в самостоятельный генетический тип, или относят к уже известным типам.

В литературе почвам холодных степных ландшафтов даны довольно разнообразные названия, в которых авторы старались подчеркнуть специфичность почвообразования: подзолистые и скрыто-подзолистые [Шелудякова, 1938], каштановидные суглинки [Яровой, 1939], мерзлотно-таежные степные [Зольников, 1954], лугово-степные [Васьковский, 1960], горно-степные черноземовидные [Герасимов, 1963], таежно-степные [Наумов, Андреева, 1963], сухостепные каштановидные [Волковинцер, 1974], горно-мерзлотные темно-каштановые и мерзлотные черноземы [Коноровский, Скрыбин, 1976], степные криоаридные [Волковинцер, 1977а]. В большинстве предложенных вариантов генетическая (классификационная) сущность почв холодных степных ландшафтов рассматривается по аналогии с таковой наиболее близких им степных почв теплых аридных районов — каштановых почв, черноземов; при этом отмечается наличие у них некоторых специфических особенностей, свойственных почвам мерзлотно-таежных ландшафтов. Наиболее широко встречается трактовка этих почв как «каштановидных». Однако, кроме физиономической близости, и то не всегда выраженной, они не имеют ничего общего с каштановыми почвами. В. И. Волковинцер

[1977а, б], сравнивая особенности состава и природу гумуса почв холодных степных ландшафтов и каштановых почв умеренно теплых и теплых сухих степей, формирующихся в условиях, близких по увлажнению (аридных районов), но резко различных по температурному режиму, убедительно доказал полную специфичность степного холодного аридного почвообразования. Коренное отличие почв холодных степных ландшафтов от каштановых заключено в количественном содержании и ином составе гумуса. Если у первых содержание гумуса довольно высокое, он грубого состава, в нем преобладают фульвокислоты и гумины, то во втором — гумуса значительно меньше, он более тонкого состава, в нем преобладают гуминовые кислоты. По сравнению с каштановыми почвами микробные ассоциации, населяющие эти почвы, также отличаются сравнительно большей численностью всех групп микроорганизмов. В то же время деятельность микроорганизмов, приводящих к минерализации и гумификации растительные остатки, лимитируется здесь более низкой влажностью и жестким температурным режимом. В результате этого общая биологическая активность почв холодных степных ландшафтов в 15—50 раз ниже, чем у каштановых почв. Таким образом, морфолого-генетические особенности почв холодных степных ландшафтов не соответствуют представлениям о почвообразовании, имеющем место в каштановых почвах. Поэтому представляется неверным выделение этих почв в рамках своеобразного провинциального типа особых каштановых («каштановидных») почв и объединение их с каштановыми почвами Бурятии, Монголии, Алтая [Волковинцер, 1974], а также рассмотрение их в типе горно-мерзлотных темно-каштановых почв [Коноровский, Скрыбин, 1976].

Нет основания и относить эти почвы к «черноземовидным» [Герасимов, 1963] или к мерзлотным черноземам [Коноровский, Скрыбин, 1976]. Предлагаемый вариант выделения почв холодных степных ландшафтов в тип «таежно-степных» [Наумов, Андреева, 1963], имеющих признаки и степного, и таежного почвообразования, довольно неопределенный; название почвы в данном случае отражает ландшафтный характер (как, впрочем, и у В. Г. Зольникова — «мерзлотно-таежные степные», и у А. П. Васьковского — «лугово-степные»), не раскрывающий специфики почвообразования.

На наш взгляд, данные почвы следует рассматривать в надтиповой группе экстраконтинентального аридного холодного почвообразования, как предложено В. И. Волковинцером [1976, 1977а, б]. В рамках группы экстраконтинентального холодного аридного почвообразования почвы степных ландшафтов следует выделить в самостоятельный генетический тип под предварительным термином «степные криоаридные почвы». Данный термин наиболее удовлетворительно подчерки-

вает специфику почвообразования, резко отличает эти почвы от наиболее близких аналогов.

В рамках типа степные криоаридные почвы можно разделить на два подтипа — низкогумусовые и высокогумусовые, — связанные с различиями в степени аридности и континентальности некоторых районов (провинций) холодной аридной области. Формирование низкогумусовых степных криоаридных почв, по нашим и литературным данным, характерно для обширной территории экстрааридных ультраконтинентальных районов Центральной Якутии (в верховьях р. Индигирка), а высокогумусовых — восточнее, в ряде континентальных районов Крайнего Северо-Востока СССР, в частности в верховьях р. Колыма (в бассейнах рек Кулу, Аян-Юрях, Берелех, Детрин, левобережье Колымы и т. д.).

В заключение необходимо подчеркнуть, что выделенный генетический тип степных криоаридных почв может рассматриваться как звено в обширной группе почв аридного почвообразования. Эта группа (на высшем таксономическом уровне) объединяет почвы арктических и антарктических полярных пустынь, субполярных холодных криоаридных степей, бореальных и суббореальных степей и пустынь, субтропических, тропических и экваториальных сухих и пустынных степей, ксерофитных редколесий и пустынь. Их объединяет насыщенность, карбонатность, нейтрально-щелочная реакция, аккумулятивный характер гумусообразования (фульватного типа), метаморфический характер преобразования минеральной части профиля почв, относительно низкая степень глинообразования и гумусонакопления (повышенное гумусонакопление наблюдается в периферийных менее аридных и континентальных районах). Этим почвам также свойственны выраженные в той или иной степени процессы дегидратации окислов железа, приводящие к появлению характерной красноватой окраски профиля.

ЛИТЕРАТУРА

- Васьковский А. П. Географические особенности почв в лесной области Крайнего Северо-Востока СССР.— В кн.: Краеведческие записки. Магадан: Кн. изд-во, 1960, с. 72—108.
- Волковинцер В. И. Сухостепные почвы Яно-Оймяконского нагорья.— Почвоведение, 1974, № 4, с. 11—19.
- Волковинцер В. И. Климатические особенности степного почвообразования в экстраконтинентальных районах Азиатской части СССР.— В кн.: География и генезис почв Сибири. Новосибирск: Наука, 1976, с. 77—86.
- Волковинцер В. И. О различиях гумусообразования в степных почвах холодных и умеренно теплых аридных территорий Евразии.— В кн.: Проблемы сибирского почвоведения. Новосибирск: Наука, 1977а, с. 117—129.
- Волковинцер В. И. Почвообразующие породы и характер выветривания в холодных аридных районах Азиатской части СССР.— В кн.: Исследования почв Сибири. Новосибирск: Наука, 1977б, с. 29—44.
- Волковинцер В. И., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. О составе гли-

нистых минералов некоторых экстраконтинентальных районов Азиатской части СССР.— Почвоведение, 1975, № 8, с. 130—138.

Герасимов И. П. Самобытность генетических типов почв Сибири.— В кн.: Сибирский географический сборник. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 2, с. 7—27.

Глазковская М. А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.

Глазковская М. А. Почвы Мира. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1973. 429 с.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970. 591 с.

Зольников В. Г. Почвы восточной половины Центральной Якутии и их использование.— Материалы природных условий и сельского хозяйства Центральной Якутии. Якутск, 1954, вып. 1, с. 22—55.

Караваев М. Н. Краткий анализ флоры степей Центральной Якутии.— Бот. ж., 1945, т. 30, № 2, с. 62—76.

Караваев М. Н. Краткая характеристика флоры Якутии.— ИДВШ. Биол. науки, 1958а, № 2, с. 102—107.

Караваев М. Н. Фрагменты реликтовых степей с *Helictotrichon Krylovii* (N. Pavl) Nangard в Якутии.— Бот. ж., 1958б, т. 43, № 4, с. 481—489.

Караваев М. Н., Добрецова Л. В. Краткий очерк растительности долины р. Неры в ее нижнем течении (бассейн верхней Индигирки).— Бот. ж., 1964, т. 49, № 11, с. 1544—1559.

Караваев М. Н., Скрябин С. З. Растительный мир Якутии. Якутск, 1971. 127 с.

Коноровский А. К., Скрябин С. З. Растительность и почвы среднего течения Индигирки. Якутск, 1976.

Наумов Е. М., Андреева А. А. Почвы остепненных склонов Яно-Индигирского нагорья.— Почвоведение, 1963, № 3, с. 62—70.

Работнов Т. А. О степях Центральной Якутии.— Природа, 1945, № 2, с. 65—66.

Скрябин С. З. Фрагменты тонконоговой степи в среднем течении р. Индигирки.— Бот. ж., 1964, т. 49, № 7, с. 989—996.

Хохряков А. П., Шаткаускас А. В. О степной флоре в бассейне верхней Колымы.— В кн.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973, с. 136—140.

Шелудякова В. А. Растительность бассейна р. Индигирки.— Сов. ботаника, 1938, № 4—5, с. 43—79.

Шелудякова В. А. Растительность Верхоянского района Якутской АССР, Якутск, 1948. 62 с.

Шелудякова В. А. Степная растительность Якутского Заполярья.— Тр. Ин-та биологии ЯФ АН СССР. Ботаника, 1957, вып. 3, с. 68—82.

Юрцев Б. А. Флора Сунгар-Хаята.— В кн.: Проблемы истории высокогорных ландшафтов северо-востока Сибири. Л.: Наука, 1968.

Яровой М. И. Растительность бассейна реки Япы и Верхоянского хребта.— Сов. ботаника, 1939, № 1, с. 21—35.

А. П. САПОЖНИКОВ

О ПРИНЦИПАХ ОЦЕНКИ ЛЕСНЫХ ПОЧВ МЕРЗЛОТНОЙ ЗОНЫ В ЦЕЛЯХ ИХ ОХРАНЫ И РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Вторжение человека в природную среду чревато необратимыми ее трансформациями, влекущими за собой ряд негативных последствий. К числу наиболее уязвимых и после разрушения по существу невозпроизводимых природных ресурсов относятся земельные ресурсы. В условиях бурного освоения малообжитых районов увеличивается изъятие земель из фонда биологического продуцирования [Сапожников, Шейнгауз, 1975].

Источниками необратимых трансформаций лесных земель являются пожары, рубка леса, нерегламентированные распашка и раскорчевка, открытые горнопромышленные разработки, занятие площадей объектами гражданского и промышленного строительства и т. п. Все причины, кроме направленных на сознательное отчуждение земель из фонда биопродуцирования, влекут за собой изменения основных процессов в биогеоценозе, определяющих направленность почвообразования (табл. 1). Во многих случаях это влечет за собой деградацию и деструкцию почв. Потенциально наиболее катастрофическими являются пожары и горнопромышленные разработки. Всякое изъятие земель из биопродуцирования или перераспределение их между землепользователями, особенно в условиях весьма неустойчивого плодородия, каковыми являются области мерзлотной зоны, может привести к отрицательным необратимым трансформациям в результате нарушения экологического равновесия.

В отношении сельскохозяйственных земель Законодательство СССР дает достаточно регламентаций для исключения неоправданного сокращения их ресурсов. Однако основным земледондодержателем является лесное хозяйство, для которого земельные ресурсы далеко не всегда являются предметом самостоятельной заботы и охраны.

На территории Магаданской области, как и на всем Дальнем Востоке, подавляющая часть земельных ресурсов находится в ведении лесного хозяйства. В пределах области они

Таблица 1

Влияние антропогенных и стихийных факторов на некоторые процессы в биогеоценозе

Фактор	Ускоренная минерализация органического материала с одновременным выносом ее продуктов	Единовременный вынос органического материала	Эрозия и деградация	Изменение направленности и интенсивности круговорота веществ
Пожар	+	+	+	+
Ветровал и бурелом	—	—	+	+
Наводнение	—	+	+	—
Рубка	—	+	+	+
Пастьба	—	+	+	+
Сжигание порубочных остатков	+	+	—	—
Раскорчевка	—	+	+	Возможно
Открытые горнопромышленные разработки	—	+	+	+

Примечание. Знаками + и — отмечены проявление и отсутствие процесса.

составляют 62% всех земель. Причем почти половина земель представлена нелесными площадями — 48,5% от площади гослесфонда. Среди последних, по данным Н. И. Кречетова и А. С. Шейнгауза [1969], преобладают небоиопroduцирующие земли (гольцы, каменные осыпи, пески и т. п.), составляющие 30%, и болота — 17%; земли сельскохозяйственного назначения сосредоточены в основном в гослесфонде — 92%.

Преобладающими, как на территории области в целом, так и в гослесфонде, являются горные почвы: горно-тундровые — 45% и горно-таежные — 30% [Наумов, 1971]. Основные почвенные ресурсы, являющиеся источником фонда сельскохозяйственного освоения, приурочены к равнинным территориям таежной зоны.

Очевидно, принятие любого хозяйственного решения должно исходить в первую очередь из комплексной географической оценки каждого конкретного участка предполагаемого освоения. Такая оценка должна исходить из наличия достаточных сведений о всех природных компонентах, оптимальным вариантом является кадастровая оценка земель, но это, по-видимому, дело будущего.

Кроме сравнительной предварительной оценки отдельных участков необходим прогноз возможных трансформаций при их освоении. Это заставляет искать пути и методы, позво-

ляющие объективизировать оценку природных ресурсов, что особенно важно для слабоосвоенных, но развивающихся территорий, к которым можно отнести и Магаданскую область. Здесь почвы и земельные ресурсы изучены еще далеко недостаточно, хотя для равнинной части таежной зоны и по зоне тундры имеются довольно детальные разработки. Хуже обстоит дело с горно-лесными территориями.

Известно, что охрана природы начинается с организации рационального природопользования. Применительно к земельным ресурсам это, по нашему мнению, означает: 1) оценить потенциальную уязвимость почв, что дает основу для прогнозирования возможных последствий антропогенного и стихийного экстремального воздействия на них; 2) классифицировать земельные ресурсы хотя бы по их потенциальной биопroduцирующей однородности и таким образом получить сравнительную оценку конкретных земельных участков.

Оценить уязвимость почв — значит определить верхний количественный предел воздействия на них, за которым начинается необратимое разрушение почв. Для оценки сельскохозяйственных земель, испытывающих прямое техногенное воздействие, имеются такие методы, которые, хотя и разработаны для конкретных географических условий, принципиально применимы и более широко [Конке, Бертран, 1962; Гудзон, 1974; Gibbons, Naans, 1974]. Относительно лесных земель этот вопрос почти не разработан. Известна классификация С. Виска [Wisk, 1959], которым предложена 7-классная шкала оценки потерь качества почв в результате послепожарных изменений гидрологического режима и эрозийной устойчивости почв. Другие методы обычно не затрагивают горно-лесных территорий. Разработанная С. Виском шкала может применяться для определения ущерба, но неприемлема для прогнозных целей.

Следует иметь в виду, что оценка уязвимости природных объектов необходима не только для сравнительной характеристики последних, но и при выполнении географической (природоохранной) экспертизы проектов, связанных с использованием и трансформацией природных, в первую очередь земельных, ресурсов.

Очевидно, что выбираемые для оценки потенциальной уязвимости признаки должны быть понятны широкому кругу практических работников. В настоящее время разработан вариант подобной оценки. Автором [Сапожников, 1976] предложена шкала, основанная на имеющейся или легко доступной к получению информации. Это позволяет уже сегодня использовать выбранные критерии при оценке проектов и принятии хозяйственных решений. Одним из путей совершенствования предложенной шкалы является дифференциация выбранных признаков (фрагментарность или развитость почв,

крутизна склона, каменистость, подстилка, дренированность, связность и структура почв) по их значимости в деструкции и деградации почв, а также классификация видов воздействия по их роли в необратимости происходящих трансформаций. В шкале не учтена мерзлотность почв. Однако сейчас не представляется возможным дать какую-либо количественную классификацию мерзлоты, оценивающую ее роль в уязвимости и соответственно в разрушении почв под воздействием антропогенных факторов.

В целях организации землепользования предпринята попытка классифицировать почвенный покров области по его потенциальной биологической продуктивности с использованием системы балльных оценок. За основу была взята классификация Е. Мюкенгаузена [Mückenhausen, 1973], который все почвы земного шара разделил на неплодородные, умеренно плодородные, среднеплодородные и высокоплодородные. При менительно к лесным почвам, точнее лесным землям, хоть и косвенно, но оцениваемым бонитетом леса, оказалось возможным выделить следующие категории земель по наличию и потенциальному продуцированию: неплодородные (гольцы, пески и т. п.); нелесопродуцирующие (тундровые, горно-тундровые), нелесопродуцирующие без коренной мелиорации (болотные); малоплодородные (мерзлотно-таежные); умеренно-плодородные (длительно-сезонномерзлотные горно-таежные, буро-таежные, горно-карбонатные); потенциально среднеплодородные (периодически переувлажняемые равнинные лесные почвы); среднеплодородные (горно-лесные бурые и лесные бурые почвы) ¹.

Каждая из указанных категорий разделена по уязвимости, при этом для районирования ограничили разделением их на слабоуязвимые и уязвимые. К первым были отнесены все равнинные почвы, к последним — все горные, обычно слаборазвитые и малоустойчивые против внешних воздействий, эрозивно опасные. В рамках этих групп произведена дифференциация по почвообразующим породам. Далее был составлен систематический список почв области. Основой послужили опубликованные работы по Магаданской области, а также почвенная карта масштаба 1 : 4 000 000.

В систематический список почв Магаданской области вошли следующие почвы: горно-тундровые и тундровые, тундровые в комплексе с торфяно-болотными, дерновые субарктических лугов, горно-таежные подзолистые и кислые неоподзоленные, глеево-подзолистые, подзолистые (дерново-таежные), подзолисто-болотные и перегнойно-торфяно-болотные.

Все почвы были систематизированы по указанным выше

¹ Номенклатура почв приводится по «Почвенно-географическому районированию СССР» [1962].

Т а б л и ц а 2

Оценка структуры почвенного покрова

по плодородию	Категория земель		Основные типы (группы типов) почв	Оценка, балл		
	по уязвимости	по почвообразующим породам				
Неплодородные	Не	дифференцируются	Гольцы и т. п.	0		
Нелесопродуцирующие	Уязвимые	Не дифференцируются	Горно-тундровые	1		
	Слабоуязвимые	Не дифференцируются	Тундровые и тундрово-болотные	2		
Нелесопродуцирующие без коренной мелиорации	Не	дифференцируются	Нелесные почвы болотного ряда	3		
Малоплодородные	Уязвимые	На кристаллических породах	Горные мерзлотно-таежные	4		
		На песчанках и глинистых сланцах		5		
		На известняках		6		
		На кристаллических основных породах		7		
		Слабоуязвимые	Не дифференцируются	Мерзлотно-таежные равнинные	8	
		Потенциально среднеплодородные	Слабоуязвимые	Не дифференцируются	Лесопродуцирующие почвы болотного ряда	9
				Уязвимые	Горно-таежные длительно-сезонномерзлотные	10
Умеренно плодородные	Уязвимые	На песчанках и сланцах		11		
		На известняках		12		
		На кристаллических основных породах		13		
	Слабоуязвимые	Не дифференцируются	Длительно-сезонномерзлотные равнинные	14		

Окончание табл. 2

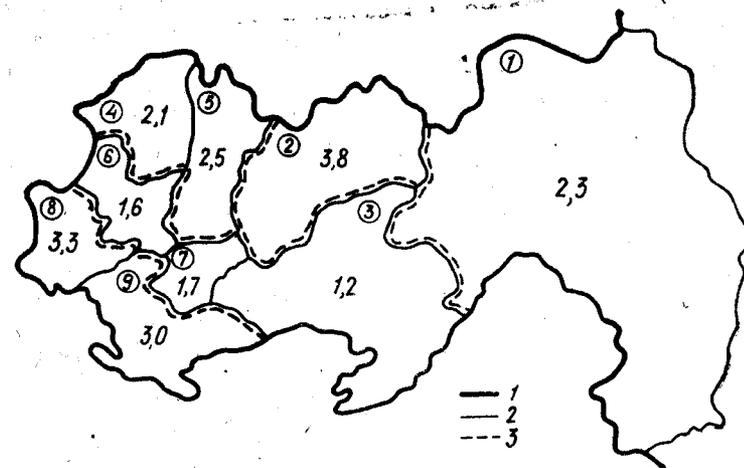
по плодородию	Категория земель		Основные типы (группы типов) почв	Оценка, балл
	по уязвимости	по почвообразующим породам		
Среднеплодородные	Уязвимые	На кристаллических породах	Бурые горно-лесные	15
		На песчаниках и глинистых сланцах		16 17
		На кристаллических основных породах		
	Слабоуязвимые	Не дифференцируются	Бурые лесные	18

категориям и группам в возрастающей последовательности их потенциального лесопродуцирования и устойчивости к внешним воздействиям и оценены по 18-балльной шкале (табл. 2). Земли Магаданской области, таким образом, получили оценку в баллах от 0 до 8. Оценка 0 дана гольцам, т. е. абсолютно неплодородным землям, оценка 8 — мерзлотно-таежным почвам равнин.

После этого на основании обзорной почвенной карты и данных учета лесного фонда на территории каждого лесхоза была составлена характеристика почвенного покрова. При этом учитывались лишь преобладающие типы почв, контуры которых позволяли по экспертной оценке выделять не менее 10% площади лесхоза. Таким образом, оказалось, например, что в Чукотском лесхозе преобладают горно-таежные кислые и неоподзоленные почвы, составляющие 60% территории, горно-тундровые — 30 и глеево-подзолистые в комплексе с перегнойно-торфяно-болотными — 10%; в Магаданском лесхозе горно-таежные почвы занимают 70%, горно-тундровые — 10, подзолисто-болотные — 10 и торфяно-болотные — 10%.

Следует оговориться, что мы не вдавались в детали генезиса почв и не пытались уточнить его или подвергать сомнению, а проверяли возможность использования имеющихся материалов для выработки критериев оценки земельных ресурсов при достигнутом уровне знаний.

Территория каждого лесхоза была расчленена по балльной сетке. Полученные данные обработаны на ЭВМ для определения средневзвешенного оценочного балла по лесхозам. Полученные почвенно-землересурсные оценки лесхозов в баллах отражены на схеме (см. схему). Следует подчеркнуть, что в данном случае баллы не являются бонитировочной



Почвенно-землересурсные районы в гослесфонде Магаданской области. Условные обозначения: десятичная дробь — средневзвешенный оценочный балл территории лесхоза; цифры в кружках — лесхозы: 1—Чукотский, 2—Сеймчанский, 3—Омсукчанский, 4—Берелехский, 5—Оротуканский, 6—Тенькинский, 7—Палаткинский, 8—Тауйский, 9—Магаданский; границы: 1 — областей, 2 — лесхозов, 3 — почвенно-землересурсных районов

оценкой плодородия почв, а служат для сравнительной характеристики отдельных объектов (здесь — лесхозов) по преобладающим категориям земельных ресурсов и типам почв. В целом по Дальнему Востоку отмечается возрастание среднего балла с севера на юг. Лесхозы Магаданской области по сравнению с таковыми в других частях Дальнего Востока характеризуются наименьшими значениями баллов, т. е. наименее плодородные и наиболее уязвимые.

На территории области можно выделить следующие почвенно-землересурсные районы: Чукотский, Сеймчанский, Берелехско-Оротуканский, Центральный (включающий Тенькинский, Палаткинский и Омсукчанский лесхозы) и Тауйско-Магаданский. По «Почвенно-географическому районированию СССР» [1962] Магаданская область расчленена на колымскую горную провинцию Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области, охотскую горную и магаданскую равнинную провинции Дальневосточной таежно-лугово-лесной области. Предлагаемое районирование, произведенное иным методом, в целом укладывается в существующую схему. Однако очевидно некоторое смещение границ. Это связано с тем, что лесхоз как низшая территориальная и таксономическая единица для почвенного районирования может быть принята с определенной степенью условности, поскольку чисто природный объект приходится рассматривать в рамках административно-хозяйст-

венных границ. Вероятно, целесообразнее оценку территории делать по речным бассейнам, принимая за границы водораздельные линии. Однако при этом необходимо использование почвенной карты масштаба не менее 1 : 1 000 000. Так как исходный материал, используемый при предложенном методе, остается тем же, принципиальной разницы в методике оценки территории не будет, хотя конечные результаты при формировании почвенно-землересурсных районов должны более соответствовать естественным рубежам.

Предлагаемые методы оценки почвенного покрова и районирования земельных ресурсов могут служить основой для предварительной экспертной оценки проектов, предусматривающих перераспределение и трансформацию земельных ресурсов. Это позволит избежать, особенно в слабоизученных районах, крупных ошибок при планировании использования природных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. М.: Колос, 1974. 304 с.
Конке Г., Бертран А. Охрана почвы. М.: Сельхозгиз, 1962. 344 с.
Кречетов Н. И., Шейнгауз А. С. Лесной фонд.— В кн.: Леса Дальнего Востока. М.: Лесная промышленность, 1969, с. 13—34.
Наумов Е. М. Почвы Магаданской области и их агрохимическая характеристика.— В кн.: Агрохимическая характеристика почв СССР. Дальний Восток. М.: Наука, 1971, с. 240—312.
Почвенно-географическое районирование СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 422 с.
Сапожников А. П. О принципах оценки уязвимости лесных почв.— В кн.: Охрана природы на Дальнем Востоке. Владивосток, 1976, с. 136—141.
Сапожников А. П., Шейнгауз А. С. Необходима новая классификация земель лесного фонда.— Лесное хоз-во, 1975, № 9, с. 13—15.
Gibbons F. R., Naans J. C. F. M. Dutch and Victorian approaches to land-appraisal.— Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. М., 1974, т. 5, с. 19—25.
Mückenhausen E. Die Produktionskapazität der Böden der Erde.— Vortr. Rhein. Westf. Akad. Wiss.: Natur-Jng. und Wirtschaftswiss., 1973, n. 231, p. 7—61.
Wisk S. S. Investigations on forest fires.— Fire Control Notes, 1959, v. 20, n. 4, p. 105—108.

УДК 631.48(—18)

Природные условия почвообразования на Крайнем Северо-Востоке СССР. Богданов И. Е.— В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 5—29.

В результате анализа литературных материалов и собственных наблюдений приводится развернутая характеристика рельефа, геологического строения, почвообразующих пород, многолетней и сезонной мерзлоты, климатических условий и растительности. Особое внимание уделяется влиянию многолетней мерзлоты на формирование почв и почвенного покрова. На примере химического состава наиболее распространенных горных пород и различных климатических характеристик объясняется ряд особенностей почвообразования на Крайнем Северо-Востоке СССР.

Ил. 3, табл. 3, библ. 30 назв.

УДК 631.436 : 91

О возможном районировании Северо-Востока СССР по условиям формирования зимнего температурного режима верхних горизонтов почв. Михайлов В. М.— В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 30—46.

В работе выявлены общие тенденции изменения температур верхних горизонтов почвы по территории Северо-Востока СССР. Ввиду крайней недостаточности непосредственных данных на основе климатического районирования рассматриваются пространственные распределения характеристик, определяющих почвенные температуры, либо характеристик, тесно связанных с ними. В основном используются данные о температурах воздуха и парапетрах снежного покрова (плотность, мощность в январе и динамика изменения мощности по месяцам). Выделено 5 районов, различающихся по условиям формирования зимних почвенных температур, и проведено сравнение полученной схемы с мерзлотно-геоморфологической. Схема дает возможность приблизительной оценки экстремальных значений среднемесячных температур почв в пунктах, где измерения не производятся.

Ил. 6, табл. 3, библ. 4 назв.

УДК 631.44

Понятийно-терминологические и классификационные вопросы изучения криоморфных почв. Соколов И. А.— В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 47—54.

Определены основные понятия, касающиеся почв, формирующихся под влиянием процессов промерзания — оттаивания и в условиях близкого залегания горизонта многолетней мерзлоты. Обсуждены возможные терминологические решения. Показано, что такие понятия, как промерзающие, мерзлотные, криоморфные почвы, имеют не классификационный, а сравнительный географо-генетический характер. Устанавливается место криофакторов в общей иерархии факторов почвообразования.

Библ. 15 назв.

УДК 631.44

Классификация, систематика и номенклатура почв Крайнего Северо-Востока СССР. Игнатенко И. В.— В кн.: География и генезис почв Мага-

данской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 55—92.

В работе дан обзор истории почвенных исследований на Крайнем Северо-Востоке СССР, рассмотрены некоторые общетеоретические положения почвообразования в мерзлотных областях, произведен краткий анализ существующих в СССР классификаций почв.

Обосновывается целесообразность разработки профильно-генетической классификации. Выделенные почвенные типы представлены 8 надтиповыми группами, каждой из которых присуще специфическое направление почвообразования. Надтиповые группы почв объединены в 6 генетических общностей, каждая из которых обладает общими свойствами, определяющими направление почвообразования. Почвенные типы разделены на подтипы, роды и виды.

Табл. 8, библи. 111 назв.

УДК 631.412(571.6—18)

Подбурь Крайнего Северо-Востока СССР. Игнатенко И. В., Хавкина Н. В.—В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 93—117.

В работе приведены оригинальные материалы по морфологическому строению, механическому составу, физико-химическим свойствам, содержанию и качественному составу органического вещества, валовому анализу и анализу оксидной вытяжки подбурь, развивающихся в различных зонах и провинциях Крайнего Северо-Востока СССР.

На основании полученных морфолого-генетических данных обосновывается целесообразность деления типа подбурь на 5 подтипов: гумусовые, перегнойные, сухоторфянистые, надмерзлотно-глееватые и оподзоленные. Рассматриваются географические закономерности распространения различных подтипов подбурь и сущность подбурообразования.

Ил. 2, табл. 7, библи. 32 назв.

УДК 631.415

О взаимодействии специфических и неспецифических кислот с твердой фазой подзолистых почв. Андреев Д. П.—В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 118—122.

С помощью модельных опытов исследованы особенности взаимодействия фульвокислоты и уксусной кислоты с гумусовыми горизонтами подзолистых почв. Установлено, что с увеличением концентрации кислоты снижается вынос из почвы подвижного органического вещества. Фульваты железа принимают активное участие в обменных реакциях почвенного поглощающего комплекса.

Табл. 3, библи. 17 назв.

УДК 631.41(—18)

Подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы Магаданской области. Игнатенко И. В., Богданов И. Е., Пугачев А. А.—В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 123—142.

Исследованы подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы из различных районов Магаданской области. Установлено, что их участие в сложении почвенного покрова по мере увеличения суровости и континентальности климата резко сокращается. Приводится сравнительная характеристика их

физико-химических свойств. К фоновым ЭПП относятся физическая дезинтеграция и химическое разрушение первичных минералов, вынос мобилизованных форм кремнезема, щелочных и щелочно-земельных элементов; к горизонтообразующим ЭПП—биогенное накопление органического вещества и зольных элементов, продуцирование гумусовых кислот, иллювиально-гумусовое оподзоливание, биогенное перераспределение химических элементов, остаточное накопление кварца и вынос—аккумуляция суспензий.

Табл. 6, библи. 43 назв.

УДК 631.612(571.56+571.65)

Почвы степных криоаридных ландшафтов верховьев Колымы и Индигирки. Быстряков Г. М., Кулинская Е. В.—В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 143—160.

В статье на основе результатов исследований в верховьях рек Колыма и Индигирка и анализа литературных данных обсуждаются вопросы генезиса, географии и классификации почв степных криоаридных ландшафтов.

Сделаны выводы о наличии аккумулятивного фульватного гумусообразования и отсутствии иллювиально-гумусового процесса, метаморфическом направлении почвообразования; предложена гипотеза о реликтовом характере образования буровато-красного горизонта В т,fe; рассматривается строение почвенного покрова холодных степных ландшафтов. Поддерживается мнение В. И. Волковинцера о целесообразности выделения автономных почв в рамках надтиповой группы экстроконтинентального холодного аридного почвообразования в самостоятельный генетический тип под термином «степные криоаридные почвы».

Табл. 3, библи. 26 назв.

УДК 630×114.3

О принципах оценки лесных почв мерзлотной зоны в целях их охраны и рационального использования. Сапожников А. П.—В кн.: География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 161—168.

На основе экспертной оценки устойчивости лесных почв к воздействию антропогенных и стихийных факторов проведено почвенно-землересурсное районирование гослесфонда Магаданской области. Предложенные методы оценки почвенного покрова и районирования земельных ресурсов могут служить основой для предварительной географической экспертизы проектов, предусматривающих перераспределение (между землепользователями) и трансформацию земельных ресурсов.

Ил. 1, табл. 2, библи. 10 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Богданов И. Е. Природные условия почвообразования на Крайнем Северо-Востоке СССР	5
Михайлов В. М. О возможном районировании Северо-Востока СССР по условиям формирования зимнего температурного режима верхних горизонтов почв	30
Соколов И. А. Понятийно-терминологические и классификационные вопросы изучения криоморфных почв	47
Игнатенко И. В. Классификация, систематика и номенклатура почв Крайнего Северо-Востока СССР	55
Игнатенко И. В., Хавкина Н. В. Подбуры Крайнего Северо-Востока СССР	93
Андреев Д. П. О взаимодействии специфических и неспецифических кислот с твердой фазой подзолистых почв	118
Игнатенко И. В., Богданов И. Е., Пугачев А. А. Подзолистые Al-Fe-гумусовые почвы Магаданской области	123
Быстряков Г. М., Кулинская Е. В. Почвы степных криоаридных ландшафтов верховьев Колымы и Индигирки	143
Сапожников А. П. О принципах оценки лесных почв мерзлотной зоны в целях их охраны и рационального использования	161

ГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ПОЧВ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Редактор Л. А. Русова
Художник Г. П. Писарева
Техн. редактор В. Н. Дудина
Корректоры Л. П. Тюрина, А. Т. Кудрявцева

ВД 12188. Сдано в набор 21.II. 1980 г. Подписано к печати 29.V. 1980 г.
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 10,75. Уч.-изд. л. 9,7. Тираж 500 экз.
Цена 1 р. 40 к. Заказ 2122.

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
690600, Владивосток, Ленинская, 50
Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии
и книжной торговли Приморского крайисполкома
Владивосток, Океанский пр., 69