

БИОКЛИМАТОГЕННЫЕ И ГЕОГЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ*

*С. В. Горячкин, Ю. Н. Водяницкий, Д. Е. Конюшков, С. Н. Лесовая,
Н. С. Мергелов, А. А. Титова*

Институт географии РАН

Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН

Санкт-Петербургский государственный университет

Имя И.А. Соколова неразрывно связано с фундаментальным ядром почвоведения – географией, генезисом и классификацией почв. Помимо обширного почвенного знания, добытого И.А. Соколовым по отдельным конкретным регионам для создания современной почвенно-географической картины мира, его основными вехами в разработке географии почв были: 1) географо-экологическая концепция почв Севера (Соколов и др., 1982), которая была логически завершена созданием карты почвенно-географического районирования северного циркумполярного региона (Соколов, Конюшков, 1998); 2) география почв Средней Сибири (Sokolov et al., 2004); 3) учение об экологии почв как связи почв с факторами почвообразования не в реальном географическом пространстве, а в пространстве факторов (Соколов, 1982, 1993); 4) выявление критической роли литогенного фактора в понимании географии почв и соотношения педогенеза и экзогенеза в современных почвенных телах (Соколов, 1997); 5) законы географии почв (Соколов, 1986) и 6) мегаструктура геодермы – принципиально новый подход в понимании глобальных закономерностей географии почв (Соколов, 1993). Охваченные исследованиями И.А.Соколова эти проблемы являются точками роста и современной географии почв.

В данной работе авторы, отдавая дань глубокого уважения научному творчеству И.А. Соколова, намечают некоторые проблемы географии почв Северной Евразии, связанные с соотношением биоклиматических и литолого-геоморфологических (геогенных) факторов почвообразования и, в некоторых случаях, предлагают пути их решения.

ПРОБЛЕМЫ «ЗОНАЛЬНЫХ» ПЕРЕХОДОВ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЕТР

Закономерности географии почв Европейской территории России (ЕТР) традиционно связываются с проявлением биоклиматически обусловленной зональной дифференциацией почвенного покрова. Между тем некоторые данные, в том числе собранные в последнее время (Тонконогов и др., 2006;

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ.

Горячкин, 2006), свидетельствуют о том, что известное разнообразие биоклиматических условий северной части ЕТР от высокоширотных ландшафтов до средней тайги накладывается на весьма неоднородный литогеоморфологический фон. Сильно отличаются от материковой части ЕТР значительная часть Земли Франца-Иосифа с ее базальтовыми субстратами и большая часть Новой Земли с морскими отложениями и суглинисто-щебнистыми элюво-делювиями разнообразных осадочных пород. Но, как показал наш специальный анализ северо-западной части Карты почвообразующих пород европейской части СССР (Чижикова, 1968 – к сожалению более поздних и лучше насыщенных фактическим материалом сводок нет), и на континенте происходит некоторое изменение характера субстратов с юга на север (рис. 1).

На севере ЕТР практически повсеместно прослеживается сходный набор легких субстратов (кольско-карельская морена, аллювиальные, флювиогляциальные отложения, большинство морских и озерно-ледниковых пород), но среди суглинистых пород происходит замена источника сноса – западный фенноскандский меняется на восточный урало-новоземельский.

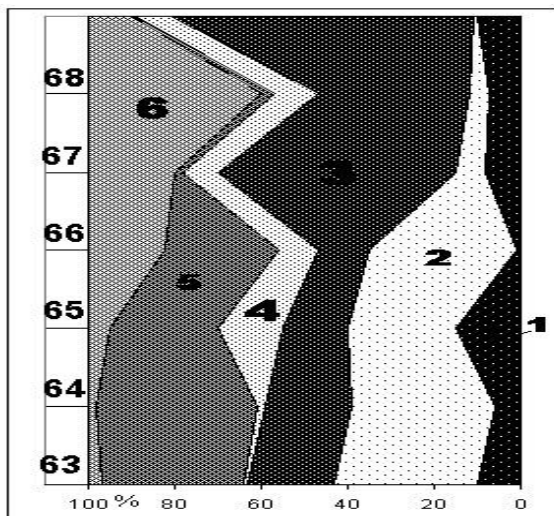


Рис. 1. Изменение распространения основных почвообразующих пород севера ЕТР (между 30 и 60° в.д.) от 63 до 69° с.ш. (по карте П.Н. Чижиковой, 1968) – % от площади суши. Условные обозначения: 1 – выходы плотных пород, элювиев или элюво-делювиев; 2 – аллювиальные и флювиогляциальные отложения, в том числе близко подстилаемые мореной; 3 – кольско-карельская, преимущественно грубая скелетная морена; 4 – озерно-ледниковые и морские отложения; 5 – скандинавская смешанная из магматических и осадочных пород морена; 6 – урало-новоземельская морена.

Наиболее отчетливо это происходит между 65 и 67° с.ш., где и проходит граница между тайгой и тундрой на Русской равнине. Другими словами, большинство таежных суглинистых почв ЕТР формируется на фенноскандской основе, а большинство тундровых суглинистых почв ЕТР – на урало-новоземельской. Последняя отличается буровато-серой окраской и, в целом, более тяжелым гранулометрическим составом из-за того, что ее основой явились глинистые сланцы и морские отложения. Как известно, на субстратах такого рода колористические признаки оглеения проявляются сильнее, чем на красновато-бурых отложениях (Найруменд, Тедроу, 1990; Водяницкий и др., 2003), а именно красновато-бурой окраской отличаются скандинавские смешанные морены.

Согласно представлениям, преобладающим в литературе до сих пор, от тайги до "арктической пустыни" в условиях плакоров происходит следующая смена почвообразовательных процессов на суглинисто-глинистых породах, связанная с биоклиматогенными причинами: на "таежную" текстурную дифференциацию подзолистых почв сначала накладывается (в результате чего формируются «тундровые поверхностно- или элювиально-глеевые почвы»), а затем ее вытесняет "тундровое" оглеение, которое ослабевает в арктических тундрах и замещается дерновым процессом в арктической зоне.

На основании собственных материалов (Горячкин, 2006), а также проанализированной литературы нами создана обобщающая матричная таблица для средних по теплообеспеченности (мезотермных) наиболее дренированных почв на наиболее широко распространенных почвообразующих породах севера ЕТР для разных природных зон/подзон (табл. 1). Из таблицы видно, что единственный тип субстрата, по которому можно проследить «числоте» биоклиматические изменения почв на всем севере ЕТР, – это кислые легкие отложения. Во всех остальных случаях межподзональные сравнения сталкиваются с проблемой разницы субстратов, оказывающей существенное влияние на ход почвообразовательных процессов. Поэтому имеющиеся представления о зональной смене почв требуют корректировки.

По нашим данным, при переходе от северной тайги к тундре на двучленных фенноскандских моренных суглинках в сформированных здесь тундровых подзолистых почвах появляются только отдельные новые признаки – глееватость над многолетней или длительной сезонной мерзлотой и признаки накопления гумуса под органометным горизонтом (Горячкин, 2006). В настоящее время не очень хорошо известно, какие почвы формируются в северной тайге на буровато-серых тяжелых суглинках урало-новоземельского состава (на карте изображены глее-подзолистые), но в лесотундре и тундре на них формируются текстурно-криометаморфические глееватые почвы с микропрофилями в верхней части, соответственно, подзола и подбугра (Горячкин, 2006).

Таблица 1. Наиболее дренированные и зрелые почвы, развитые на распространенных субстратах в различных биоклиматических условиях севера ЕТР (Горячкин, 2006; Тонконогов и др., 2006)

Биоклиматические выделы	Песчаные и щебнистые субстраты			Суглинисто-глинистые субстраты				
	кислые	карбонатные	базальтовые	морские, озерноледниковые глины	морены скандинавские	морены уралоноземельские	пылеватые суглинки	дериваты базальтов
Высокоарктические тундропустоши	ПСг ПТг ПБо	КПТг, ПеТг*	ПТг, Дгг	?	-	-	-	Д?
Среднеарктические тундры	ПБо, ПО	ПеТг	?	КрМгл, КрМДг	-	-	-	-
Низкоарктические тундры	ПО, ПБо	ПеТг	ПБ	ГКрдг**	Пгкомп	ТКрМ мпбгл	КрМ, ГКрдг**	-
Лесотундры	ПО	?	ПБ	?	?	ТКрМ мпбгл	СВиж	-
Северная тайга	ПО	ПеТг, Тг	ПБ	Пгл	Пкомп	П? ПОлб?	Пг	-

Условные обозначения: ГКрдг – глееземы криометаморфические дерново-грубогумусированные, Д – серогумусовые дерновые (гг – грубогумусированные, ок – остаточнокarbonатные), КПТг – карбо-петроземы гумусовые, КрМ – криометаморфические (гл – глееватые), КрМДг – дерново-криометаморфические грубогумусовые, П – подзолистые (г – грубогумусированные, гл – глееватые, ко – контактно-осветленные, мп – с микропрофилем подзола), ПБ – подбуры (о – оподзоленные), Пг – глееподзолистые, ПеТг – перегнойно-темногумусовые остаточнокarbonатные, ПО – подзолы (лб – литобарьерные), ПСг – псаммоземы гумусовые, ПТг – петроземы гумусированные, СВиж – светлосемы иллювиально-железистые, Тг – темногумусовые остаточнокarbonатные, ТКрМ – текстурно-криометаморфические (гл – глееватые, мпб – с микропрофилем подбура, мпо – с микропрофилем подзола). * – орнитотрофные, ** – недренированные. Стрелками показаны возможности сравнения для выявления биоклиматических признаков.

К северу текстурно-дифференцированные почвы сменяются криометаморфическими и дерново-криометаморфическими грубогумусированными почвами, также часто глееватыми в нижней части профиля, но уже на озерно-ледниковых и морских суглинках, т.е. на субстратах более тяжелых, часто исходно засоленных и слабо карбонатных и, тем самым, менее подготовленных для проявления текстурной дифференциации профиля. Вместе с тем в полугидроморфных условиях плоских плакоров на суглинистых и глинистых субстратах действительно происходит смена подзолисто-глеевых и глееподзолистых почв тайги на глееземы криометаморфические (поверхностно- или элювиально-глеевые почвы) низкоарктической (южной) тундры и глееземы в среднеарктической (типичной и арктической) тундрах. На наиболее холодной территории ЕТР – Земле Франца-Иосифа - происходит принципиальная смена суглинистого субстрата: появляются хорошо оструктуренные высокожелезистые дериваты базальта, на которых проявление оглеения затруднено (см. ниже), и здесь преобладают почво-пленки, но в наиболее благоприятных условиях почвенных комплексов формируются дерновые почвы.

На легких кислых породах в условиях тайги формируются подзолы. В тундре подзолы также достигают, по меньшей мере, подзоны среднеарктических (типичных) тундр. Однако в мезоморфных условиях этой зоны преобладают почвы, где нет сплошного осветленного горизонта, – подбуры оподзоленные. И связано это в южной части с криогенными нарушениями, а в более холодных северных условиях – по-видимому, еще и с общей ослабленностью почвообразовательных процессов. Оподзоленные подбуры описаны также на аркто-тундровых равнинах и в арктических условиях гор Новой Земли на элювии кислых сланцев. По почвам на песках Земли Франца-Иосифа имеются единичные данные, согласно которым они были отнесены к слабо развитым – псаммоземам.

В арктических и субарктических условиях геогенные факторы оказывают также существенное влияние на изменение почвообразовательных процессов, связанных с характером почвообразующих пород и микроклиматической теплообеспеченностью, обусловленной характером рельефа. Причем амплитуда может быть очень существенна – в южной тундре от формирования дерново-криометаморфических почв с мощным дерновым горизонтом на южных многоснежных склонах до преобладания (70%) почв пятен в комплексе с неполноразвитыми подбурами на обдуваемых вершинах. В зоне тайги лесная растительность настолько нивелирует микроклиматические условия, что разница в теплообеспеченности почв проявляется только в условиях карстового расчленения рельефа крупными формами (появляются дерново-палево-подзолистые почвы в северной тайге) (Golyeva et al., 2005). Кроме того, велика нивелирующая роль мохового яруса и подстилки в тайге и лесотундре, сглаживающих влияние на почво-

образование разницы в содержании мелкозема – в микрозонах подзолов и петроземов сильно завалуненных морен цокольно-денудационных равнин лесной части лесотундры растительный покров не отличается, а криогенные нарушения, имеющие место в тундровых группировках, в лесных отсутствуют.

Помимо отмеченной выше усиливающейся к югу нивелирующей роли растительности, анализ элементарных почвообразовательных процессов в наборе почв различных природных зон и подзон позволил утверждать, что биоклиматогенные факторы выражаются в почвенном покрове ЕТР также в следующем (Горячкин, 2006):

- исчезновение фитотурбаций, связанных с ветровалами деревьев, и появление криогенной комплексности и/или признаков криотурбаций при переходе от зоны тайги к тундре как в случае наличия многолетней мерзлоты, так и без нее;

- изменение характера структуры в минеральных суглинисто-глинистых горизонтах – исчезновение призматической и появление творожисто-крупитчатой криогенной структуры;

- сохранение качественного, но уменьшение количественного проявления большинства почвенных процессов к северу вплоть до преобладания в почвенном покрове высокоширотных областей почв, классифицируемых как слаборазвитые;

- исчезновение признаков текстурной дифференциации к северу, по-видимому, начиная с подзоны среднеарктической (типичной) тундры, что связано не только с литогенными причинами, но и с биоклиматогенной лимитированностью педогенных процессов, приводящих к коренному изменению материала почвенных горизонтов;

- усиление выраженности признаков накопления грубого (модер) и мягкого (муль) гумуса при переходе от тайги к тундре;

- интенсификация процессов накопления органического вещества (грубый гумус, перегной, сухой торф) и потечности гумуса в связи с влиянием микроклимата моря и морских птиц, появление перегнойных почв в мезоморфных условиях.

Кроме того, как показывают данные исследования почв радиоизотопным углеродным методом для изучения скорости обновления почвенного углерода, происходит замедление скорости трансформации органического вещества при движении с юга на север (Goryachkin et al., 2000).

Коэффициент обновления гуминовых кислот в верхних почвенных горизонтах слабо увеличивается с севера на юг в безлесной области (2–4 г/кг С в год), следуя за возрастанием биологической активности. Но в лесной зоне, где средняя температура июля выше 12 °С, наблюдается выраженное увеличение значений Кг до 7–16 г/кг С (рис. 2).

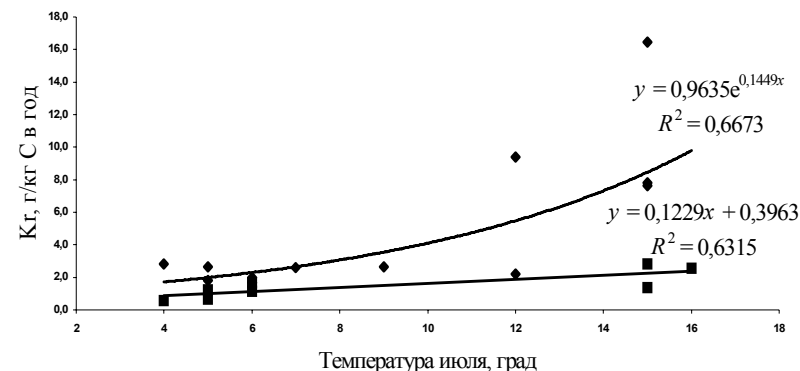


Рис. 2. Зависимость скорости обновления почвенного углерода в дренированных бескарбонатных почвах бореально-арктических областей ЕТР от средних температур воздуха июля. Ромбы – верхние горизонты; квадраты – на глубине ~ 10 см.

Эта биоклиматически обусловленная разница в скоростях обновления почвенного углерода показывает, что, несмотря на сходный в морфологическом плане характер верхних органических и органо-минеральных горизонтов и близкие содержания органического вещества в северной тайге и тундре, существуют зональные различия в скоростях ЭПП трансформации органического вещества, приводящих к формированию верхних горизонтов почв этих зон. Вместе с тем севернее границы леса скорости обновления гумуса в пределах тундровой зоны, хотя и уменьшаются к северу, но эти изменения происходят весьма постепенно.

Таким образом, зонально-провинциальное строение почвенного покрова ЕТР связано не только (а может быть и не столько) с биоклиматическими причинами, но и со существенным влиянием меняющегося с севера на юг геогенного фона. На границах леса с тундрой и тундры с тундропустошью ("арктической пустыней") не происходит изменений основных почвообразовательных процессов – скорее можно говорить о постепенном затухании к северу, уже в пределах зоны тундры, процессов, приводящих к текстурной дифференциации почв и подзолистых сильно осветленных горизонтов, увеличению роли признаков оглеения, которые практически исчезают в высоких широтах из-за отсутствия субстратов и условий, где они могли бы проявиться. Группами процессов, которые явно меняются вслед за изменениями климатических условий с юга на север и, в целом, связаны со сменой зон, являются: а) турбационные процессы, б) процессы структурообразования в суглинисто-глинистых почвах, в) процессы трансформации органического вещества.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ НА КАРБОНАТНЫХ СУБСТРАТАХ

Карбонатные почвообразующие породы чрезвычайно широко распространены в Северной Евразии, причем в ней большая часть ареалов приходится на тундрово-лесную зону Сибири. Давно известно, что сформированные на карбонатных субстратах почвы сильно отличаются от «зональных» почв на кварц-силикатных породах. Для этих почв отмечается повышенные гумусированность, содержание питательных веществ, что приводит к большей продуктивности и биоразнообразию соответствующих экосистем. Однако значительная часть данных по почвам на карбонатных породах была получена 30-40 и более лет назад. На государственных почвенных картах они определяются и обозначаются общим термином «дерново-карбонатные», а также "перегнойно-карбонатные"; кроме того, на карбонатных породах в лесной зоне показываются даже "дерново-подзолистые почвы". В последнее время получены некоторые данные, противоречащие устоявшимся представлениям, изменились генетические и классификационные концепции. Необходимо решение ряда фундаментально-научных задач, позволяющее на современном уровне понять закономерности генезиса и географии лесных и тундровых почв на карбонатных породах и использовать имеющиеся новые классификационные разработки.

В результате проведенных нами исследований была составлена таблица (табл. 2) в виде матрицы, где сверху вниз меняются природные зоны (подзоны) от высокоарктической тундропустоши до южной тайги, а слева направо – характер почвообразующих карбонатных пород, причем закономерности прослежены отдельно для Европейской территории России и Сибири (Конюшков, 1991; Горячкин, Макеев, 1991; Конюшков, Горячкин, 2006; Горячкин и др., 2008). Названия почв даны в соответствии с новой Классификацией и диагностикой почв России (2004), но с некоторыми авторскими дополнениями (они написаны в кавычках).

Как видно из табл. 2, далеко не все сочетания биоклиматических и литологических условий исследованы в почвенном отношении, и даже неизвестно, все ли они существуют. В Сибири выделен и изучен класс пород – силикатно-карбонатных щебнистых – который не исследован в достаточной степени в ЕТР.

Для самых холодных условий высокоширотных тундропустошей характерно преобладание слаборазвитых почв – карбопетроземов на плотных и пелоземов на глинисто-карбонатных отложениях. Только в условиях дополнительного привноса органического вещества из моря птицами здесь формируются характерные для более южных широт перегнойно-темногумусовые остаточнок-карбонатные почвы. Они описаны только в ЕТР, однако, по-видимому, могут встречаться и на арктических островах Сибири.

Во всей тундровой зоне на плотных карбонатных породах формируются комплексы и микросочетания слаборазвитых карбопетроземов и перегнойно-темногумусовых остаточнок-карбонатных почв. На глинисто-карбонатных породах от арктических тундр Новой Земли до лесотундры севера Средней Сибири формируются криоземы с очень слабыми проявлениями оглеения. В европейской тундре под естественной луговой растительностью на рыхлых карбонатных породах развиваются «дерново-криометаморфические грубогумусированные» (отсутствующие в современной классификации криометаморфические почвы с серогумусовым горизонтом) и органо-криометаморфические перегнойные почвы. Сибирские и европейские почвы как на плотных, так и на глинисто-карбонатных породах отличаются между собой по характеру органического вещества в связи с большей континентальностью климата Сибири. В тундровой зоне Сибири на карбонатно-силикатных щебнистых отложениях описаны палево-остаточнок-карбонатные почвы, которые отсутствуют в ЕТР.

В таежной зоне разнообразие почв на карбонатных породах увеличивается. В тайге ЕТР от северной до южной подзоны на плотных карбонатных породах встречаются как указанные ранее перегнойно-темногумусовые почвы, так и собственно темногумусовые остаточнок-карбонатные почвы, то есть почвы с хорошо выраженным темным гумусовым горизонтом. Различия обусловлены некоторыми нюансами характера почвообразующих пород. Перегнойно-темногумусовые почвы развиваются непосредственно на карбонатных породах, а темногумусовые – на известняках или доломитах, перекрытых тонким слоем силикатного наноса, который, в отличие от рыхляка плотных карбонатных пород, способен прокрашиваться темным гумусом и оструктуриваться в комковатые и зернистые агрегаты. На плотных мраморах Сибири формируется минеральный горизонт, где плотные породы превращены в результате внутрипочвенного выветривания в мелкозем – его мощность варьирует в зависимости от положения в рельефе, условий денудации и, соответственно, от возраста почв от 10 до 80 см. Этот горизонт предлагается назвать "дизинтеграционнометаморфическим" (BDM), а почвы на карбонатных породах с горизонтом BDM можно назвать по главному процессу дезинтеграции «карбодробоземы» (Горячкин и др., 2007). В таежной зоне ЕТР на плотных мраморах, а также сильно доломитизированных и окремнелых известняках формируются карбо-петроземы с профилем O–M_{ca}, где преобладают процессы тотального выноса кальцита и не формируются не только дезинтеграционные горизонты, но и признаки. Мощный снежный покров препятствует глубокому промерзанию и физической дезинтеграции этих почв.

Таблица 2. Почвы, развитые на карбонатных субстратах в различных биоклиматических условиях севера России

Биоклиматические выделения	Европейская территория		Сибирь		
	известняки, мрамор	глинисто-карбонатные	известняки, мрамор	силикатно-карбонатные щебнистые	глинисто-карбонатные
Высоко-арктическая	Карбо-петроземы гумусовые, перегнойно-темногумусовые остаточнок-карбонатные*	Пелоземы гумусовые	Карбопетроземы гумусовые	?	?
Арктическая и типичная тундра	Карбо-петроземы гумусовые, перегнойно-темногумусовые остаточнок-карбонатные	Криоземы глееватые остаточнок-карбонатные	Карбо-петроземы гумусовые, перегнойно-темногумусовые остаточнок-карбонатные	?	?
Южная тундра	Перегнойно-темногумусовые остаточнок-карбонатные криотурбированные, карбопетроземы	«Дерново-криометаморфические грубогумусированные», органо-криометаморфические перегнойные	Карбо-петроземы гумусовые, перегнойно-темногумусовые остаточнок-карбонатные	Палевые остаточнок-карбонатные	Криоземы остаточнок-карбонатные тиксотропные

Окончание таблицы 2

Биоклиматические выделения	Европейская территория		Сибирь		
	известняки, мрамор	глинисто-карбонатные	известняки, мрамор	силикатно-карбонатные щебнистые	глинисто-карбонатные
Средняя тайга	»	Буроземы остаточнок-карбонатные	?	Буроземы грубогумусовые остаточнок-карбонатные	Криоземы остаточнок-карбонатные
Южная тайга	»	Буроземы остаточнок-карбонатные	«Карбо-дробоземы» перегнойно-темногумусовые	Темногумусовые остаточнок-карбонатные	Буроземы остаточнок-карбонатные, в т.ч. иллювиально-глинистые

* Почвы сформированы под влиянием морских птиц. ? – сочетание факторов не изучено или не существует.

На глинисто-карбонатных отложениях почвы тайги ЕТР и Сибири существенно различаются в северной части и сближаются в южной. В немерзлотных условиях северной тайги ЕТР на известковых глинах формируются буроземы грубогумусированные остаточнок-карбонатные, т.е. почвы с хорошо выраженным структурно-метаморфическим горизонтом ВМ. В условиях близкого подстилания многолетнемерзлыми породами северной тайги Средней Сибири формируются почвы с профилем АУ–СRca–Cca, которые не описаны в классификации и диагностике почв России, но по логике ее построения должны быть включены в нее в качестве типа «дерново-криоземов» подтипа остаточнок-карбонатных в отдел криотурбированных почв.

На карбонатно-силикатных породах в северной тайге Средней Сибири, как и в южной тундре, формируются палевые остаточнок-карбонатные почвы. Почвы на карбонатных породах южной и средней тайги Средней Сибири имеют как общие, так и отличительные черты по сравнению со своими европейскими аналогами. В Сибири встречаются почвы как на аллювиальных наносах, что более типично для Европы, так и на обширных по

площади элювиях коренных пород, что вообще характерно для Средней Сибири (Sokolov, et al., 2004) и редко встречается западнее. Здесь, в наиболее гумидных и менее мерзлотных элементах рельефа – на высоких (>1000 м) поверхностях под коренными лесами формируются почвы с тотальным выносом карбонатов и слабым проявлением текстурной дифференциации (они не включены в таблицу), что характерно для почв на аналогичных породах европейской территории (Горячкин, Макеев, 1991; Лесовая, 2006).

Специфическими свойствами обладают карбонатные почвы южной тайги Сибири наиболее холодных зимой и менее гумидных местообитаний на высотах 600–1000 м. Здесь выщелачивание карбонатов, элементы элювиально-иллювиальной дифференциации и внутрипочвенное выветривание сочетается с наличием карбонатов во всем профиле, часто начиная с поверхности. Это обусловлено чередованием нисходящей миграции во влажные сезоны/годы и восходящей миграции почвенных растворов к фронту промерзания в осенний период, что подтверждается анализом температурного режима этих почв (Горячкин и др., 2008). В результате, в этих почвах не происходит интенсивного разрушения (гидр)оксидов железа – носителей пигмента, и цветовая дифференциация профиля сводится только к побурению верхних горизонтов. Образуются почвы без выраженной текстурной дифференциации – буроземы остаточного-карбонатные.

В средней тайге на карбонатных субстратах формируются контрастные и разнообразные почвы. Одним из распространенных вариантов является развитие профиля в верхнем рыхлом карбонатном субстрате, который, как показали исследования минералогического состава (Горячкин и др., 2008), не представляет собой элювий известняка, над которым он залегает. В данном случае почвообразующая порода является продуктом разрушения и перетолжения целой серии прослоев кембрийских пород, включая красноцветные и желтоцветные глинистые линзы и прослои в известняках. В условиях ультраконтинентального климата средней тайги южной Якутии даже на карбонатных субстратах никаких дерновых горизонтов не образуется. Здесь формируется типичный грубогумусовый горизонт АО, мощностью > 10 см. Под ним залегает горизонт структурного метаморфизма ВМ, не имеющий, однако, ярких криогенных признаков, который переходит в породу ВСс и подстилается плитой или разборной скалой известняка. Признаки криотурбаций в профилях почв на известняках в условиях хорошего дренажа отсутствуют, а весь почвенный профиль (50–100 см) находится в пределах деятельного (т.е. ежегодно протаивающего) слоя. Эти почвы следует отнести к буроземам грубогумусовым остаточного-карбонатным. В некоторых случаях отмечается некоторое осветление верхних минеральных горизонтов и иллювирующее глинистого материала на уровне почвенных признаков – формируются буроземы грубогуму-

совые оподзоленные иллювиально-глинистые. В условиях худшего дренажа и развития торфянистого горизонта на карбонатных породах Южной Якутии существенные по площади ареалы занимают гидроморфные неглеевые почвы с ярким проявлением криотурбаций – криоземы остаточного-карбонатные. Они отличаются от своих более северных аналогов активным вовлечением органического вещества в минеральную толщу в связи с криогенным перемешиванием профиля.

Обобщая приведенный материал отметим, что в Сибири почвы между речья Лены и Амги (средняя тайга) имеют переходный характер между темногумусовыми карбонатными почвами и буроземами остаточного-карбонатными Лено-Ангарского плато (южная тайга) и криоземами бассейна Оленка (северная тайга). Высокая доля криоземов в почвенном покрове обуславливает существенные отличия таежных почв континентальных областей на карбонатных породах от их аналогов в гумидных областях умеренно-континентального климата Европейской территории России.

Таким образом, на территории Северной Евразии на карбонатных породах сформирован набор почв, который по современной классификации относится к 12-ти типам почв – ранее они относились, в основном, к дерново- и перегнойно-карбонатным почвам. Почвы на карбонатных породах отличаются как от «зональных» аналогов, так и друг от друга в зависимости от характера субстрата (щебнистость, гранулометрический состав) и от биоклиматических условий. В меньшей степени от «зональных» отличаются почвы Арктики и северной тайги Сибири и почвы на карбонатно-глинистых субстратах. Биоклиматогенные смены почв на карбонатных породах не совпадают с «зональными» почвами и отличаются в зависимости от характера карбонатного субстрата.

«ОКСИДНО-ЖЕЛЕЗИСТАЯ МАТРИЦА» РОССИИ

На современном этапе развития генетического почвоведения большое внимание уделяется особенностям почвообразующих пород, на которых происходит формирование и развитие почв (Градусов, 2005). В новой Классификации почв России (2004) в ветви петрографо-минералогического потенциала, в основном, учитывается состав преобладающих и глинистых минералов (генерации и субгенерации карбонатные, гипсоносные, силикатные: сиаллитные смектитовые, сиаллитные смешанно-слоистые, стекловидные и т.д.). Между тем известно, что качественный состав (гидр)оксидов железа может также оказывать существенное влияние на способность субстрата к трансформации в процессе выветривания и почвообразования, например, наличие гематита иногда приводит к ослаблению элювиальных процессов в лесной зоне ЕТР (Водяницкий и др., 2003; Лесовая, 2006). Высокожелезистые элювии основных пород также меняют направление почвообразования – «зональные» подзолы меняются

на подбуры (Таргульян, 1971), в почвенном покрове появляются гранулы (Соколов, 1997).

По-видимому, наиболее сильное влияние «оксидно-железистая матрица» оказывает на почвообразовательные процессы, в которых активное участие принимает железо: рубефикация, брүнификация, альфегумусовая миграция и, в особенности, оглеение. Однако для реализации любого из них необходимо, чтобы в почве присутствовал объект трансформации – (гидр)оксиды железа. Для почв Европы, при исследовании которых и сформировалось предложенное Г.Н. Высоцким понятие «глей», это условие казалось само собой разумеющимся и до сих пор специально нигде не оговаривается.

Но во многих областях мира «оксидно-железистая матрица» существенно иная, например, в ряде почв и почвообразующих пород Северо-Востока Евразии. Здесь содержание оксидов железа в субстрате мало, что влияет на специфику процесса оглеения. Поэтому в местных криогидроморфных почвах идентифицировать почвообразовательный процесс оглеения по сизому холодному тону горизонта надо с большой осторожностью. В этих почвах есть высокая вероятность сохранения сизого цвета от материнской породы. В таких условиях возможна также редукция Fe(III) в решетке филлосиликатов при несущественном изменении цвета субстрата (Водяницкий и др., 2008; Мергелов, 2007).

Типизация почвообразующих пород по петрографо-минералогическому потенциалу «железосодержащего компонента» в отношении почвообразования показала, что в России абсолютно доминируют породы, где железо преобладает в составе силикатов, а не в виде минералов-(гидр)оксидов. В силу климатических условий, обуславливающих специфику внутрпочвенного выветривания, основная часть железа в почвах остается в составе силикатов. Доля несиликатного железа не превышает 50% от валового и, как правило, составляет 10–30%. Соотношение минералов, входящих в состав несиликатного железа является наиболее показательным для выявления петрографо-минералогического потенциала «железосодержащей компоненты». Выделены следующие варианты, которые показаны на составленной в ходе исследований картосхеме распространения почвообразующих пород России с различной «оксидно-железистой матрицей», оказывающей влияние на ход почвообразования.

А) Преобладание среди (гидр)оксидов железа гематита (αFeOOH) – гидроксида трехвалентного железа, обуславливающего буроватую и желтоватую окраску. Это наиболее распространенный вариант почвообразующих осадочных, преимущественно четвертичного возраста пород, как на европейской, так и азиатской частях России.

Б) Значительно реже встречаемая красноцветная гематитовая матрица ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) – цвет пород в этом случае связан с относительно высоким со-

держанием гематита – трехвалентным оксидом железа. Поскольку гематит обладает высокой пигментирующей способностью, то выраженная красноцветная окраска не означает обязательного преобладание этого оксида среди (гидр)оксидов железа. Красноцветные толщи бореальных и более высоких широт являются дочетвертичными континентальными реликтами различного возраста. На европейской территории их выходы на дневную поверхность расположены локально на севере, востоке, северо-западе и юге Русской равнины. В азиатской части они занимают значительные площади в центральной и восточной Сибири, их выходы описаны также на Дальнем Востоке. Выявлена специфика элементарных почвообразовательных процессов, связанных с метаморфизмом минеральной матрицы, в почвах, развитых на красноцветных породах, т.е. минеральной основе, характеризующейся относительно высоким содержанием (гидр)оксидов железа. Показано, что ЭПП цветового метаморфизма, а именно процесса брүнификации, в почвах на этих породах специфично и проявляется в «цветовой» трансформации профиля – побурении, потускнении окраски почвенных горизонтов, по сравнению с породой. Это связано с преобразованием, а именно диспергированием и дальнейшим растворением, крупнодисперсных литогенных (гидр)оксидов железа, прежде всего гематита, обуславливающей красную окраску почв и пород (Водяницкий и др., 2003; Лесовая, 2006).

В) Сероцветные, «малооксидные» сланцы и их ледниковые и озерно-аллювиальные дериваты северо-востока Европейской территории России и севера Сибири. «Холодный» цвет этих отложений не позволяет диагностировать цветовую дифференциацию при смене окислительной обстановки на восстановительную (Водяницкий и др., 2008).

Г) Матрица с высоким содержанием железа на основных и ультраосновных породах. Она приводит к интенсивному внутрпочвенному выветриванию, сильному коагуляционному оструктурированию почвенной массы и появлению специфики в процессе Al-Fe-гумусовой миграции (Таргульян, 1971; Соколов, 1997). Кроме того, в горных районах, где характерна частая смена почвообразующих пород, наблюдается и частая смена «оксидно-железистой матрицы». Примерное размещение различных типов «оксидно-железистой матрицы» России показано на рис. 3.

Введение понятия «оксидно-железистой матрицы» требует анализа географии почв Северной Евразии с учетом этой матрицы. Ее также необходимо учитывать в Классификации почв в ветви петрографо-минералогического потенциала. Надеемся, что это дела ближайшего будущего.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОГРАФИИ ПОЧВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Помимо проблем географии почв, существует целый ряд других, на наш взгляд, не вполне решенных проблем, которые достойны внимания специалистов в области географии почв. Мы их хотим только обозначить.

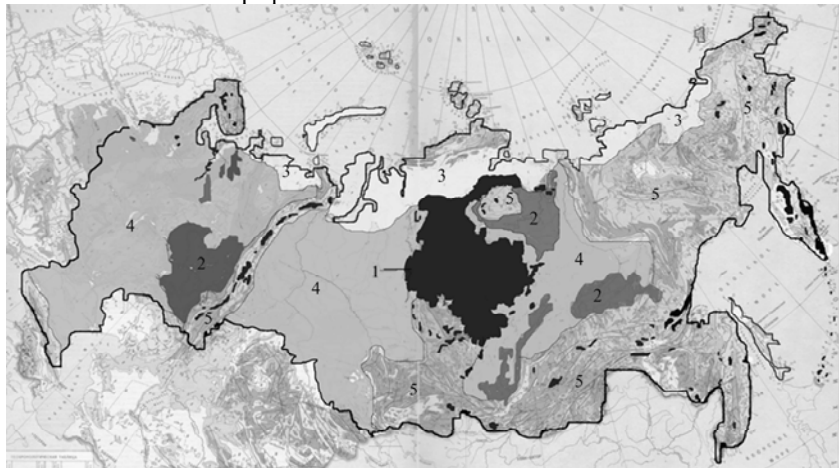


Рис. 3. Типы «оксидно-железистой матрицы» России. 1 – высоко-железистая основных и ультраосновных пород; 2 – красноцветная с высокой долей гематита; 3 – сероцветная малооксидная с низким содержанием несиликатного железа; 4 – буроцветная матрица с преобладанием гетита среди оксидов железа; 5 – горные регионы с частой сменой различных типов «оксидно-железистой матрицы».

Проблемы географии почв лесостепных экотон. В географии почв лесостепных экотон существует проблема перехода между серыми почвами и черноземами. Дело в том, что этот переход представляется достаточно резким в Северной Евразии по сравнению, например, с Северной Америкой. В последней, как известно, широко распространены «черноземовидные почвы прерий» или Файоземы по классификации WRB, то есть почвы с мощным гумусовым горизонтом, но не имеющих горизонт вымывания карбонатов. В Евразии черноземы с иллювиально-карбонатным горизонтом граничат с текстурно-дифференцированными серыми почвами. Между тем, есть отдельные свидетельства, что на исходно бескарбонатных породах в Белгородской и Пензенской областях встречаются почвы с темно-гумусовым горизонтом, но без иллювиально-карбонатных (Лесовая, 2006; Рыжова и др., 2006).

Возникает вопрос: является ли граница между серыми почвами и черноземами в Северной Евразии сугубо биоклиматогенной, как это признается

в настоящее время, или же здесь определенную роль играет литогенная составляющая?

Проблемы географии почв черневой тайги. Почвенный покров черневой тайги, которая находится в предгорьях и низкогорьях Алтая и в прилегающих территориях Западной Сибири, очень резко контрастен. В этом регионе под тайгой описаны как глубокоподзолистые почвы, так и «черноземовидные», т.е. темногумусовые почвы (Ковалев и др., 1973; Корсунов, 1978; Хмелев, 1982).

Непонятно, каким образом в сходных условиях современной растительности почвообразование пошло столь разными путями. Нет ли здесь геогенной причины? А может быть, столь большой контраст связан с различными условиями в прошлом? Но что заставляет его сохраняться, а не быть стертým современным почвообразованием?

Проблемы ороклиматических закономерностей географии почв. Хорошо известно, какое влияние оказывает макрорельеф на климат и, соответственно, на характер ландшафтов и почвенного покрова (Оленев, 1987). Почвы межгорных котловин, как правило, более сухие и характеризуются более контрастным температурным режимом, чем почвы прилегающих горных склонов (Кузьмин, 1976, и др.). Это проявляется и на более низком уровне организации почвенного покрова, например, на уровне долины крупной реки в ультраконтинентальных условиях Центральной Якутии (Скрыбыкина, Чевычелов, 2003).

Согласно полученным нами данным, встречаются случаи и мезоклиматической дифференциации почвенного покрова, связанной с характером мезорельефа. Так в карстовых ландшафтах северной тайги ЕТР в сухих карстовых логах нами обнаружены почвы на легких и тяжелых породах, которые по классификации 2004 г. отнесены соответственно к дерново-подбурам и буроземам, тогда как под лесом на подобных субстратах формируются подзолы и подзолистые почвы. Эти различия связаны с невозможностью произрастания лесов в карстовых логах из-за периодических заморозков и туманов, а также высокой конкурентоспособностью травяной растительности в этих условиях.

Возможны и другие примеры проявления ороклиматической дифференциации почвенного покрова на разных уровнях его организации – это требует осознания для более адекватного объяснения географии почв в различных регионах Северной Евразии.

Проблемы соотношения глеевых и неглеевых почв в бореально-арктических областях. До работ Ю.А. Ливеровского в тундровых суглинистых почвах искали или опозоленность или писали про «ничтожное развитие почвенных процессов на суглинках» и про то, что «тундровые же почвы "болотного" типа являются такими же интразональными, хотя местами и весьма сильно распространенными, как и в лесной полосе» (Гри-

горьев, 1925). Близкая к этой точка зрения была высказана позднее Дж. Тедроу (Tedrow, 1977), который считал зональными выделяемые им "бурые арктические и субарктические почвы", а широко отмечаемые в СССР тундровые глеевые почвы считал не зональными, а переувлажненными.

Однако в СССР после работ Ю.А. Ливеровского и, особенно, Е.Н. Ивановой, обосновавшей выделение тундровых глеевых почв в качестве зонального типа тундр, стали господствовать представления о зональном характере глеевого процесса в почвах на суглинках и глинах. Даже, если признаки оглеения в профиле отсутствовали или были выражены слабо или были строго локализованы, все равно в названиях почв использовался корень "глей" – "тундровые скрыто-глеевые", "тундровые торфянисто-перегнойно-глеевые выщелоченные или оподзоленные (бугорки реликтовые)", "арктотундровые слабо оглеенные". Глеевые почвы широко выделялись не только в тундре, но и в мерзлотно-таежных областях.

В 1980 г. выходит статья И.А. Соколова «Гидроморфное неглеевое почвообразование» (Соколов, 1980), которая дала новое понимание географии почв мерзлотных областей Сибири и дала жизнь новой дискуссии о соотношении глеевых и неглеевых почв в почвенном покрове бореально-арктических областей. С тех пор гидроморфные неглеевые почвы – криоземы были найдены в широком спектре условий, в том числе их ареал сместился на север до Колымской низменности (Федоров-Давыдов и др., 2004; Фоминых, 2004), на юг до высокогорий Алтая (Лесовая, Горячкин, 2007) и на запад до Новой Земли (Горячкин, 2006). Как уже было сказано выше (табл. 1), в тундре ЕТР в качестве наиболее дренированных почв выделяется целый спектр суглинистых почв, а «глеевый» процесс в Колымской низменности связан с особенностями «оксидно-железистой матрицы» (Водяницкий и др., 2008).

Таким образом, в настоящее время происходит смена парадигмы в понимании закономерностей географии глеевых и неглеевых почв в Северной Евразии. Необходимо дальнейшее изучение этой проблемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Деятельность И.А. Соколова, особенно в исследовании литогенного фактора почвообразования и соотношения педогенеза и экзогенеза, позволила по-новому взглянуть на географию почв, в том числе, и на географию почв Северной Евразии. Проблемы географии почв Северной Евразии – это проблемы соотношения биоклиматогенных и геогенных (т.е. связанных с субстратом и рельефом) признаков в почвенном покрове. Здесь биоклиматические закономерности накладываются как на пестрый, так и, на первый взгляд, однородный состав почвообразующих пород. Наиболее «чистые» биоклиматогенные ряды почв можно проследить на легких породах, а суглинистые и карбонатные породы Северной Евразии редко бывают однородными на больших пространствах. Помимо различий в меха-

ническом составе, сложении, составе «скелетных» и глинистых минералов на ход почвообразования оказывает влияние и «оксидно-железистая матрица» – состав минералов (гидр)оксидов железа.

Проблема понимания географии почв северной Евразии – это проблема понимания роли субстрата и рельефа в почвообразовании в различных биоклиматических условиях. Ее необходимо решать как на уровне регионов, так и на уровне континента. Начатая И.А. Соколовым работа по созданию общей концепции географии почв Северной Евразии должна быть продолжена, а для этого необходимо решить ряд проблем, указанных в данной работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Водяницкий Ю.Н., Мергелов Н.С., Горячкин С.В. Диагностика оглеения в условиях низкого содержания оксидов железа (на примере почв тундры Колымской низменности) // Почвоведение. 2008. № 3. С. 261-279.

Водяницкий Ю.Н., Горячкин С.В., Лесовая С.Н. Оксиды железа в буроземах на красноцветных отложениях Европейской России и цветовая дифференциация почв // Почвоведение. 2003. №11. С. 1285-1299.

Горячкин С.В. Структура, генезис и экология почвенного покрова бореально-арктических областей ЕТР: Автореф. дис. ... докт. геогр. н. М., 2006. 48 с.

Горячкин С.В., Лесовая С.Н., Конюшков Д.Е. Почвы на карбонатных породах Прибайкалья: педоклиматогенная специфика химико-минералогических свойств и генезиса // Генезис, география та экология ґрунтів. Львів, 2008. С. 205-213.

Горячкин С.В., Макеев А.О. Направления таежного почвообразования: спектр мезоморфных почв Европейского Севера // Почвообразование и выветривание в гумидных и семигумидных ландшафтах. М., 1991. С. 8-72.

Горячкин С.В., Спиридонова И.А., Конюшков Д.Е. Дезинтеграционно-метаморфические горизонты и признаки в почвах на плотных карбонатных и гипсовых породах в различных условиях криогенеза // Междунар. конф. «Криогенные ресурсы полярных регионов». Салехард, 2007. Т. II. С. 67-70.

Градусов Б.П. Закономерности географии и генезиса минералогическо-кристаллохимической основы почв и процессов ее изменений при почвообразовании // Почвоведение 2005. № 9. С. 1138-1146.

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.

Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

Ковалев Р. В., Хмелев В.А., Волковинцер В.И. Почвы Горно-Алтайской автономной области. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. 351 с.

Конюшков Д.Е. Почвообразование на карбонатных породах в континентальной Субарктике (на примере севера Средней Сибири): Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М., 1991. 24 с.

Конюшков Д.Е., Горячкин С.В. Биоклиматогенные и литогенные закономерности почвообразования на карбонатных породах в Арктике и Субарктике // Междунар. конф. «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений». Тюмень, 2006. Т. II. С. 169-173.

Корсунов В.М. Подзолистые почвы автономных ландшафтов средней тайги Приенисейской части Западной Сибири // О почвах Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1978. С. 122-131.

Кузьмин В.А. Почвы котловин Байкальского типа. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976. 144 с.

Лесовая С.Н. Генезис и география почв на красноцветных породах Европейской территории России: Автореф. дис. ... д. геогр. наук. СПб, 2006. 34 с.

Лесовая С.Н., Горячкин С.В. Криогенные почвы высокогорий Алтая: морфология, минералогия, генезис, проблемы классификации и связь с почвами полярных областей // Междунар. конф. «Криогенные ресурсы полярных регионов». Салехард, 2007. Т. II. С. 96-99.

Мергелов Н.С. Почвообразование, почвенный покров и запасы углерода в Колымских тундрах и редколесьях: Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М., 2007. 28 с.

Найруменд Д., Тедроу Д.С.Ф. Роль материнской породы в процессах оглеения // Почвоведение. 1990. № 4. С. 28-37.

Оленев А.М. Воздействие макрорельефа на климат и ландшафтные комплексы. Свердловск, 1987. 88 с.

Рыжова И.М., Чернова О.В., Силева Т.М., Чичагова О.А., Выюненко А.В. Гумусное состояние черноземов Приволжской лесостепи, сформированных на разных почвообразующих породах // Почвоведение. 2006. № 6.

Скрыбыкина В.П., Чевычелов А.П. Тренды климатических показателей долинно-котловинной почвенной зональности Центральной и Южной Якутии // Вестн. Томск. госун-та. 2003. № 3. С. 294-296.

Соколов И.А. Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение. 1980. №1. С. 5-18.

Соколов И.А. Об экологии почв // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1982. С. 103-107.

Соколов И.А. Основные законы почвообразования // 100 лет генетического почвоведения. М.: Наука, 1986. С.126-136.

Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск: Наука, 1993. 232 с.

Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. 244 с.

Соколов И.А., Быстряков Г.М., Макеев А.О., Кулинская Е.В., Козицкая Л.Т., Быстров Г.И. Почвы Севера: эколого-генетическая, географическая и классификационно-номенклатурная концепция // Геохимия ландшафтов и география почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 145-172.

Соколов И.А., Конюшков Д.Е. Почвы и почвенный покров северного циркумполярного региона // Почвоведение. 1998. № 11. С. 1303-1317.

Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.

Тонконогов В.Д., Пастухов А.В., Забоева И.В. Генезис и классификационное положение автоморфных почв на покровных суглинках северной тайги Европы // Почвоведение. 2006. № 1. С. 29-36.

Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В. Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2004. № 2. С. 158-170.

Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н. Экологические особенности глееземов Российской Арктики // Почвоведение. 2004. № 2. С. 147-157.

Хмелев В. А. Почвы низкогорий Северного Алтая. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние 1982. 153 с.

Gołyeva A.A., Goryachkin S.V., Zhilina A.A., Nukhimovskaya O.E. Meadow ecosystems of karst landscapes of the northern taiga: genesis and history recorded in soil biomorphs and profiles // Cryosols: Genesis, Ecology and Management. Materials of the IV International Conference on Cryopedology. Arkhangelsk-Pinega, Russia, 2005. Moscow-Arkhangelsk, 2005. P. 29-30.

Goryachkin S.V., Cherkinsky A.E., Chichagova O.A. The soil organic carbon dynamics in high latitudes of Eurasia using ¹⁴C data and the impact of potential climate change // Global Climate and Cold Regions Ecosystems. R.Lal, J.M.Kimble, B.A.Stewart (eds). Lewis Publishers. 2000. P.145-161.

Sokolov I.A., Ananko T.V., Konyushkov D.Ye. The Soil Cover in Central Siberia // Cryosols. Permafrost-affected soils. J.Kimble (ed.). Springer, 2004. P. 303-338.

Tedrow J.C.F. Soils of the polar landscapes. Rutgers Univ. press, 1977. 664 p.