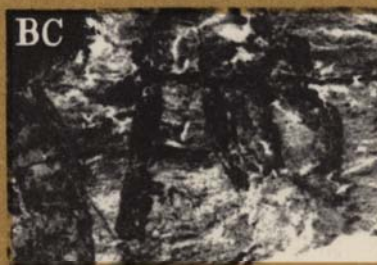

А. П. Феофилова

ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ
КАРБОНА И ПЕРМИ
ДОНБАССА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

A. P. FEOFILOVA

FOSSIL SOILS
OF CARBON
AND PERMIAN SYSTEMS
OF THE DONETZ BASIN

Transactions, vol. 270



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1975

А. П. ФЕОФИЛОВА

**ИСКОПАЕМЫЕ
ПОЧВЫ
КАРБОНА И ПЕРМИ
ДОНБАССА**

Труды, вып. 270



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975

Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. Феофилова А.П. М., "Наука", 1975 г., стр.1-104.

Детально изучены почвы под угольными пластами продуктивных свит нижнего и среднего карбона Донбасса, а также почвы, развитые в непродуктивных свитах верхнего карбона и в красноцветных отложениях нижней перми. В результате применения комплекса методов восстановлен ряд характерных особенностей ископаемых почв, в общих чертах близких современным почвам, в том числе наличие дифференцированного почвенного профиля с отчетливо выраженными элювиально-иллювиальными горизонтами. Установлены закономерные изменения вещественного состава почв вдоль профиля. По совокупности признаков намечены различные типы почв и показана тесная связь этих типов с характером палеоландшафта и климата.

Таблиц 15. Иллюстраций 27 (18 шт. + 9 таблиц микрофото). Библ. 37 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
академик В.В. Меннер, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

П.П. Тимофеев

Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief),
Academician V.V. Menner, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev

Responsible editor

P.P. Timofeev

Изучение ископаемых почв в каменноугольных и нижнепермских отложениях Донецкого бассейна было предпринято после завершения детального сравнительного литолого-фациального анализа всех пород этого разреза (Феофилова, Левенштейн, 1963; Феофилова, 1966). Эти исследования привели автора к заключению, что если представление о распределении суши и моря выводится литологами главным образом по таким характерным породам, как известняки, угли и континентальные – речные песчаники, о тектоническом – колебательном режиме – по характеру цикличности, то главнейшая информация о климате и связанном с ним ландшафте заключена, пожалуй, в породах самых верхних горизонтов суши, т.е. в почвах.

Этот вывод можно было сделать и аргументировать, исходя из теснейшей связи типов современных почв с ландшафтно-климатическими условиями их образования, подчиняющимися в свою очередь географической зональности. В пределах отдельных зон, например широко развитой таежно-лесной зоны СССР, выделяется в настоящее время до 60 подтипов почв, отвечающих изменениям температурного и водного режимов почвообразующих пород, рельефа, а также физико-химических параметров. В пределах каждого подтипа выделяются десятки родов и видов, в зависимости от исходной (материнской) породы, интенсивности проявления процессов почвообразования и других факторов.

К сожалению, в литературе почти отсутствуют сколько-нибудь детальные характеристики ископаемых почв. Упомянутся они главным образом при описании четвертичных речных террас и лёссовых отложений. Специальные же исследования древних ископаемых почв как у нас, так и за рубежом единичны и, как правило, также не выходят за пределы четвертичного времени (Морозова, 1962, 1963).

Исключение представляют работы американских геологов по изучению подугольных глин, так называемых *underclay*, в угольных бассейнах пенсильванского возраста США. Эти подугольные глины повсеместно обогащены каолинитом и местами образуют ценные промышленные месторождения керамического сырья и даже бокситовых руд. Производственный аспект определил односторонний характер исследований этих почв: изучались главным образом минеральный состав глин, условия их залегания и фациальные переходы на площади от полупластинчатых иллит-каолинитовых глин к почти чисто каолинитовому флинту и диаспору. Большое внимание уделялось также генезису всех этих разновидностей и роли почвенного выветривания. Подробнее об этих работах будет сказано в заключительном разделе, при обсуждении генетических типов изученных нами почв.

Следует упомянуть также работы В.И. Чалышева (1968, 1970), утверждающие широкое развитие ископаемых почв среди пермских и триасовых отложений севера Предуральяского прогиба.

Необходимость и важность изучения ископаемых почв подчеркивались некоторыми геологами (Личков, 1944) и почвоведом (Глазовская, 1956; Герасимов, 1961). Однако палеопедология как самостоятельная дисциплина еще не получила развития.

Можно полагать, что в основе недооценки геологами важности изучения ископаемых почв лежат чисто интуитивные представления о том, что эпигенетические процессы, последовавшие за погребением почвы, полностью уничтожили или до неузнаваемости изменили все особенности присущего ей почвенного профиля.

Вторая причина невнимания к ископаемым почвам, может быть, исходит из представления, что "типичные" почвы не могли перейти в ископаемое состояние, а поэтому в древних отложениях они отсутствуют. Встречающиеся же иногда корневые остатки в общем сингенетичны осадконакоплению, свидетельствуя о мелководном характере бассейна и, может быть, весьма кратковременных осушениях, совершенно недостаточных для формирования настоящей почвы. Подобные суждения автору не раз приходилось слышать, хотя в столь категоричной форме они, по-видимому, никем не были высказаны в печати.

В этом смысле положение с ископаемыми почвами напоминает существовавшее до недавнего времени положение с ископаемыми речными песчаниками. "Бытовало" широко распространенное мнение, что типичный аллювий не захороняется, на основании чего все русловые песчаники относились к дельтовым. За последние годы в результате большого количества литолого-фациальных исследований это заблуждение можно считать изжитым. Надеемся, что в недалеком будущем то же самое произойдет и с ископаемыми почвами.

Настоящая работа представляет результаты изучения ископаемых почв, развитых на фациально различном субстрате и в различных палеоклиматических обстановках и ландшафтах. Образцы почв отбирались из свежих выработок, ниже зоны современного выветривания и изучались в лабораторных условиях методами рентгенографического, химического, термического, оптического, электронно-микроскопического и механического анализов.

Почти все исследованные почвы заключены среди слабо измененных вторичными процессами отложений. Степень их изменения в карбоне определяется марками углей, преимущественно газовых (Г), что отвечает начальному этапу катагенеза (Логвиненко, 1968). Поскольку на этом этапе карбонатно-глинистый материал еще не испытывал существенных постдиагенетических преобразований, автор счел возможным в данной работе катагенетические изменения отдельно не рассматривать.

На всех стадиях работы автор пользовался ценной консультацией сотрудников Почвенного института им. В.В. Докучаева Б.П. Градусова и Е.А. Яриловой, которым выражает глубокую признательность.

Ископаемые почвы присутствуют во всех каменноугольных отложениях Донецкого бассейна и в красноцветных отложениях картамышской свиты R_{q1}^1 нижней перми. В пределах этого разреза в западных районах Донбасса на основании литолого-фашиального анализа всех пород были выделены три палеоклиматические обстановки: гумидная, гумидная с признаками засушливости и слабоаридная и выявлены особенности литогенетических типов пород, фаций и их взаимоотношений в циклах осадконакопления внутри каждой обстановки (Феофилова, 1966).

Гумидная – засушливая обстановка чередовалась с гумидной на протяжении верхнего карбона, постепенно получая все более широкое развитие к концу этого времени. Слабоаридная обстановка существовала в период формирования картамышской свиты нижней перми.

Постепенное изменение климата в сторону аридизации сопровождалось существенными перестройками палеоландшафта – от приморской аллювиальной равнины с удаленной областью питания (средний карбон) до континентальной относительно сухой равнины с сетью озер и коротких рек, вплоть до временных потоков, размывавших сравнительно близкие области питания, в том числе нижележащие каменноугольные отложения (нижняя часть картамышской свиты).

При выборе конкретных почв для детального изучения учитывалась необходимость:

- а) получения характеристик почв всех трех обстановок;
- б) выяснения влияния фашиального состава почвенного субстрата в пределах наиболее полифашиальной гумидной обстановки, а также влияния угольных пластов, непосредственно перекрывающих почвы;
- в) представительности почв для данного района и свиты, в частности без видимых следов перерыва почвообразовательного процесса и обогащения почвенным карбонатным материалом;

г) однородности первичного субстрата по гранулометрическому составу.

Образцы отбирались только из свежих выработок (в скважинах – сразу после выемки керна из колонковой трубы, в карьерах – после экскаватора, в шахтах – непосредственно из забоя) и сразу же парафинировались. Это, естественно, ограничивало возможности выбора. В результате из нескольких десятков описанных почв после просмотра пород под микроскопом было отобрано для детальных исследований в лабораторных условиях 17 почв. Их возраст, местоположение, наименование выработок и фашиальная характеристика субстрата и перекрывающих отложений показаны в табл. 1.

Гумидная обстановка. В наиболее типичном выражении представлена продуктивными свитами нижнего (C_1^3) и среднего (C_2^5, C_2^6) карбона. Гранулометрический спектр этих отложений широк, изменяясь от аргиллитов до грубозернистых песчаников с подчиненными прослоями гравелита и конгломерата. Отложения полифашиальны, включают как континентальные (аллювиально-озерные), так и морские фации. Отчетливо выражено сложноциклическое строение, опре-

Таблица 1

Основные данные об изученных почвах

Климатическая обстановка	Возраст	Район	№ почвенного профиля *	Мощность, м	Фациальный состав		Наличие угля, его индекс
					субстрата	кровли	
Слабоэридная	P_1^{qr}	с. Климовское (карьер)	<u>12-7</u> кр	0,75	Лагунино-заливный	Озерный	Нет
	P_1^{qr}		<u>5-1</u> кр	1,05	Озерно-лагунный	Лагунный	"
	P_1^{qr}	Гавриловское поднятие	<u>7-10</u> 7803	0,80	"	Озерный	"
Гумидная - засушливая	P_1^{qr}		<u>29-32</u> 7803	0,70	Озерный	"	"
	C_3^3		<u>49-52</u> 7803	1,20	Подводно-дельтовый	"	"
	C_3^2	Октябрьский глубокий	<u>9-12</u> 3974	1,60	Лагунный	"	"
Гумидная	C_3^1		<u>1-5</u> 3947	0,85	Озерный	"	"
	C_2^7		<u>24-28</u> 3970	0,80	Пойменный	Подводно-дельтовый	1_{m_9}
	C_2^6	Новгородовский	<u>21-25</u> 3367	0,90	Заливный	Заливный	1_8^2
	C_2^6	Кальмиусский рудник	<u>1-6</u> 3965	1,30	Лагунный	Лагунный (бар)	1_8^1
	C_2^6	Центральный, шахта 10	<u>16-21</u> ш.10	0,90	Озерный	Нет данных	1_4^B
	C_2^6	Центральный, шахта им. Дзержинского	<u>1-5</u> ш. Дз.	0,95	"	Лагунный	1_0
	C_2^6		<u>6-8</u> ш. Дз.	0,60	"	Озерный	Нет
	C_2^6	Новгородовский	<u>23-26</u> 3356	0,90	Пойменный	Лагунный	1_1^H
	C_2^5		<u>1-4</u> 3365	1,25	Озерный	Морской (в основании известняк L_1)	k_8
	C_1^3	Южно-Донбасский	<u>7-12</u> 8627	1,35	Лагунный	Лагунный	c_2
	C_1^2		<u>2-6</u> 8627	1,0	Заливно-лагунный	Морской (в основании известняк C_1)	Углистый аргиллит

* В числителе - начальный и конечный номера образцов по профилю; в знаменателе - номер скважины, номер или название шахты (ш.10 - шахта 10, ш.Дз. - шахта им. Дзержинского); в слабоэридной обстановке образцы брались из безымянного карьера (кр).

деляющее закономерное чередование пород различных фаций, причем подавляющее большинство циклов содержит угольные пласты. Породы имеют серую до темно-серой окраску, обусловленную тонкоперетертыми обугленными растительными остатками, наряду с которыми содержится растительный материал лучшей сохранности – корневых, стеблевых и листовых частей растений, в том числе остатки коры сцилярий, вайи папоротников. В бассейновых отложениях содержатся многочисленные и разнообразные фаунистические остатки, особенно: обильные в известняковых прослоях, являющихся хорошими маркирующими горизонтами. Из аутигенных минералов характерны сульфиды и карбонаты сложного состава, встречающиеся как в рассеянной форме, так и в виде микро- и макроконкреций.

Наиболее существенные различия между обстановками осадко- и угленакпления в нижнем и среднем карбоне сводятся к следующим (Феофилова, Левенштейн, 1963). В продуктивной свите C_1^3 нижнего карбона, особенно в ее нижней – наиболее угленасыщенной части, литологический и фациальный составы сравнительно однообразны вследствие очень слабого развития как грубозернистых пород, связанных с речной деятельностью, так и тонкоотмученных осадков морских фаций. Соответственно резко преобладают алевроитовые осадки устойчивой лагунной обстановки с широким развитием озерно-болотных фаций. Средняя мощность элементарных циклов (нижнего порядка) около 9 м, часто мощности их не превышают 5–6 м. Состав обломочного материала почти исключительно кварцевый с периодической примесью обломков осадочных пород. Карбонатные горизонты малочисленны, неустойчивы, сильно обогащены терригенной примесью, часто доломитизированы, содержат обедненный комплекс фауны, что в совокупности свидетельствует о прибрежно-мелководном образовании их в более или менее опресненных водоемах. Карбонатные конкреции однообразны по составу, с резким преобладанием магний-сидеритового типа. Угли чаще переходные от клареновых к дюреновым и дюреновые, средней степени разложения растительного материала. Отмеченные особенности в значительной мере можно связывать с начальным этапом развития Донецкой структуры (переход от платформенной карбонатной толщи к угленосной формации мобильного прогиба) и положением зоны нижнекарбонowego угленакпления в прибортовой части прогиба.

В продуктивных свитах C_2^5 и C_2^6 среднего карбона резко возрастает контрастность пород и фаций. В подугольной части циклов широко развиты грубозернистые породы аллювиальных фаций, в надугольной – тонкоотмученные терригенные и карбонатные осадки с разнообразной фауной опресненных и нормально-морских вод. Детальное палеокартирование, проведенное на всей площади Донбасса (Жемчужников и др., 1960), показало исключительную широту площадной миграции фаций и зоны угленакпления с попеременным наступанием и отступанием то континентальных, то морских осадков. В отдельные периоды вся юго-западная часть Донбасса представляла приморскую аллювиальную равнину с хорошо разработанными речными руслами, прослеженными на расстоянии более 150 км. Преимущественное направление речных потоков с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Состав грубозернистых осадков этих периодов существенно обогащен полевыми шпатами и слюдами, часть обломков принадлежит изверженным породам. Морские осадки в это время отступали на восток-северо-восток.

Подобные периоды сменялись интенсивными трансгрессиями моря, доходившего до рассматриваемой юго-западной части Донбасса, а временами перекрывавшего всю площадь бассейна. Основной фронт морской трансгрессии двигался с северо-востока на юго-запад, но отдельные языкообразные ингрессии варьировали в пределах юго-западного румба. Средняя мощность циклов продуктивных свит возрастает до 13–14 м, а в районах развития аллювиальных отложений – до 25–30 м; одновременно упорядочивается: соотношение мощностей циклов разных порядков и отчетливо выступает соответствие их опре-

деленным стратиграфическим подразделениям. Как пластовый, так и конкреционный карбонат изменяется по составу от чисто кальцитового до анкерит-сидеритового в явной зависимости от фашиальной обстановки; роль магниевой составляющей здесь заметно ниже, чем в нижнем карбоне. Фашиальная обстановка контролирует и степень разложения растительного материала в углях, изменяющуюся в широком диапазоне; угли кларенового типа. Все эти особенности в конечном счете обусловлены сложным геотектоническим режимом прогиба в кульминационной стадии его развития, неуравновешенным осадконакоплением с частыми периодами недокомпенсации и неустойчивостью палеоландшафтов.

Почвы гумидной обстановки в пределах угленосных формаций достаточно хорошо известны по ряду бассейнов. Следует, однако, подчеркнуть, что в угольной геологии под почвами понимаются породы, лежащие под угольным пластом и обладающие некоторыми специфическими особенностями. В монографическом труде по Донецкому бассейну (Жемчужников и др., 1959) почвы охарактеризованы как осадки болотной фации с оговоркой, что в отличие от всех других фаций типовые особенности их выведены не только по первичным генетическим признакам, но главным образом по наложенным вторичным, поскольку именно они определяют морфологию этих образований. Природа вторичных признаков и особенности их проявления в разных обстановках остались неизученными. Ниже мы ограничимся краткой общей характеристикой почв гумидной обстановки и приведем полевое описание детально изученных нами почв, останавливаясь главным образом на признаках почвообразовательного процесса.

Искапаемые почвы отчетливо выделяются визуально, особенно если они затронуты современным выветриванием (в обнажениях или в старом керне скважин). Их отличают в первую очередь окраска, текстура, наличие корневых остатков и специфических — почвенных конкреций. При внимательном полевом изучении легко подметить определенную вертикальную зональность строения: темно-серые глинистые осадки верхней зоны, неслоистые, с характерной комковатой текстурой, переполненные обугленными остатками сложно разветвленной корневой системы (так называемой "кучерявчик"), сменяются книзу более светлыми, плохо сортированными алевроито-глинистыми осадками, с большим количеством вертикально ориентированных корешков и карбонатных конкреций неправильно желвачной или корневидной формы со значительной ролью железистого компонента, особенно в почвах, развитых на континентальных породах. Переход почвы в подстилающую породу более или менее постепенен. Граница почвы с "исходной" породой приблизительно отбивается по исчезновению корневых остатков, нарушенной текстуры и структуры, специфических конкреций и по появлению первично-осадочных форм слоистости, подчеркиваемой явно переотложенным растительным материалом.

Вертикальная зональность морфологически лучше выражена в почвах из продуктивных свит среднего карбона. Для почв нижнего карбона характерна растянутость профиля за счет нижней зоны, представленной прибрежно-мелководными осадками со слабо нарушенной первичной слоистостью ряби волнений, пронизанными тонкими вертикальными корешками.

Из нижнего карбона детально изучены по скв. 8627 две сближенные по разрезу почвы: на границе подугленосной (C_1^2) и угленосной (C_1^3) свит и в нижней части угленосной свиты (рис. 1; см. табл. 1).

Профиль $\frac{2-6}{8627}$, почва под углистым аргиллитом (0,10 м)

Глубина, м

0—0,30. Алевролит мелкозернистый, глинистый, неслоистый, рыхлый (слабо сцементированный), комковатый (легко рассыпается на остроугольные обломки), с зеркалами скольжения и беспорядочно ори-

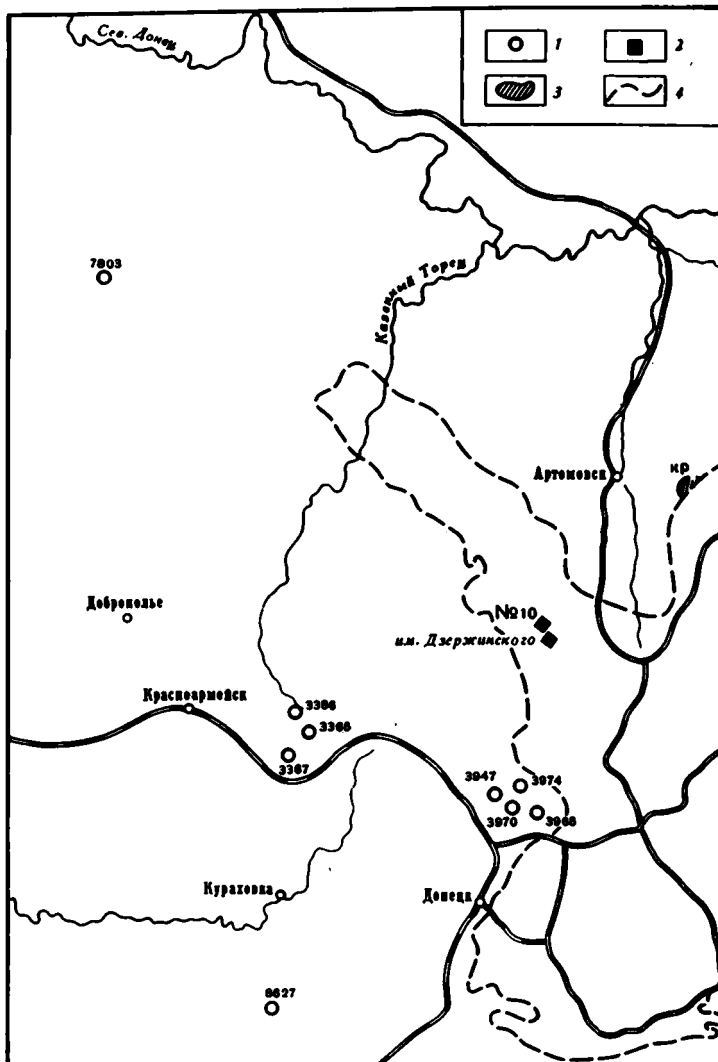


Рис. 1. Схема расположения выработок, по которым изучались почвы

1 – скважины; 2 – шахты; 3 – карьер; 4 – границе открытой части Донбасса

ентированными корневыми остатками – “кучерявчик”¹ (зона развития горизонтальных корней – стигмарий с многочисленными аппендиксами, которые чаще всего встречаются в керне, создавая видимость беспорядочной ориентировки).

¹ Этот широко распространенный в Донбассе термин употребляется здесь для обозначения определенного типа пород с устойчивыми признаками, обусловленными почвообразованием; обычно “кучерявчик” представляет верхнюю часть почвы в угленосных отложениях донецкого карбона.

Глубина, м

0,30–0,70. Алевролит крупнозернистый, со следами первично–седиментационной слоистости ряби мелководья, нарушенной вертикальными корневыми остатками. Содержит редкие плотные темно–бурые, не вскипающие с HCl конкреции диаметром < 1 см.

0,70–1,0. Алевролит крупнозернистый, с менее нарушенной слоистостью ряби мелководья и редкими тонкими корешками.

Исходная порода. Алевролит крупнозернистый, с мелкой косоволнистой и горизонтальной слоистостью прибрежной зоны заливно–лагунных водоемов, подчеркиваемой довольно большим количеством мелких растительных остатков, детрита и пластинками слюды, ориентированных по наслоению.

Верхняя часть цикла, вмещающего данную почву (кровля углистого аргиллита), сложена морскими осадками, включающими известняк C_1 (так называемой "свитный", разграничивающий свиты C_1^2 и C_1^3). Соответственно цикл относится к трансгрессивному типу.

Профиль $\frac{7-12}{8627}$, почва под угольным пластом c_2 (0,70 м)

Глубина, м

0–0,30. Алевролит мелкозернистый – "кучерявич".

0,30–1,05. Переслаивание алевролитов прибрежно–озерного типа, нарушенное корневыми остатками; стигматии ориентированы горизонтально, аппендиксы – беспорядочно.

1,05–1,35. То же, растительные остатки частично пиритизированы, часто встречаются мелкие округлые конкреции, не вскипающие с HCl.

Исходная порода. Переслаивание алевролитов прибрежно–лагунного типа с многочисленными переотложенными растительными остатками и крупными линзовидными конкрециями, ориентированными по наслоению.

Кровля угля c_2 сложена лагунными осадками; цикл, вмещающий почву, относится к однородному типу.

В среднем карбоне детально изучено восемь почв, группирующихся в восточной (шахта им. Дзержинского, шахта 10, скв. 3965, 3970; см. рис.1) и западной частях исследованной территории (скв. 3367, 3365, 3356). В восточной части господствовали условия, типичные для продуктивных свит гумидной обстановки. На западе (Новгородовский район) во время отложения продуктивных свит периодически устанавливались несколько более засушливые условия, надвигавшиеся со стороны Днепровско–Донецкой впадины. Об этом свидетельствует в первую очередь появление здесь безугольных интервалов красноцветной окраски, мощностью до нескольких десятков метров, которые чередуются в разрезе с угленосными. В последних, кроме того, наблюдается слабая пестроцветность, особенно заметная в почвах, развитых на континентальных отложениях. В них изменяется также состав карбонатных конкреций, давая всю гамму переходов от чисто сидеритового (характерного для почв гумидной обстановки на континентальном субстрате) к сложному кальцит–доломит–анкеритовому (Феофилова, 1972). Направленность этих изменений аналогична наблюдавшейся в непродуктивных свитах верхнего карбона, где они выражены более отчетливо и несомненно связаны с начальной стадией аридизации.

Пользуясь палеогеографическими картами, построенными для всей площади Донбасса (Жемчужников и др., 1960), можно с большой точностью оп-

ределить направленность развития осадконакопления в каждом цикле (регрессивный, однородный, трансгрессивный типы) и, кроме того, приближенно оценить, по границе распространения морских осадков, расстояние, отделявшее данную почву от регрессировавшего моря.

Профиль $\frac{1-5}{\text{ш. Дз.}}$, почва под угольным пластом 1_0
(0,40 м + углистый аргиллит 0,55 м)

Глубина, м

0-0,20. Аргиллит тонкогоризонтальнослоистый за счет обильных растительных остатков - "листоватый" (тип лесной подстилки).

0,20-0,55. Алевролит мелкозернистый - "кучерявичек".

0,55-0,95. Алевролит среднезернистый, с вертикальными корневыми остатками.

Исходная порода. Алевролит мелкозернистый, с растительным детритом. Озерная фация.

Почва располагалась в пределах широкой аллювиальной долины; расстояние ее до береговой линии моря около 80 км. После отложения угля 1_0 оно увеличилось до 120 км, что указывает на регрессивный тип цикла, 1_0 вмещающего данную почву.

Профиль $\frac{6-8}{\text{ш. Дз.}}$, безугольная почва непосредственно ниже исходных пород
профиля $\frac{1-5}{\text{ш. Дз.}}$

Глубина, м

0-0,30. Песчаник тонкозернистый, алевритовый, с вертикальными корешками.

0,30-0,60. Алевролит мелко-крупнозернистый.

Исходная порода. Алевролит среднезернистый. Фация реликтового озера.

Профиль $\frac{16-21}{\text{ш. 10}}$, почва под угольным пластом 1_4^B (0,34 м + углистый аргиллит 0,35 м)

Глубина, м

0-0,10. Аргиллит тонкогоризонтальнослоистый за счет обильных растительных остатков (тип лесной подстилки).

0,10-0,30. Аргиллит "кучерявичек".

0,30-0,50. Алевролит мелкозернистый, с реликтами слоистости ряби мелко-водя и вертикальными корешками.

0,50-0,70. То же, с редкими мелкими округлыми, не вскипающими с HCl конкрециями.

0,70-0,90. Алевролит средне-крупнозернистый, с более отчетливой первичной слоистостью и редкими вертикальными корешками.

Исходная порода. Тонкое переслаивание алевролитов прибрежной зоны реликтового озера.

Широкое развитие озерно-лагунной обстановки, реки предельно сужены. Расстояние до моря 60 км. После отложения пласта 1_4^B в трансгрессивную

фазу это расстояние сократилось до 15 км. Цикл, вмещающий почву, относится к трансгрессивному типу.

Профиль $\frac{1-6}{3965}$, почва пласта 1_8^1 (0,35 м)

Глубина, м

0-0,80. Аргиллит с обильными растительными остатками, преимущественно стигмари, лежащими по горизонтальному наслоению; верхние 0,05 м близки к типу лесной подстилки.

0,80-1,30. Алевролит мелкозернистый, неслоистый или скрытогоризонтально-слоистый, с остатками горизонтально залегающих стигмарий очень хорошей сохранности и беспорядочно ориентированными аппендиксами.

Исходная порода. Алевролит мелкозернистый, горизонтальнослоистый, с мелкими растительными остатками по наслоению. Озерная фация.

Почва на границе озерно-лагунных и озерно-болотных отложений; море за пределами Донбасса. В трансгрессивную фазу море приблизительно на расстоянии 50 км. Слаботрансгрессивный тип цикла.

Профиль $\frac{24-28}{3970}$, почва под угольным пластом m_9^1 (0,45 м + углистый аргиллит 0,10 м)

Глубина, м

0-0,40. Аргиллит "кучерявич".

0,40-0,80. Алевролит мелко-крупнозернистый, глинистый, неслоистый, с корневыми остатками и трубчатыми карбонатными конкрециями, по-видимому, по корешкам.

0,80-1,80. Алевролит мелкозернистый - аргиллит горизонтальнослоистый, с обильными обугленными остатками стеблевых частей растений по наслоению. Озерно-болотная фация.

Исходная порода. Тонкое переслаивание алевролитов с переотложенными растительными остатками. Фация поймы (на русловых песчаниках).

Эта почва относится к свите C_2^7 , для которой детальные палеогеографические карты не были составлены.

Профиль $\frac{1-4}{3365}$, почва под угольным пластом k_8

Глубина, м

0-0,20. Алевролит мелкозернистый, плотный, горизонтальнослоистый, содержит обильные стигмарии с аппендиксами по наслоению, реже вкрест наслоения.

0,20-0,75. Тонкое переслаивание алевролитов с мелкими текстурами взмучивания, ходами илоедов и тонкими нитевидными корешками, иногда внутри ходов. Присутствуют частые пиритовые конкреции разнообразной формы, корневые остатки также частично пиритизированы.

0,75-1,35. То же, но нет конкреций и встречаются прослои с переотложенными растительными остатками.

Исходная порода. Алевролит среднезернистый, горизонтальнослоистый, с редкими пиритизированными растительными остатками. Фация прибрежной зоны залива.

Почва в пределах широкой аллювиальной долины с разветвленной сетью русел, расстояние до моря порядка 165 км. В трансгрессивную фазу морские отложения, включающие "свитный" известняк L_1 (на границе свит C_2^3 и C_2^6), перекрыли пласт k_8 в районе развития данной почвы и распространились еще далее на запад. Трансгрессивный тип цикла.

Профиль $\frac{21-25}{3367}$, почва под угольным пластом l_8^2 (0,10 м)

Глубина, м

0-0,20. Алевролит мелкозернистый, буровато-серый¹ - "кучерявичик".

0,20-0,40. Алевролит мелкозернистый, светло-серый - "кучерявичик". Характерна мелкоглыбистая отдельность.

0,40-0,90. Алевролит среднезернистый, зеленовато-серый, неслоистый, с крупными корневыми остатками, почти нацело пиритизированными, изредка замещенными темно-бурым глинистым материалом.

Исходная порода. Алевролит среднезернистый, зеленовато-серый, с прерывистой горизонтально-волнистой слоистостью, с частыми конкрециями, ориентированными по наслению, хорошо вскипающими с HCl в порошке. Фация прибрежной зоны залива.

Исходные породы отлагались в заливе между двумя узкими речными долинами, расстояние до языкообразно вдающихся (в направлении залива) морских осадков примерно 80 км (линия фронта значительно дальше). В период, следовавший за отложением угля l_8^2 , трансгрессировавшее море было на расстоянии 155 км. Слаборегрессивный тип цикла.

Профиль $\frac{23-26}{3356}$, почва под угольным пластом $l_1^{H, P}$

Глубина, м

0-0,50. Алевролит мелкозернистый, серый с буроватым оттенком - "кучерявичик".

0,50-0,70. Алевролит мелко-среднезернистый, зеленовато-серый - "кучерявичик".

0,70-0,90. Алевролит среднезернистый, зеленовато-серый, с корневыми, преимущественно переотложенными остатками.

Исходная порода. Переслаивание алевролитов с песчаником тонкозернистым пойменно-го характера (ниже - русловый песчаник).

Исключительно широкая аллювиальная долина, до моря около 120 км; это расстояние сохраняется и в период трансгрессивной фазы. Однородный тип цикла.

К гумидной обстановке отнесена и одна почва из нижней свиты C_3^1 верхнего карбона (скв. 3947 - восточный район, см. рис.1). Почва безугольная (возможно, что маломощный угольный пропласток был пропущен при бурении), взята из интервала сероцветных пород, имеющих в этой свите преимущественное развитие. По слабому буроватому оттенку верхнего горизонта и составу карбонатных конкреций она близка среднекарбонным почвам западной группы скважин.

¹ Во всех случаях, когда цвет пород не указан, они окрашены в серые тона, характерные для угленосной толщи.

Глубина, м

- 0-0,25. Алевролит мелко-среднезернистый, глинистый, буровато-темно-серый. Много зеркал скольжения. Близок к "кучерявичку", но сохранилась первично-седиментационная горизонтальная слоистость, к которой приурочена большая часть стигмариевых остатков.
- 0,25-0,60. Тонкое переслаивание алевролитов, нарушенное текстурами взмучивания и вертикальными корневыми остатками. Мелкие конкреции диаметром < 1 см, трубчатой формы развиты по корешкам, слабо вскипают в порошке с HCl.
- 0,60-0,85. Тонкое переслаивание алевролитов прибрежно-озерного типа, слабо нарушенное редкими тонкими вертикальными корешками.
- Исходная порода. То же, без корневых остатков, первично-седиментационная слоистость подчеркивается растительным детритом и мелкими растительными остатками.

Гумидная обстановка с признаками засушливости (переходная). В связи с тем что постепенная аридизация климата надвигалась с запада, распространяясь на все более восточные районы, отложения верхнего карбона снизу вверх по разрезу все чаще и на все более длительное время приобретали специфические особенности, обусловленные нарастающей засушливостью. В интервалах, сложенных подобными отложениями, сужается фациально-гранулометрический спектр в связи с исчезновением осадков морских, аллювиальных и болотных фаций. Полностью исчезают угольные пласты, крайне редко встречаются песчаные отложения речных выносов в водоем, причем состав их отличается большей полимиктностью. Пластовые карбонаты очень редки, часто замешаются слабоизвестковыми алевролитами со следами вышелоченной фауны, иногда - с повышенным (до 1%) содержанием P_2O_5 . Преобладают алевритовые отложения лагунно-заливных водоемов и реликтовых озер, которые отличаются от аналогичных фаций гумидной обстановки худшей сортированностью, отсутствием или очень неясным проявлением первичной слоистости, малым содержанием растительного материала, сильно разложенного и частично замешенного ожелезненной глиной, почти полным отсутствием карбонатных конкреций (содержатся только в почвах) и фаунистических остатков, а также пестроцветной окраской. Снизу вверх по разрезу регрессивной части отдельного цикла окраска закономерно меняется от голубовато-серой через зеленовато-серую до красноцветно-пестроцветной, приуроченной к отложениям зарастающих озер и почв. Максимум растительного материала приурочен к пестроцветно-красноцветным отложениям, что является одним из многочисленных признаков постседиментационного происхождения красного цвета (за счет выделения свободного Fe^{+++} из железосодержащих минералов). Выпадение наиболее контрастных фаций, свидетельствующее об ослаблении мобильности прогиба, и неустойчивый характер цикличности с тенденцией к периодическим резким уменьшениям амплитуд частных колебаний привели к заключению, что сопряженно с климатом изменялся и весь палеоландшафт и геотектонический режим прогиба (Феофилова, 1966).

Почвы гумидной засушливой обстановки имеют очень характерный облик. Это слабо сцементированные неслоистые пестроцветно окрашенные алеврито-глинистые горизонты, с попеременным преобладанием то зеленоватых, то коричневатых-красных тонов. В верхней их части содержатся обильные мелкие (до микроразмеров) неправильно-желвачные конкреции преимущественно доломитового состава. Различаются детрит и следы разложенных тонких корешков травянистого типа, более отчетливые в почвах с преобладанием зеленоватых тонов окраски. Ниже зоны с конкрециями обычно залегают коричнево-красные аргиллиты с гелефицированными и ожелезненными растительными остатками. Однако вертикальная зональность здесь не столь отчетлива, часто

наблюдается выпадение или, наоборот, многократное чередование различных по морфологии и окраске прослоев.

Наиболее типичными для данной обстановки являются две почвы из свиты C_3^3 верхнего карбона и самой нижней части свиты P_1^{qr} верхней перми (граница между ними очень постепенна и в большинстве случаев условна), изученные нами по скв. 7803 в северо-западной части района (см. фиг. 1, табл. 1). Третья почва, изученная по скв. 3974 (восточная группа скважин), относится к свите C_3^2 верхнего карбона и по всем признакам занимает промежуточное положение между почвами гумидной и гумидной-засушливой обстановок.

Ввиду недостаточной фашиально-литологической изученности отложений C_3 и P_1 на площади и слабой дифференцированности их фашиального состава в районе исследований, достоверное определение направленности развития осадко-накопления в пределах отдельных циклов здесь невозможно.

Профиль $\frac{9-12}{3974}$, безугольная почва

Глубина, м

- 0-0,40. Аргиллит горизонтальнослоистый, с обильными растительными остатками по наслоению (лесная подстилка).
- 0,40-0,90. Алевролит мелкозернистый, неслоистый, комковатый, с зеркалами скольжения. Содержит частые корневые остатки, замещенные карбонатным материалом, хорошо вскипающим с HCl .
- 0,90-1,60. Алевролит мелкозернистый, с реликтами первичной слоистости, сильно нарушенной тонкими корневыми остатками травянистого облика: от каждого вертикального корешка, частично замещенного карбонатным материалом, ответвляется сетка тончайших спутанных нитевидных корешков. Мелкие бурые конкреции повторяют неправильные формы слоистости.
- Исходная порода. Алевролит мелко-среднезернистый, горизонтальнослоистый. По наслоению - растительный детрит и мелкие линзовидные конкреции. Фашия озера.

Профиль $\frac{49-52}{7803}$, безугольная почва.

Глубина, м

- 0-0,70. Аргиллит пестроцветный за счет неправильной формы пятен светлого-серого с голубовато-зеленоватым оттенком (бирюзового) и вишнево-красного, местами с фиолетовым оттенком цветов. Преобладает бирюзовая окраска, вишнево-красные пятна развиты вокруг полуразложившихся растительных остатков; реже встречаются мелкие обугленные растительные остатки, не замещенные глинистым материалом. Рыхлый, неслоистый, мелкокомковатый, часты зеркала скольжения и конкреции, хорошо вскипающие с HCl .
- 0,70-1,20. Алевролит мелко-среднезернистый, зеленовато-серый, с обильными полуразложившимися корневыми остатками, частью замещенными ожелезненной глиной. Неслоистый, комковатый, с обильными конкрециями, хорошо вскипающими с HCl .
- Исходная порода. Алевролит средне-крупнозернистый, голубовато-серый, скрытогоризонтальнослоистый, по наслоению немного мелкой складки и растительного детрита (0,50 м). Ниже переходит в песчаник тонкозернистый фашии речных выносов.

Глубина, м

0-0,25. Алевролит мелкозернистый, глинистый, красновато-коричневый, местами с фиолетовым оттенком, с неправильными пятнами и разводами охристо-зеленого цвета, развитыми по полуразложженным корневым остаткам. Рыхлый, неслоистый, отчетливо выражена отдельность, участками с тенденцией к слоистой. Встречаются нитевидные корешки, окаймленные сизой глиной. Очень много микроконкреций диаметром ≤ 1 мм, легко выкальвывающихся из почвы. Много зеркал скольжения.

0,25-0,50. Алевролит мелкозернистый, глинистый, фиолетово-коричневый, с частыми тонкими корешками, окаймленными охристо-зеленой, до бирюзовой (сизой), глиной. Много карбонатных конкреций, хорошо вскипающих с HCl, диаметром $\sim 1-1,5$ см. Неслоистый, много зеркал скольжения.

0,50-0,70. Алевролит мелкозернистый, мелкопятнистой окраски за счет чередования пятен фиолетово-коричневого и бирюзового цветов. Неслоистый, комковатый.

Исходная порода. Алевролит разнозернистый, голубовато-серый, горизонтально-слоистый, по наслоению - мелкая слюда, растительный детрит и редкие мелкие полуразложженные растительные остатки, частично замещенные вишнево-фиолетовой глиной. Фация реликтового озера.

Слабоаридная обстановка. Постепенный переход верхнекарбонатовых отложений в нижнепермские сопровождался дальнейшей аридизацией климата, проявившейся наиболее отчетливо в нижней (большей) части картамышской свиты R_1^{qt} , представленной главным образом красноцветными алеврито-глинистыми осадками прибрежно-бассейновых (лагуно-озерных) и континентальных фаций. Некоторые литогенетические типы среди последних, в том числе изредка встречающиеся маломощные прослои гравелито-брекчий и довольно широко развитые алевролиты специфической брекчированной текстуры, могут быть отнесены к проловальной группе фаций сухих равнин. Породы имеют значительно менее зрелый характер, в песчаных разностях увеличивается содержание полевых шпатов, обломков пород, в том числе эффузивов, отдельные типы представляют граувакки. Растительные остатки практически отсутствуют, так же как и карбонатный материал, встречающийся лишь в основании свиты, где еще наследуются условия верхнего карбона. Упрощается характер циклического строения за счет крайне неотчетливого проявления мелких циклов, трудно сопоставимых по площади. Все эти особенности свидетельствуют о предельном снижении мобильности прогиба при одновременном вовлечении в размыв относительно близко расположенных областей за счет усиливающихся дифференциальных поднятий.

В отличие от верхнего карбона преобладающая здесь кирпично-красная окраска свойственна не только почвам, но и всем другим фациям, развитым в нижней части свиты. Лишь в верхней ее половине постепенно восстанавливается связь с открытым морем и появляются выдержанные пластовые известняки с морской фауной в окружении сероцветных морских терригенных осадков. К этим "серым зонам", на которых построена вся корреляция разрезов данной свиты, приурочен и растительный материал в форме детрита и очень мелких остатков. Отсутствие его в красноцветных отложениях нижней части свиты, наряду с целым рядом других признаков (в частности, большое содержание легкорастворимой формы Fe^{+++} , также явная связь окраски со слоистой текстурой), приводит к заключению, что происхождение красной окраски здесь первичное, за счет размыта и переотложения красноцветной коры выветривания в областях сноса. Для картамышской свиты характерно медепроявление, приуроченное к сероцветным, в том числе известковым, горизонтам в нижней половине свиты.

Почвы слабоаридной обстановки сосредоточены главным образом в нижней части свиты R_4^T , где имеют очень широкое развитие. Они имеют своеобразную пестроцветно-жилковатую окраску за счет тонких беспорядочно ориентированных, иногда сложно разветвленных прожилок относительно светлых, чаще зеленоватых тонов, образовавшихся в значительной мере за счет локальной редукции окисного железа вокруг нацело разложенных корневых растительных остатков травянистого типа. Реже прожилки окрашены в красные тона, выделяясь на фоне более светлых участков. Характерно отсутствие сортировки, очень неравномерное – кучкообразное распределение обломочных зерен, очень комковатая текстура; карбонатные конкреции, как правило, отсутствуют, но содержатся окисно-железистые микроконкреции, иногда заметные макроскопически.

Типичные представители почв слабоаридной обстановки изучены нами в свежем карьере (см. рис.1), где были обнажены две почвы из смежных по разрезу циклов. Третья почва из скв. 7803 менее характерна, так как относится к основанию картамышской свиты и является переходной к почвам засушливой обстановки.

Профиль $\frac{7-10}{7803}$

Глубина, м

0–0,20. Алевролит мелко-среднезернистый, глинистый, красновато-коричневый с пятнами бирюзово-серого и охристо-зеленого цветов, корневидной формы. Неслоистый, мелкокомковатый, с мелкозернистой, участками слоегато-плитчатой отдельностью. Много зеркал скольжения.

0,20–0,50. Алевролит мелко-среднезернистый того же характера, но карбонатизирован, хорошо вскипает с HCl .

0,50–0,80. Алевролит мелко-среднезернистый, охристо-кирпично-коричневого цвета. Скрытогоризонтальнослоистый, отдельность слоегатая. Содержит частые мелкие включения (< 1 мм) темно-коричневого до черного цвета. По наслоению – следы редких мелких растительных остатков в виде бирюзовых прожилок.

Исходная порода. Алевролит мелко-среднезернистый, охристо-красно-коричневый, с редкими линзочками и мелким крапом бирюзовой окраски, с горизонтально-волнистой слоистостью, по наслоению – мелкая слюдка. Фация прибрежной зоны реликтового озера.

Профиль $\frac{12-7}{кр}$

Глубина, м

0–0,35. Глина коричневато-красная, с прожилками бирюзового цвета в форме тонких корешков, неслоистая, комковатая.

0,35–0,75. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с редкими бирюзовыми прожилками корневидной формы. Неслоистый.

Исходная порода. Алевролит крупнозернистый, светло-бурый, с частыми бирюзовыми прожилками, подчеркивающими горизонтальную слоистость, книзу переходит в алевролит мелкозернистый, коричневато-красный того же характера. Фация реликтового озера.

Профиль $\frac{5-1}{кр}$

Глубина, м

0–0,35. Алевролит разнозернистый, глинистый, коричневато-красный, неслоистый, комковатый, с обильными бирюзовыми прожилками корневидной формы.

Глубина, м

0,35–1,05. Алевролит разномзернистый, коричневатокрасный, участками с фиолетовым оттенком. Видна неясная, очень тонкая горизонтальная и мелкая косоволнистая слоистость. Бирюзовые прожилки в форме растительных остатков ориентированы преимущественно по наслению, изредка секут слоистость.

Исходная порода. Алевролит разномзернистый, коричневатокрасный, горизонтальнослоистый, по наслению – бирюзовые прожилки в форме растительных остатков. Фация озера.

Макроморфологическое изучение ископаемых почв дает первое представление о наличии в них определенной вертикальной зональности, более или менее напоминающей профили современных почв, с горизонтами А (элювиальноаккумулятивный), В (иллювиальный) и С (исходная, или материнская, порода). Ниже будет показана правомочность подобной аналогии.

Под микроморфологией почв¹ понимается сравнительно новая отрасль почвоведения, занимающаяся микроскопическим изучением почвенного профиля в его естественном виде. Кубиена (Kubiëna, 1938), считающийся основоположником этого направления, в своем монографическом труде "Micropedology" понимает под микроморфологией взаиморасположение почвенных компонентов, непрерывно изменяющееся в процессе развития почвы под влиянием дифференциальных движений всех или некоторых ее компонентов. Совокупность всех этих движений определяет динамику почвы, лежащую в основе типизации почв. Качественные особенности динамики конкретной почвы зависят от климата (регионального или локального), географического положения, поверхностного рельефа, растительности, водных условий и специфики внутренней структуры и химико-минералогической природы исходной (материнской) породы. Дифференциальные движения почвенных компонентов как суммарный результат воздействия всех этих факторов проявляются в конечном счете в многократном чередовании процессов коагуляции и пептизации, затрагивающих подвижную часть почвенного субстрата, так называемую плазму (обычно это тонкодисперсные и высокоактивные новообразования). Периодические высыхания и увлажнения почвы стимулируют эти процессы, сопровождающиеся изменением всех физико-химических параметров.

Установление динамики данной почвы, сводящееся к расшифровке наблюдающихся сложных превращений, новообразований и перемещений почвенных компонентов, и является конечной целью микроскопического морфологического анализа.

Из числа многочисленных аспектов микроморфологического метода мы остановимся здесь лишь на некоторых, наиболее характерных для наших условий особенностях, обнаруживающих черты сходства с современными почвами. Помимо зарубежной и отечественной литературы, отмеченной по ходу изложения в тексте, при составлении данного раздела широко использована сводная работа Е.И. Парфеновой и Е.А. Яриловой (1962), посвященная минералогическим исследованиям в почвоведении.

Оптически ориентированные глины (ООГ)

Под оптически ориентированными понимаются глины с ярко выраженной в скрещенных николях однородностью погасания глинистых частичек внутри более или менее крупных отдельностей. По ориентировке, форме и размерам этих отдельностей, а также по форме погасания выделяются различные типы ООГ. Наиболее детальные классификации ООГ приводятся в работах Брэера (Brewer, 1964) и Н.А. Кориной и М.А. Фаустовой (1963). ООГ широко развиты в современных почвах и связываются большинством исследователей с процессом иллювиирования глинистого вещества вдоль почвенного профиля и выветривания *in situ*, приводящего к глинообразованию.

¹ Микроморфология почв – наиболее распространенный русский перевод термина "Soil fabric", введенного Кубиена.

В изученных ископаемых почвах развиты все основные типы ООГ. Преимущественным распространением пользуется струйчатый или параллельноволокнистый тип¹. Оба названия употребляются обычно как синонимы, но можно придавать им значение разновидностей одного типа – с широкими полосами или более узкими волокнами параллельно ориентированных и одновременно угасающих частиц (табл. I, 1,2). Первая разновидность, по нашим наблюдениям, характерна для чисто глинистых пород, вторая – для алевроито-глинистых, в которых ориентировка волокон часто подчеркивается пластинками слюды. Эта последняя разновидность встречается редко. Струйчатый тип характерен для почв гумидной и слабоаридной обстановок и не наблюдался в почвах гумидной переходной обстановки (с признаками засушливости).

Не менее развит повсеместно встречающийся спутанно-волокнистый (он же перекрестно-волокнистый) тип с беспорядочной ориентировкой волокон. Заметно реже и, главное, не во всех климатических обстановках встречается мозаичный или чешуйчатый тип, с короткими волокнами – чешуйками, ориентированными под разными, преимущественно острыми углами (табл. I, 3). Этот тип явно тяготеет к гумидной обстановке и крайне редок в переходной и слабоаридной обстановках, где встречается всегда в сочетании с другими типами. По величине чешуек можно выделять разновидность мелко мозаичную, которая приурочивается к алевроитовым глинам и подчеркивается пластинками слюды; в почвенном профиле, однако, она занимает особое место, представляя собой, чаще всего, уже переход к глинам, не имеющим специфической ориентировки.

Еще менее развит сетчатый тип ООГ (табл. II, 1), изредка встречающийся во всех обстановках, но всегда в сочетании с другими типами, которые явно преобладают. В этом типе волокна ориентированы в двух направлениях и, пересекаясь под одинаковыми углами, образуют довольно правильную сетку.

Резко подчиненное развитие имеет пленочный тип, образующийся вокруг обломочных зерен и микроконкреций; в отличие от других типов глинистые частички внутри пленки ориентированы не параллельно границам пленки, а по касательным к тому образованию, которое они обволакивают. Этот тип в гумидной обстановке встречается в более грубозернистых породах нижней части профиля и в большинстве случаев, по-видимому, не имеет связи с почвообразовательным процессом; в других обстановках он более характерен.

Особое место среди ООГ занимают так называемые колломорфные глины, под которыми понимаются очень тонкодисперсное гелеобразное глинистое вещество, выпадающее из коллоидных растворов в виде слоистых скорлуповатых или неправильно извилистых натеков, заполняющих поры, трещины и различного происхождения каналы в почве. Обычно колломорфные глины содержат примесь гидроокислов железа или мелкораспыленного гумуса, придающих им соответственно красноватую или бурую окраску. В скрещенных николях колломорфная глина, в наиболее типичной для нее форме, имеет волнистое или концентрическое погасание, причем волны и концентры ориентированы примерно перпендикулярно контурам включения. Подобные глины имеют довольно широкое развитие в красноцветных почвах слабоаридной обстановки (табл. II, 3); более мелкие включения изредка встречаются в почвах верхнего карбона гумидной – безугольной обстановки (табл. II, 2). В пестроцветных почвах II, гумидной – засушливой обстановки колломорфная глина не встречена. В почвах из продуктивных свит C_1 и C_2 колломорфная глина встречается обычно в менее характерном виде, в тесной связи с разложившимися корневыми остатками. Включения мелкие, извилисто-вытянутые, с примесью дисперсного гумуса более темной окраски. В скрещенных николях волнисто-концентрическое погасание чаще отсутствует, реже наблюдается неясное пятнистое погасание. Иногда подобная колломорфная глина вместе со струйчатым типом ООГ выполняет внутреннюю полость корневого канала (табл. III, 2).

¹ Все названия типов ООГ даются в общепринятой русской терминологии, легко сопоставимой с зарубежной.

Е.И. Парфенова и Е.А. Ярилова (1962) связывают струйчатый и отчетливо выраженный пленочный типы ООГ с начальным этапом илловирования глинистого вещества, а колломорфный тип – с наиболее ярким выражением этого процесса. Наблюдающееся в наших почвах распределение отдельных типов вдоль почвенного профиля закономерно и в общем хорошо согласуется с этими представлениями.

Прежде всего, следует заметить, что для исходных (материнских) пород вышеотмеченные специфические формы ООГ не характерны. Глинистое вещество или совсем не ориентировано, или в нем наблюдаются параллельная, беспорядочная и некоторые другие текстуры нормально-осадочных пород. Все эти текстуры проявляются за счет ориентации тончайших поляризующих частичек, тогда как в ООГ подобные частички организованы в значительно более крупные отдельности – полосы, волокна, пластинки или толстые пленки. Переходные формы к текстурам ООГ, встречающиеся несколько выше по профилю, представлены ранее охарактеризованным мелко мозаичным типом, а в гумидной обстановке, кроме того, и прерывисто-волокнистым типом, с параллельной ориентацией коротких волокон, сложенных главным образом пластинками слюды с небольшой примесью однородно ориентированных глинистых частичек. В этой же нижней части профиля встречается иногда мелкая спутанно-волокнистая текстура, явно связанная с интенсивным разложением полевых шпатов и слюд, первично обогащавших исходную – относительно грубозернистую породу.

Выше, в пределах илловивального горизонта (В) присутствуют разнообразные типы ООГ: спутанно-волокнистый, струйчатый, мозаичный и сетчатый с попеременным преобладанием первых трех и всегда подчиненным развитием последнего. В верхней части профиля почти всегда преобладают струйчатый и спутанно-волокнистый типы. В редких случаях отсутствия или слабого развития этих типов их место в верхней части профиля занимает мозаичный тип. Колломорфная глина в слабоаридной обстановке встречается в верхней части профиля, где наблюдается развитие других типов ООГ. В гумидной обстановке она встречается как в верхней, так и в средней части профиля.

Указанная последовательность переходов и разнообразие типов ООГ более характерны для гумидной обстановки. В других обстановках ООГ вообще сдвинуты к верхней части профиля, где спутанно-волокнистый, струйчатый и колломорфный типы встречаются непосредственно среди глин, лишенных специфической ориентации, а другие типы ООГ (исключая пленочный) имеют ничтожное развитие.

Во всех почвах гумидной обстановки основные типы ООГ тесно связаны с корневыми растительными остатками. Струйчатый тип ООГ всегда наблюдается непосредственно около прямолинейных участков более или менее крупных корешков (табл. I, 1), а часто и внутри корневых каналов, когда последние заполнены глинистым материалом (табл. III, 1), причем ориентировка струйчатой отдельности всегда параллельна корневым остаткам. На участках сложно разветвленных корневых остатков развивается спутанно-волокнистый тип. В удалении от крупных корешков, на участках, содержащих мелкие, беспорядочно ориентированные и довольно сильно гелифицированные растительные остатки, развивается мозаичный тип (табл. I, 3, 4).

Эти зависимости можно проследить как в пределах одного образца и даже одного шлифа, так и по ряду шлифов из образцов различных горизонтов почвенного профиля. Если, например, в самом верхнем горизонте почвы вместо характерной для него струйчатой ООГ развита мозаичная, – это отвечает соответствующему характеру растительных остатков в этом горизонте.

Из наблюдений над связью типов ООГ с растительными остатками, которой мы коснемся еще раз при характеристике различных форм гумуса, создается впечатление, что в гумидной обстановке тонкодисперсное глинистое вещество перемешалось в основном по корневым каналам (табл. III, 1, 3), взаимодействуя с гелифицированным органическим веществом растений. Это проявляется как в непосредственных переходах гелифицированного органического вещества в струй-

чатый тип ООГ, так и в некоторой общности ориентации разрушенных и частично гелифицированных растительных остатков и глинистых волокон и чешуек в спутанно-волокнистом и мозаичном типах ООГ.

В слабоаридной обстановке растительные остатки практически не сохранились; однако приуроченность струйчато-волокнистых типов к верхней части профиля и участкам развития корневидных оглеенных пятен позволяет думать, что и здесь образование этих типов было следствием перемещения глинистого вещества по каналам корневого и, вероятно, зоогенного (ходы роющих животных), а также механического (трещины) происхождения.

Растительные остатки и органическое вещество

Растительные остатки, представленные главным образом корневыми частями растений, сохранились как в обугленном, так и в гелифицированном состоянии. Кроме того, довольно часто присутствует аморфное органическое вещество, образовавшееся, по-видимому, также за счет растительности, по интенсивно разложившейся до полной потери формы. Между этими основными видами наблюдается целая гамма переходов, которые можно проследить иногда в пределах даже одного шлифа.

Проводить аналогию между этими ископаемыми видами органического материала и различными типами гумуса современных почв на данном этапе наших исследований вряд ли целесообразно — это требует специальных анализов, которыми мы не располагаем. Поэтому здесь будет дана лишь качественная микроскопическая характеристика их, с использованием представлений о характере процесса разложения и превращения растительных остатков, которые приняты в петрографии углей (Жемчужников, Гинзбург, 1960).

В пределах гумидной обстановки растительные остатки верхних почвенных горизонтов под микроскопом имеют характер сравнительно тонких, вытянутых примерно в одном направлении (табл. III, 1), или, наоборот, сложно разветвленных, извивающихся (табл. IV, 1), или кольцеобразных (табл. IV, 6) непрозрачных и полупрозрачных полос или волокон. При меньших увеличениях видно, что они представляют собой реликты измененной растительной ткани корешка, замещенного глинистым или карбонатным материалом, часто — сочетанием того и другого (табл. III, 1—4). Различная форма этих реликтовых остатков зависит главным образом от ориентировки корешков: в самом верхнем горизонте ("кучерявичек"), где корневые остатки расположены беспорядочно, косые и поперечные срезы дают картину, подобную изображенной на табл. IV, 1, 6; в нижележащих горизонтах, где преобладают вертикально ориентированные корешки, реликты измененной растительной ткани в продольном разрезе вытянуты субпараллельно. Вниз по почвенному профилю начинают преобладать аллохтонные мелкие остатки стеблевых частей растений и детрит, ориентированные в горизонте С уже явно по наслоению.

В проходящем свете корневые остатки верхних горизонтов профиля имеют преимущественно темную, красновато- или буровато-коричневую до черной окраску. В одних случаях полупрозрачное гелифицированное вещество лишь окаймляет черное непрозрачное; в других — гелификация выражена отчетливее, захватывая не только края, но и средние части растительного остатка, однако в большинстве случаев оно чередуется с непрозрачными черными участками.

Реже имеет место полная гелификация остатков, причем она проявляется различно в зависимости от окраски. Когда преобладают буро-коричневые тона, гелифицированный растительный остаток распадается на отдельные тяжистые волокна и как бы расплывается, сливаясь с вмещающим веществом породы. Здесь можно наблюдать очень постепенный переход в гелифицированное вещество той же окраски, но уже совершенно бесформенное, пятнисто-хлопьевидной текстурой, заключенное среди глинистого цемента породы.

Нацело гелифицированные остатки оранжево-красного цвета имеют, наоборот, четкие контуры, резко ограничивающие их от вмещающих пород. Бесфор-

менное гелифицированное вещество этой окраски совершенно не характерно.

В целом в отличие от углистых пород и углей, перекрывающих эти почвы, чистые оранжево-красные тона гелифицированного вещества в рассеянных растительных остатках имеют подчиненное и вообще локальное развитие.

Гелифицированные растительные остатки, в особенности с прозрачным оранжево-красным веществом, приурочены к верхним горизонтам профиля, причем максимум гелификации иногда наблюдается в горизонте А, иногда он перемещается в горизонт В. В нижней части профиля преимущественно аллохтонные мелкие растительные остатки и детрит обычно непрозрачны или только слегка просвечивают по краям.

Преобладание буро-коричневых тонов гелифицированного растительного вещества и соотношение его с черным непрозрачным обугленным веществом свидетельствуют о том, что процесс гелификации растительных остатков в почвах неоднократно прерывался процессом наложенной фюзенизации, развивавшейся при периодических повышениях весьма неустойчивого в почвах окислительно-восстановительного потенциала. В почвах осуществлялось и условие быстрого скачкообразного перехода от аэробных условий к анаэробным, также благоприятствующее фюзенизации (Жемчужников, Гинзбург, 1960).

Окислению и побурению гелифицированного вещества способствовал, по-видимому, и тесный контакт его с минеральной, в особенности глинистой, массой породы. Вероятно, поэтому бесформенное и бесструктурное гелифицированное вещество, которое можно сравнить с так называемой основной массой в углях, окрашено здесь исключительно в буро-коричневые тона.

Своеобразной формой гелифицированного растительного материала являются оболочки на сферолитах сидерита, развитые в некоторых почвах. Характерно, что сферолиты сидерита могут иметь широкий вертикальный диапазон, но оболочки на них строго приурочены к иллювиальному горизонту (В). В проходящем свете они совершенно непрозрачны, с четкими границами (табл. VI, 1,4), изредка встречаются двойные оболочки. В отраженном свете видно, что по органическому материалу развиты выделения пирита, в одних почвах нацело замещающие органический материал, в других — лишь частично, причем промежутки представлены обугленным веществом. Хотя следов гелификации не видно, несомненно, что и здесь она предшествовала фюзенизации, о чем говорит сама форма органического материала. Наличие органических оболочек свидетельствует также о раннем образовании сферолитов сидерита, вероятно, еще до перехода в ископаемое состояние.

Значительная часть растительных остатков частично или полностью пиритизирована. Пиритизированные остатки имеют всегда четкие контуры, без следов гелифицированного вещества. Как правило, максимальная пиритизация приурочена к верхней части профиля.

Выше, при характеристике типов оптически ориентированных глин (ООГ), уже упоминалось о связи их с измененным органическим веществом, проявляющейся в сходстве ориентировок растительных остатков и ООГ. Еще ярче эта связь выступает на участках расщепления растительных остатков, которое наблюдается главным образом на их концах и изгибах (табл. IV, 3-7). В подавляющем большинстве случаев расщепленные участки представлены гелифицированным веществом, как коричневых, так и красных оттенков. В скрещенных николях отчетливо виден переход этого расщепленного органического геля в оптически ориентированную, в том же направлении, глину, с постепенным изменением окраски (табл. IV, 4,7). Иногда подобный переход сопровождается включениями вытянутой формы коллоидной глины (табл. IV, 5).

В гумидной обстановке с признаками засушливости характер растительных остатков существенно меняется, причем эти изменения происходят постепенно.

Вначале (профиль $\frac{9-12}{3974}$) резко сокращаются гелифицированные остатки.

Подавляющая масса растительных остатков представлена обугленным бесструк-

турным совершенно непрозрачным веществом; контуры остатков четкие, на концах зазубренные, реже расщепленные. Наряду с корневыми по всему профилю встречаются аллохтонные остатки, в том числе детрит, которые резко преобладают в нижней половине профиля. По-прежнему наблюдается интенсивная пиритизация по растительному материалу, а также замещение корневых остатков карбонатом. В поперечном срезе более крупных корешков можно наблюдать многократное чередование по извилистым концентрациям реликтов обугленной, участками пиритизированной растительной ткани и карбонатного материала; в этом чередовании участвуют и оптически ориентированные глины.

По мере удлинения и усиления засушливых периодов в верхней части почвенного профиля появляются гидроокислы железа, как в свободной форме, так и в соединении с органическим веществом. Эти соединения, типа железо-гуматов, разнообразны: от плотных, раскристаллизованных, образующих микроортиштейны, изометрические пятна, оболочки вокруг зернистых агрегатов либо вытянутые линзы, до аморфных, которые обычно окружают раскристаллизованные. Довольно часто аморфные железо-гуматы имеют форму волокнистых тяжей, в центре которых различаются реликты обугленного остатка корневого типа (табл. V, 3).

В этой обстановке также наблюдается выполнение корневых остатков карбонатным материалом, но растительной ткани здесь меньше, она сильнее разрушена, частью находится в соединении с гидроокислами железа. Встречаются реликты корешков, выполненных алевритовым материалом (табл. V, 1).

В целом соединения железо-гуматного типа приурочены к верхней половине профиля. Книзу все более преобладают, вплоть до исключительного развития, обугленные остатки, преимущественно детрит. Часто процесс раздробления остатка можно наблюдать непосредственно под микроскопом, когда общая конфигурация разьединенных обугленных частичек размерности детрита еще сохраняет форму бывшего удлиненного растительного остатка. Из этого следует, что детрит здесь может быть и не аллохтонного происхождения: по меньшей мере частично он образовался за счет фракционирования обугленных корневых остатков в самой почве.

Пиритизация растительных остатков здесь слабо развита, притом пирит, как правило, окислен.

В слабоаридной обстановке резко усилился процесс полного разложения растительных остатков в аэробных условиях, что привело к исчезновению большей части растительного материала. Сохранившаяся часть свидетельствует о предельном ослаблении процесса гелификации, с чем связано, по-видимому, и отсутствие здесь типичных железо-гуматов, несмотря на обилие коллоидных гидроокислов железа. В большинстве случаев растительные остатки представлены мелким обугленным детритом, в самых верхних горизонтах — в виде тонкорассеянной пыли. Лишь иногда встречаются мелкие остатки со следами гелификации: обугленные центральные участки, окруженные аморфными соединениями органического и окисно-железистого веществ, причем с удалением от обугленной ткани гидроокислы железа постепенно очищаются от примеси органического геля. Подобные остатки локально приурочены к иллювиальному горизонту с микроортиштейнами, в которых также, по-видимому, есть небольшая примесь органического вещества. Следы корневых остатков угадываются по форме включений колломорфной глины, а также оглеенных пятен зелено-вато-серого цвета, резко выделяющихся на преобладающем красном фоне породы.

Указанные изменения нарастают очень постепенно, в чем можно убедиться, просматривая почвы переходной зоны C_3^3 и R_1^{qT} . К такой переходной зоне относится, в частности, профиль $\frac{7-10}{7803}$, сочетающий особенности гумидной — засушливой и слабоаридной обстановок.

В типичной гумидной обстановке продуктивных свит ниже- и среднекаменноугольных отложений свободные гидроокислы железа не наблюдаются, если не считать мелких выделений за счет слабого окисления некоторой части пирита, реже – железистого карбоната. Эти мелкие выделения аморфны и слабо окрашены (в отраженном свете) в бледные коричневато-лимонные (по пириту) и лимонно-желтые до оранжевого (по карбонату) тона. Заметна приуроченность их к более грубозернистым породам нижней части профиля, но иногда выделения гидроокислов железа встречаются и в верхней его части. В целом роль их крайне незначительна.

В гумидной обстановке с признаками засушливости и в особенности в слабоаридной обстановке существенно красноцветных отложений нижней перми свободные гидроокислы железа широко развиты. Детальные литологические исследования всего комплекса этих отложений, проведенные ранее автором (Феофилова, 1966), показали, что гидроокислы железа в этих обстановках имеют различное происхождение: постседиментационное в гумидной – засушливой обстановке и первично-седиментационное – в слабоаридной (что не исключает присутствия в последней также и постседиментационных). Среди ряда генетических признаков, подтверждающих этот вывод, отметим наиболее для нас существенные.

В породах гумидной засушливой обстановки, не затронутых почвообразовательным процессом, гидроокислы железа развиты локальными пятнами по биотиту и железистому карбонату, обуславливая лишь слабо-буроватый оттенок в общем серого цвета породы. В пределах почвенного профиля процессы окисления железосодержащих минералов усиливаются и максимальное содержание гидроокислов приурочено к верхней части почвы, где наблюдается и максимальное количество растительного материала. Одновременно в пределах почвенного профиля наблюдаются признаки перемещения гидроокислов совместно с глинистым и органическим веществом по каналам, трещинкам и пустотам другого происхождения. Это определяет прихотливое распределение гидроокислов, не имеющее никакой связи с первичной слоистостью осадочного субстрата почвы и обуславливающее пятнистую окраску пород верхней части почвы. Пятнистость усиливается процессами локального оглеения в верхних горизонтах, приуроченного к скоплениям более или менее разложившего растительного материала. Примесь последнего к гидроокислам железа обуславливает преобладание желтовато-коричневых оттенков гидроокислов.

В слабоаридной обстановке красная окраска наблюдается не только в почвах, но и в целом ряде генетических типов пород, не затронутых процессами почвообразования; она имеет сплошной характер и в то же время отчетливо связана с первичной слоистостью осадка. Наибольшее количество растительного материала связано в этой обстановке не с почвами, а с зонами серых пород, отложившихся в условиях более открытого лагунно-заливного побережья, на некотором удалении от береговой линии. Гидроокислы железа отличаются чистыми, яркими оранжево-красными тонами. Имеются существенные отличия и в химическом составе. В гумидной – засушливой обстановке среди гидроокислов железа резко преобладает труднорастворимая форма; в слабоаридной обстановке появляются в большом количестве легкорастворимые гидроокислы.

Детальные наблюдения над характером гидроокислов железа в почвах показали, что в обеих обстановках они присутствуют как в аморфной, так и в более или менее раскристаллизованной и обезвоженной форме. В гумидной – засушливой обстановке аморфные гидроокислы в местах наибольшего развития имеют хлопьевидную консистенцию. Плотные окисножелезистые образования в большинстве случаев имеют явную связь с разрушенными корневыми остатками: это либо удлиненные тяжи, окруженные редуцированной каемочкой (табл. V, 3), либо округлые включения, окруженные менее плотной массой железогуматов с явными реликтами обугленной растительной ткани (табл. V, 2),

общим диаметром до 6 мм. Подобные крупные включения приурочены к верхней части почв, обогащенной реликтами корневой растительности. В средней части почвенного профиля преобладают изометричные частицы диаметром не более 1 мм, чаще порядка десятых или даже сотых долей миллиметра. Именно к этим мелким раскристаллизованным частицам приурочена основная масса аморфных гидроокислов, связанных с ними постепенным переходом. Органическое вещество присутствует во всех формах окисножелезистых образований этой обстановки.

В слабоаридной обстановке аморфные гидроокислы имеют значительно более широкое развитие. В породах нижней части профиля они приурочены к глинистым слоям, подчеркивая первичную макро-, а иногда и тончайшую микро-слоистость.

В верхней части профиля, где первичная текстура сильно нарушена корневыми каналами, ходами роющих животных, процессами почвенного выщелачивания, оглеения, а также трансформацией и новообразованиями различных минералов и их соединений, в которых участвуют и гидроокислы железа, — последние распределены очень прихотливо (табл. V, 4). Наряду с мелкими пятнами, рассеянными между алевритовыми зернами, они образуют более или менее вытянутые, беспорядочно ориентированные линзовидные включения, почти без алевритовой примеси, с часто изменяющейся плотностью и окраской; наблюдаются все переходы — от почти чистых яркоокрашенных гидроокислов железа до натечных коилломорфных глин с примесью гидроокислов железа.

При больших увеличениях местами видно, что гидроокислы состоят из мельчайших слившихся гранул, иногда более крупных комочков с более уплотненной центральной частью. Изредка вдоль трещинок встречаются цепочки раздельных ярко-красных совершенно круглых выделений гидроокислов.

Раскристаллизованные окисножелезистые соединения представлены здесь преимущественно очень мелкими (0,04–0,15 мм, реже до 0,3 мм) изометрическими частицами, рассеянными среди аморфных, иногда в центре отдельных аморфных комочков. Очевидно, они представляют здесь результат стяжения аморфных гидроокислов вокруг отдельных центров с последующим уплотнением и дегидратацией и могут быть уподоблены микроорштейнам современных почв. Реже и только в верхней половине профиля встречаются более крупные образования удлиненной формы, приуроченные к реликтам измененных растительных остатков и содержащие небольшую примесь органического вещества.

Пирит

Сульфид железа, представленный, по-видимому, главным образом пиритом, повсеместно встречается в почвах гумидной обстановки. В подавляющей массе пирит развивается по растительным остаткам. При лучшей сохранности последних отчетливо видно, что пирит в форме отдельных круглых выделений или ограненных мелких кристаллов выполняет клетки растительной ткани; промежутки заняты реликтами совершенно непрозрачного растительного материала. Чаще, однако, эти промежутки едва заметны, преимущественно на периферии растительного остатка, и пиритовые образования представляют почти слившиеся агрегаты мелких выделений, заместивших целиком весь растительный остаток или значительную его часть. Встречаются и совершенно плотные образования, в которых отдельные кристаллы почти неразличимы и связь с растительным остатком устанавливается только по общей конфигурации. В единичных почвах наблюдались подобные плотные образования пирита неправильной корневой формы, которые можно уже отнести к микроконкрециям (верх почвенного профиля $\frac{21-25}{3367}$). Наконец, в одном случае (профиль $\frac{1-4}{3365}$) были встречены настоящие пиритовые конкреции размером до нескольких сантиметров, также неправильной корневидной формы.

Иногда встречаются скопления разьединенных кристаллов, не имеющих видимой связи с растительным материалом. Среди гелифицированных растительных остатков выделений пирита не наблюдается. Соответственно замещение растительного остатка глинистым материалом, обычно сопровождающееся гелификацией растительного материала и смешением органического геля с минеральным, не сопровождается пиритизацией. Если же выполнение внутренней полости корешка осуществляется за счет алевроитового материала того же характера, что и вмещающая порода, то сохранившаяся по периферии корешка непрозрачная растительная ткань может быть частично или нацело пиритизирована (табл. IV, 2). Пирит, очевидно, развивался здесь уже после выполнения корешка алевроитовым материалом, который попал туда, вероятно, чисто механическим путем, сразу после отмирания корешка.

Весьма специфической формой пиритовых образований, встреченной в некоторых почвах, являются выделения тонкозернистого пирита по органическим оболочкам вокруг сферолитов сидерита (табл. VI, 1, 4), о которых уже упоминалось при характеристике растительного материала. Наложенный характер процесса обугливания или, другими словами, окисления материала оболочек здесь несомненен; возможно, что это относится и к обугленным растительным остаткам. При этом, однако, остается неясным время пиритизации, которая требует, наоборот, восстановительных условий и должна поэтому развиваться одновременно с гелификацией. Но если допустить, что обугливание было позднее пиритизации, то непонятно, почему пирит также не окислился. Окисление пирита, развитого по растительным остаткам, в общем имеет место, но процесс этот проявляется весьма локально и, как правило, малоинтенсивен, усиливаясь лишь в прослоях более грубозернистых пород (алевролита крупнозернистого — песчаника тонкозернистого), встречающихся в нижней части некоторых профилей. Пирит же оболочек, как правило, совершенно не окислен. Не вполне понятно также, почему процесс обугливания, развивавшийся также очень локально, затрагивая лишь часть растительного материала, иногда — лишь часть единичного растительного остатка, всегда распространялся на пиритизированную часть растительного материала (этот вопрос не относится к оболочкам, которые обуглены нацело).

По-видимому, более правильным будет предположение о том, что значительная масса пирита образовалась после того, как был завершен процесс обугливания растительного материала и все горизонты почвы оказались в устойчиво восстановительной среде. Как известно, процесс обугливания (фюзенизации, окисления) может наложиться лишь на слабо гелифицированную растительную ткань, с еще не затлывшими клетками, которые являются характерной особенностью фюзена. Эти клетки и выполняются впоследствии пиритом.

Весьма вероятно также, что время образования различных форм пирита (по растительным остаткам, по органическим оболочкам, вне связи с растительным материалом, а также в виде микро- и макроконкреций) было различным.

Понс (Pons, 1964) различает три генерации пирита в современных почвах и подстилающих осадках.

1. Первичный пирит в прибрежно-морских осадках подпочвенного субстрата (почвы, развитые на осадках прибрежно-морской равнины). Встречается в виде мелких более или менее округлых выделений среди алевроито-глинистого материала.

2. Вторичный пирит, образовавшийся после заселения осадков растительностью, но до созревания почвы, т.е. на ранних стадиях почвообразования. Выполняет клетки растительной ткани.

3. Третичный пирит, образующийся в период, когда зрелая почва с гумусовым или торфяным верхним горизонтом затопляется сульфатсодержащими водами, а в почве преобладают восстановительные условия. В этом случае пирит приурочен к верхним горизонтам и может быть особенно обильным.

По мнению Понса, вторичный и третичный пирит под микроскопом не различаются. В наших условиях различить их еще более трудно, но, принимая положение этого автора о раннем образовании вторичного пирита, приходится допускать, что пиритообразование растягивалось на весьма длительный период созревания почвы и последующего ее захоронения, чему несомненно способствовали частые колебания Eh и pH. Таким образом, подразделение пирита на вторичный и третичный представляется весьма условным.

Понятие первичного пирита следует, очевидно, также принимать с оговоркой, что "первичность" означает здесь лишь унаследованность его от материнских пород почвы.

Сопоставляя наблюдения Понса с нашими данными, можно подметить, что исключительно высокое содержание пирита (до 7,5%, по данным химических анализов), в том числе в форме микро- и макроконкреций, наблюдается в верхних горизонтах почв, перекрывающихся угольными пластами, в кровле которых залегают отложения фации залива или моря (почвы $\frac{21-25}{3367}$, $\frac{2-6}{8627}$, $\frac{1-4}{3365}$ и $\frac{9-12}{3974}$). Характерно, что с обилием пирита связано резкое падение pH в соответствующих горизонтах этих почв — до 3,7–5,1 вместо 6,9–7,7 в нижней части профиля, причем наименьшие значения (3,6 и 4,3) наблюдаются в почвах с конкреционными образованиями пирита. Очевидно, что здесь пиритообразование действительно было связано с трансгрессировавшими морскими водами, прервавшими почвообразовательный процесс (аналогия с "третичным" пиритом Понса). В качестве предположения можно думать, что резко пониженные pH в верхних горизонтах некоторых почв отвечают присутствию среди сульфидов железа не только пирита, но и марказита или мельниковита, гораздо более склонного к окислению, а следовательно, и обуславливающего образование серной кислоты за счет высвобождения SO_2 . Как показали исследования А.А. Лапина (1970), с присутствием марказита в некоторых угольных пластах, при условии низкой карбонатности, связывается их самовозгорание. В наших почвах низкие pH также приурочиваются к горизонтам, не содержащим карбонатов, способных связывать образующуюся при окислении сульфидов серную кислоту.

Косвенным указанием на наличие пирита, унаследованного от материнских пород, является тот факт, что в большинстве случаев содержание пирита более или менее резко понижено в средней части профиля (нередко до полного исчезновения); в нижней же части количество пирита снова возрастает, не превышая, однако, 2–3%. Отсутствие связи между количеством унаследованного пирита и фациальным характером вмещающей его породы свидетельствует о том, что пирит этот образовался в постседиментационную стадию, но, по-видимому, до приращения осадков к континенту и до развития почвообразовательных процессов.

Карбонатный материал

Карбонатный материал присутствует практически во всех почвах гумидной и гумидной — переходной обстановок и совершенно отсутствует в типичных красноцветных почвах слабоаридной обстановки. Проведенные ранее исследования всех пород карбона и нижней перми (Феофилова, 1966) показали, что исчезновение карбонатного материала в картамышской свите P_1^{qf} характерно для всех ее фаций. Вероятное объяснение этого заключается в том, что в этот период вследствие почти полного разрушения органического, в том числе растительного, материала в аэробных условиях с высоким Eh уже не было активного органического вещества, способствовавшего диагенетической садке карбоната, и в то же время еще не было условий, благоприятствовавших хемогенному его осаждению.

В указанных обстановках карбонат присутствует в форме пятен в цементе, псевдоморфоз по обломочным зернам, по корневым остаткам, а также в форме различных стяжений, как типа ооидов, сферолитов, и тому подобных микрообразований или микроконкреций, так и типа специфических "почвенных" конкреций.

В подавляющей массе все эти формы постседиментационные, но образовались не одновременно. В данной работе, однако, нас интересует прежде всего выделение из всей совокупности карбонатного материала тех его форм, которые так или иначе связаны с процессом почвообразования.

С этой целью все почвенные профили гумидной обстановки можно подразделить на две группы – с бескарбонатной и с карбонатной исходной породой.

В первой группе, очевидно, весь карбонат можно связывать с процессами почвенного выщелачивания и новообразований; он представлен сферолитами сидерита (профили $\frac{21-25}{3367}$, табл. VI, 1; $\frac{23-26}{3356}$, табл. VI, 4) или макроконкрециями ($\frac{24-28}{3970}$), состоящими из плотно слившихся сферолитов сидерита, сementированных железистым карбонатом¹. Образования эти строго приурочены к средней части профиля ($\frac{24-28}{3970}$, $\frac{23-26}{3356}$) и если спускаются и ниже ($\frac{21-25}{3367}$), то при этом резко уменьшаются в количестве, становятся хуже оформленными и теряют характерную оболочку из частично пиритизированного органического вещества (табл. VI, 1-3). В верхних горизонтах этих профилей карбоната совершенно нет. В одном случае, когда почва формировалась в условиях очень слабого выщелачивания, новообразования карбоната не отмечены, – весь профиль бескарбонатный (профиль $\frac{1-4}{3365}$), но содержит в средней части пиритовые конкреции.

Во второй – преобладающей – группе исходные породы содержат карбонат в виде равномерно распределенных, в большинстве случаев изометричных, иногда вытянутых образований пелитоморфного сидерита и микрозернистого анкерита, в единичных случаях встречаются также конкреции явно не почвенного облика. Вверх по профилю появляются все более крупные включения пелитоморфного сидерита, приуроченные к скоплению растительных остатков и вытянутые параллельно им. Еще выше уже отчетливо видно, как частично перекристаллизованный карбонат, иногда совместно с коломорфной глиной, замещает корневые остатки (табл. III, 2, 5). При этом сидерит не превышает микрозернистой размерности, а более крупные кристаллы, встречающиеся вместе с коломорфной глиной, представлены анкеритом.

В подавляющем большинстве случаев максимум карбонатности в этой группе также приурочен к средней части профиля, но выражается он главным образом в появлении здесь специфических "почвенных" макроконкреций, представленных преимущественно железистым карбонатом – сидеритом и анкеритом. Микростяжения не характерны. Выделения карбонатного материала в цементе встречаются по всему профилю, но в верхних горизонтах почв содержание его более или менее снижается; при этом, как правило, в направлении к верхней части почвы нарастает относительное содержание сидерита, вплоть до резкого преобладания его над анкеритом. При достаточно широком вертикальном диапазоне развития почвенных конкреций эта же тенденция появляется и в изменении их состава, как видно из табл. 2.

¹ По данным химических анализов, исходные породы этих профилей бескарбонатны. В шлифах из обр. $\frac{28}{3970}$ отмечены мелкие пятна сидерита, реже – анкерита в цементе, а в слое $\frac{25}{3367}$ встречаются крупные линзовидные конкреции, ориентированные по наслению и явно не связанные с почвообразовательным процессом.

Таблица 2

Изменение химического состава конкреций в почве под угольным пластом C_2 (свита C_1^3)

Глубина от подошвы угля C_2 , м	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	P_2O_5	Н.о.
1,10	7,75	6,24	83,5	2,72	0,25	18,4
1,25	4,26	12,50	81,0	2,67	0,20	18,0
1,40	3,66	20,7	73,7	1,81	0,16	32,5

Окрашивание в шлифах показало, что кальцит в чистом виде здесь отсутствует, встречаются лишь единичные зерна железистого кальцита.

В почвах гумидной обстановки с признаками засушливости встречается очень большое количество микроствяжений и мелких конкреций, по форме и размерам напоминающих "журавчики" в современных черноземных почвах. Все эти конкреционные образования приурочены к верхним горизонтам почв; с усилением признаков засушливости карбонатные выделения в цементе также фиксируются лишь в верхах почвы (профиль $\frac{29-32}{7803}$). Подобное распределение кар-

бонатного материала характерно для засушливых районов и современных почв и обуславливается преобладанием в засушливые периоды восходящих движений почвенных вод. В составе карбонатов преобладает доломит, особенно в цементе нижней части профиля. Однако наблюдаются весьма любопытные различия в составе микроствяжений и мелких конкреций (размером до 2-3 см).

Карбонатные микрообразования в большинстве случаев представляют результат замещения карбонатом корневых остатков. Так, в верхнем горизонте почвы $\frac{49-52}{7803}$ видно, что микрозернистый карбонат с характерным волнистым

погасанием в скрещенных николях (табл. VII, 1, 2) занимает центральную часть ооида, в периферической же части наблюдается переслаивание по концентрам карбонатного материала с обугленной растительной тканью; к последней постепенно примешивается все большее количество гидроокислов железа, которые преобладают в окружающей породе. В аналогичном ооиде, но с более толстой органической частью (табл. VII, 3) обнаруживаются в центральной, выполненной карбонатным материалом части своеобразной формы пустоты и трещинки, очень напоминающие септарии в конкрециях. Вероятной причиной образования этих пустот, а также волнистого погасания являются напряжения, связанные с изменением объема карбонатных, а частично и органических гелей при их старении и обезвоживании в процессе роста ооида в почве. Все эти особенности сближают описываемые карбонатные ооиды с конкреционными образованиями.

Несколько ниже по профилю этой же почвы мы встречаем уже типичные микроствяжения пелитоморфного и микрозернистого карбоната, местами слившиеся в агрегаты из нескольких ооидов (табл. VII, 4). Они окружены тонкой оболочкой из обугленной растительной ткани и ореолом аморфных гидроокислов железа с примесью органического вещества. Весь карбонат в стяжениях и в мелких пятнах среди цемента представлен доломитом и анкеритом с попеременным преобладанием того или другого. При этом анкерит имеет явно более позднее происхождение (причудливой формы пятна на доломитовом поле).

В верхнем горизонте другой почвы (профиль $\frac{29-32}{7803}$) с более ярко выраженными признаками засушливости встречены микроконкреции, состоящие из

Таблица 3

Состав конкреций из почв гумидной – засушливой обстановки

Свита	№ обр.	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	P ₂ O ₅	Н.о.
C ₃ ³	<u>50</u> 7803	57,6	16,9	24,1	1,4	0,27	44,2
C ₃ ¹	<u>17</u> 3947	46,1	20,5	29,3	4,65	0,05	59,1

зонарных ромбоидов доломита (табл.VIII,1). В центральной части опять наблюдаются трещины, выполненные здесь гидроокислами железа; последние развиты также в периферической части конкреций. Органический материал в строении не участвует. Наконец, в почве 7-10
7803, тяготеющей по всем признакам

уже к слабоаридной обстановке, встречаются многочисленные микроконкреции тонкозернистого доломита, сливающиеся местами в агрегаты (табл.VIII,2). Концентрическое строение их подчеркивается гидроокислами железа, частично обезвоженными и раскристаллизованными (в периферической части). Окрашивание выявило зонарное строение ромбоэдров доломита, показав, что центральные участки почти каждого ромбика состоят здесь из анкерита, а периферическая часть – из доломита. Местами доломитовые оболочки отсутствуют и слившиеся ромбоэдры образуют сплошные анкеритовые пятна. В периферической части отдельной микроконкреции преобладает микрозернистый доломит с редкими кристаллами анкерита. Многочисленные бесформенные пятна и отдельные кристаллы карбоната в промежутках между конкрециями представлены преимущественно микрозернистым доломитом. На участках максимального скопления анкерита к гидроокислам железа примешивается органическое вещество, изредка встречаются даже мелкие растительные остатки, но в целом органического материала здесь уже очень мало.

Итак, во всех рассмотренных случаях в составе микроконкреционных образований и отдельных выделений в цементе констатировано присутствие только доломита и анкерита. Взаимоотношения их сложны, что свидетельствует о многократных мелких и локальных колебаниях физико-химических параметров, в том числе влажности. Периоды относительной сухости и повышения Eh и pH благоприятствовали садке доломита; в периоды относительного увлажнения и понижения Eh и pH доломит, частично растворяясь и обогащаясь железом, перекристаллизовывался в форме анкерита.

Присутствие кальцита обнаружено только в исходной – подпочвенной – породе профиля 49-52
7803, причем явно связано с ее грубозернистым составом (песчаник тонкозернистый). Кальцит, как чистый, так и железистый, представлен здесь наиболее крупными кристаллами, развитыми в порах и замещающими терригенные зерна. Он весьма агрессивен и относится к наиболее позднему образованию сравнительно с более тонкозернистым анкеритом, который в свою очередь развит по доломиту.

В отличие от микроконкреций в составе макроконкреций явно превалирует доломит и кальцит при резко подчиненной роли железистого компонента. Это видно по шифрам и подтверждается химическими анализами (табл. 3).

Рассматриваемые почвы развиты на глинисто-алевритовых породах, значительно реже субстратом является тонкозернистый песчаник. В направлении к верхней части почвы наблюдается устойчивая тенденция к увеличению содержания глинистой фракции, хорошо заметная и невооруженным глазом. При этом в угленосных свитах наиболее резкое изменение механического состава чаще всего связано с переходом из зоны развития единичных вертикальных корней растений в зону массового распространения горизонтальных стигматий с аппендиксами разнообразной ориентировки в верхах почвы (так называемый "кучерявчик").

При микроскопическом изучении образцов из почв выявляется несоответствие между размером и степенью сортировки обломочных зерен, с одной стороны, и количеством цементирующего их материала — с другой, более или менее ярко выраженное по сравнению со структурно-текстурными особенностями пород, не затронутых процессами почвообразования. В отдельных образцах обломочные зерна размерностью до алевролита крупнозернистого — песчаника тонкозернистого как бы плавают в глинистом цементе, количество которого превышает 50%. Резко ухудшается также сортировка обломочных зерен (табл. VIII, 3). Эти наблюдения, наряду с отмеченной выше приуроченностью глинистого материала с характерной оптической ориентировкой к более или менее разложившимся корневым остаткам (табл. VIII, 4), говорят в пользу вторичного оглинения за счет почвенного выветривания и иллювинования, что не исключает, однако, первичной седиментационной неоднородности пород, включенных позже в почвенный профиль. Разграничение первичного, седиментационного, и вторичного, почвенного, оглинения — достаточно трудная задача и в современных почвах, развитых на осадочных породах. В наших условиях она дополнительно осложняется трудностями полной дезинтеграции пород без разрушения наименее устойчивых их компонентов (при механическом воздействии на породу или обработках кислотами), что снижает точность механического анализа.

Была сделана попытка механического анализа двух профилей без предварительной обработки реактивами. В результате получены фракции: 1–0,5 мм; 0,5–0,25; 0,25–0,1; 0,1–0,05; 0,05–0,01 и < 0,01 мм. Просмотр этих фракций под микроскопом показал, что в сероцветной почве из угленосной свиты C_2^6 (Новгородовский район, почва $\frac{23-26}{3356}$, см. фиг. 1), развитой на аллювиальных отложениях, фракция 1–0,5 мм (0–0,64%) состоит из неразрушившихся частичек породы. В более тонких фракциях появляются глинистые комочки (иногда с мелкими кварцевыми зернами), сцементированные гелеобразной массой бурого цвета различной интенсивности. Судя по изменению окраски в отраженном свете, можно полагать, что она обусловлена органо-минеральным соединением типа смешанных гелей перегноя с гидроокисями железа, возможно, и алюминия.

Ранее всего эти комочки фиксируются в обр. 24, в котором одновременно наблюдается появление сферолитов сидерита. Максимальное развитие комочков приурочено к фракции 0,1–0,05 мм, где они наблюдаются уже во всех

Таблица 4

Распределение глинистых комочков (%) по фракциям из образцов почвенного профиля

23-26
3356 и связь их с содержанием Fe_2O_3

№ обр.	Фракции, мм					Fe_2O_3 % (по химическому анализу)
	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01	
23	Нет	Нет	27,0	6,5	Нет	2,52
24	7,0	7,5	18,5	8,5	"	2,17
25	Нет	Нет	17,5	7,0	"	1,52
26	"	"	Нет	Нет	"	0,3
27	"	"	"	"	"	-

трех образцах почвы, причем наибольшее количество содержится в самом верхнем образце, где оно достигает 27% от породы в целом. Во фракции < 0,01 мм комочки исчезают.

Появление комочков связано с постепенным исчезновением неразрушившихся частичек породы, причем наблюдаются переходные разности между ними (угловато-округлая форма комочков, присутствие внутри мелких зерен кварца).

Нерудные обломочные (преимущественно кварцевые) зерна соответствующей размерности появляются лишь начиная с фракции 0,1-0,05 мм и присутствуют во всех более тонких фракциях.

Весьма характерно, что в подпочвенных образцах (обр. 26 и 27) комочки практически отсутствуют и все фракции (за исключением < 0,01 мм) состоят почти нацело из обломочных зерен соответствующей размерности.

Сопоставление микроскопических наблюдений фракций и шлифов с данными валового химического анализа позволяет установить определенную связь между распределением по почвенному профилю комочков и содержанием Fe_2O_3 (табл. 4). Кроме того, сверху вниз по профилю одновременно с уменьшением Fe_2O_3 и количества комочков, буроватая окраска их светлеет, очертания становятся все более распылчатыми и неправильными; комочки как бы "тают", постепенно переходя в бесформенные скопления глинистых частичек.

Аналогичные изменения наблюдаются и при переходе от фракции 0,1-0,05 мм к более тонким. Все эти наблюдения приводят к заключению, что образование комочков связано с процессами почвообразования и, может быть, имеет природу, сходную с агрегированностью современных почв.

К сожалению, валовый химический анализ не устанавливает содержания углерода в тех случаях, когда он находится в сложных соединениях с неорганическим веществом. В этом нас убеждают многочисленные случаи сравнительного просмотра шлифов и данных химического анализа. В образцах рассматриваемого профиля по данным химического анализа углерод также отсутствует (только в верхнем обр. 23 содержание его равно 0,16%), однако в шлифах видно, что органический материал несомненно участвует в составе толстых оболочек вокруг сферолитов сидерита.

Наличие вторичного - постседиментационного - карбоната является вторым источником ошибок механического анализа почвенных пород. Так как в нашем профиле карбонат представлен исключительно сидеритом, весь CO_2 по данным химического анализа был соединен с FeO . Полученное количество $FeCO_3$ примерно в 2-3 раза ниже, чем визуальное оцениваемое содержание сферолитов во фракциях. Это несомненно связано с наличием вышеупомянутой оболочки, сильно увеличивающей объем сферолитов. Возможно также, что эта труднорастворимая оболочка препятствует и полному растворению карбонатов при обработке HCl .

Вторая анализированная почва взята из красноцветной свиты R_1^{qf} (Гавриловское поднятие, почва $\frac{7-10}{7803}$), сформировавшейся в слабоаридных условиях. Подпочвенные отложения относятся к лагуно-озерной фации.

Содержание гидроокислов железа здесь существенно выше (4,8–5,8%) и примерно одинаковое на протяжении всего профиля. Карбонат представлен преимущественно доломитом; содержание его, полученное пересчетом CO_2 на доломитовую молекулу, изменяется от 0 (обр. 7) до 12,2% (обр. 9). В шлифах видно, что он присутствует главным образом в форме ооидов, реже – в форме неправильных пятен, покрытых гидроокислами железа.

Фракция $>0,5$ мм (не превышает 2,9%, в большинстве случаев менее 1%) состоит из неразрушенных частиц породы, карбонатных обломочков и рудных зерен. Последние наблюдаются преимущественно в обр. 8 и представлены главным образом титанистым минералом.

В более тонких фракциях неразрушенных частиц уже нет, но появляются железистые комочки с большей или меньшей примесью глинистого материала. Наблюдаются все переходы от существенно-глинистых комочков бледно-оранжевой окраски в отраженном свете, через ярко-красные гелеобразные комочки к почти чистым окислам железа с характерным рудным блеском. В целом окислы и гидроокислы железа резко преобладают над глинистым веществом. Закономерного распределения комочков по почвенному профилю здесь не наблюдается. Содержание их колеблется в зависимости от степени разбавления фракций карбонатом (особенно обильным в обр. 9) и количества фракции $<0,01$ мм, не превышая 7–10% от образца. В самом верхнем образце, практически бескарбонатном, но почти нацело сложенном фракцией $<0,01$ мм, содержание их падает до 3–4%.

Визуальная оценка под микроскопом процентного содержания в различных фракциях неразрушенных частиц породы, карбоната, комочков-агрегатов и обломочных зерен с учетом данных химических анализов позволила существенно уточнить результаты механического анализа и привести их в соответствие с приближенной оценкой содержания этих же фракций по шлифам. Эти уточненные цифры и использованы для построения диаграмм (рис. 2). Для обеих почв процент фракций рассчитан на часть породы, оставшуюся после вычета соответствующего карбоната и Fe_2O_3 (по данным химического анализа).

В решении вопроса о природе оглинения верхней части обеих почв, особенно резко выраженного в сероцветной почве (скв. 3356), мы исходили из следующих соображений. Так как мы имеем дело с относительно зрелыми, многократно переотложенными породами полевошпатово-кварцевого состава, то оглинение за счет почвенного выветривания менее устойчивых компонентов не может быть значительным. Это в особенности относится к сероцветной почве из угленосной свиты C_2^b . В ее алеврититах и мелкозернистых песчанниках полевые шпаты не превышают 20%, обычно же их значительно меньше (5–8%), а обломки горных пород либо отсутствуют, либо составляют 1–2%. Источником оглинения могли быть, следовательно, только слюды и полевые шпаты.

В породах красноцветной почвы из свиты R_1^{qf} дополнительным источником могли служить обломки эффузивов и измененных осадочных пород. Однако и в этой свите кварц в алевритовых породах составляет не менее 50%.

С известным приближением можно полагать, что оглинение за счет почвенного выветривания существенно не нарушало соотношения обломочных фракций песчано-алевритовых размерностей, состоявших еще до начала почвообразования преимущественно из устойчивых компонентов. Это допущение становится безусловным для случаев оглинения отдельного горизонта внутри почвенного профиля за счет иллювинования глинистого вещества из соседнего, обычно выше лежащего горизонта.

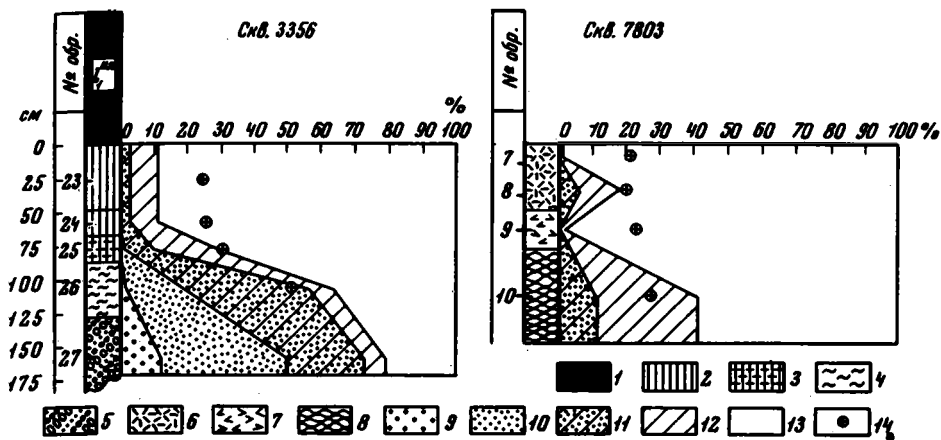


Рис.2. Механический состав двух почв ($\frac{24-26}{3356}$ и $\frac{7-10}{7803}$) различных фациально-климатических обстановок

Фации гумидной обстановки: 1 – торфяного болота (уголь); 2 – алеврито-глинистых осадков заболоченной поймы с признаками почвообразования; 3 – алеврито-глинистых осадков пойменного озера; 4 – песчано-алевритовых осадков речной поймы; 5 – песчаных осадков русла реки.

Фации слабоаридной обстановки: 6 – пестроцветных глинистых осадков пересыхающего озера с признаками почвообразования; 7 – красноцветных глинистых осадков застойного озера; 8 – красноцветных алевритовых осадков прибрежной зоны озерно-лагунного водоема

Механический состав. Фракции: 9 – 0,5–0,25 мм; 10 – 0,25–0,1 мм; 11 – 0,1–0,05 мм; 12 – 0,05–0,01 мм; 13 < 0,01 мм; 14 – содержание кварца по данным химического анализа

Если же первичный состав субстрата был неоднороден, то оглинение, фиксируемое увеличением фракции < 0,01 мм, будет связано не только с уменьшением относительного содержания всех других фракций, но и с изменением их соотношения. Характер этого изменения может быть различен в зависимости от гидродинамики водоема, в котором шло осаднение, а также от состава поступавшего в него осадка, но в качестве наиболее общей тенденции можно считать, что уменьшение более грубозернистых фракций будет опережать увеличение тонкозернистых.

Подходя с этих позиций к диаграммам механического состава анализировавшихся профилей, приходим к выводу, что резкие изменения гранулометрии по профилю сероцветной угленосной почвы при переходе от обр. 27 к обр. 26 и от обр. 26 к обр. 25 обусловлены первичными изменениями механического состава осадков, постоянно наблюдающимися при переходе от русловых отложений к пойменным; дальнейшие же изменения вверх по профилю почвы (от обр. 25 к обр. 24 и 23) обусловлены, по-видимому, почвенными процессами. Это наглядно выражено на графике (рис. 3, а), построенном следующим образом: по оси абсцисс отложены в определенном масштабе размеры фракций > 0,01 мм, а по оси ординат – процент фракции < 0,01 мм. Для каждого образца положение абсциссы определялось как средневзвешенное из всех содержащихся в нем фракций > 0,01 мм.

Как видно из графика, при переходе от русловых отложений к пойменным сравнительно небольшое увеличение содержания фракции < 0,01 мм вызывает исключительно резкое изменение соотношения более крупных фракций, что можно связывать со столь же резким изменением гидродинамического режима. Переход к заболачиваемому пойменному озеру (обр. 25), естествен-

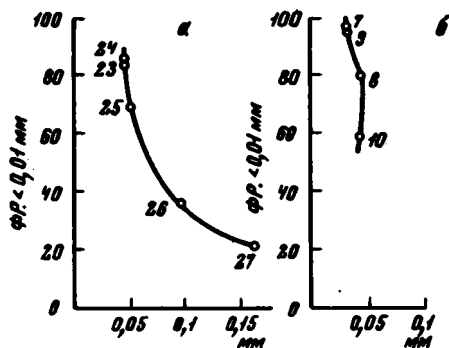


Рис. 3. Соотношение между глинистой и песчано-алевритовой фракциями в почвах различных фашиально-климатических обстановок

$$a = \frac{24-26}{3356};$$

$$б = \frac{7-10}{7803}$$

но, менее резок, несмотря на значительное возрастание фракции < 0,01 мм, связанное с процессом заиливания озера. Увеличение фракции < 0,01 мм в обр. 23 и 24, сопровождающее переход в зону массового развития корней — "кучерявчика", уже совершенно не сказывается на соотношении других фракций: кривая в этой части идет параллельно оси ординат и оглинение, по-видимому, имеет здесь преимущественно почвенное происхождение.

Породы красноцветного профиля значительно более тонкозернисты и однородны, как по механическому составу, так и по условиям образования. Исходные подпочвенные отложения (обр. 10) относятся к прибрежно-мелководной фации отшнурованной лагуны, представляющей по существу реликтовое озеро с крайне незначительной волновой динамикой. Естественно, что переход в вышележащие отложения застойного озера (обр. 9) сопровождался главным образом заиливанием, достигшим максимального развития в верхнем горизонте почвы. Возможно, что сильное оглинение горизонта, представленного обр. 9, дополнительно обусловлено иллювированием глинистого вещества из вышележащих отложений. Из графика рис. 3б, видно, что все образцы этого профиля укладываются на одну прямую, параллельную оси ординат, т.е. оглинение здесь не изменяло соотношения крупно- и мелкоалевритовой фракций, а лишь "разбавляло" их концентрацию в осадке.

Таким образом, анализ двух почв из резко различных климатических обстановок, развитых на фашиально различных исходных породах, приводит к заключению, что в общем случае оглинение почвы сравнительно с исходной породой может быть вызвано как первичной — седиментационной неоднородностью пород, так и почвенным выветриванием, причем чаще всего, по-видимому, имеет место наложение этих процессов. Относительное значение каждого из них для всего почвенного профиля или его части сильно варьирует и должно анализироваться отдельно для каждой изучаемой почвы. Значительную помощь в этом, как можно было убедиться на примерах, оказывает детальный литолого-фашиальный анализ пород почвенного профиля, выделение дробных литогенетических типов и их вариантов в различных климатических обстановках. Дополнительные данные дают микроскопические наблюдения за текстурно-структурными особенностями почв, которые в современном почвоведении обнимаются понятием микроморфологии. Относительная роль седиментационного и почвенного оглинения в дальнейшем учитывалась при анализе химического состава пород и его изменений по профилю, а также при выделении основных типов ископаемых почв.

С особенностями механического состава тесно связано содержание свободного кремнезема, присутствующего в форме кварца. Наряду с явно обломочным кварцем песчано-алевритовой размерности повсеместно присутствует кварц размерности $< 0,01$ мм. Примерное содержание его в породе можно оценить путем сопоставления данных механического анализа с общим содержанием кварца, определенным химическим методом. Как видно на фиг. 2, в нижней части обоих профилей содержание фракций $> 0,01$ мм близко к общему содержанию кварца и на долю кварца фракции $< 0,01$ мм остается всего лишь несколько процентов (с учетом того, что некоторая незначительная часть обломочных зерен во фракциях $> 0,01$ мм представлена некварцевыми минералами). Кверху по мере оглинения пород, роль микрозернистого кварца резко увеличивается. В обр. 7 и 9 красноцветного профиля практически весь кварц попадает во фракцию $< 0,01$ мм, составляя $\sim 20\%$ от породы.

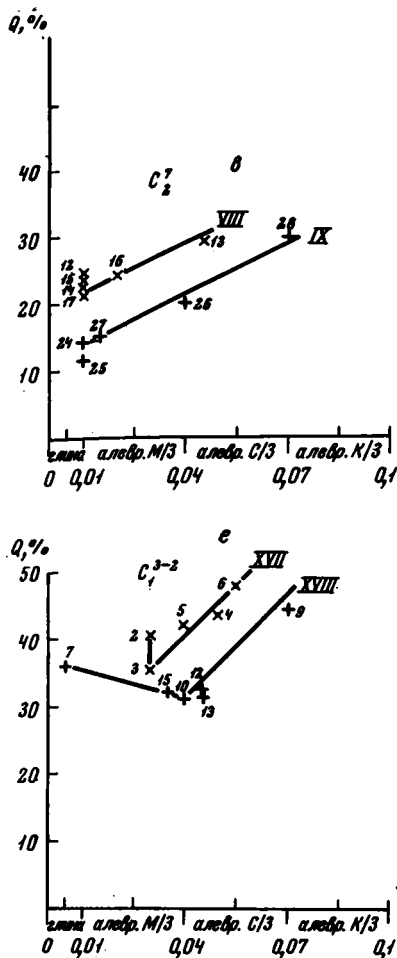
Если мы построим графики зависимости общего кварца от гранулометрического состава пород, определенного по преобладающим фракциям, то убедимся в существовании линейной прямой коррелятивной связи между ними. На фиг. 4 приведен ряд таких графиков, построенных как по данным механического анализа, так и по визуальной оценке гранулометрического состава путем макро- и микронаблюдений. Все построения на рис. 4, а, б относятся к профилям безугольных почв нижней перми и верхнего карбона.

С известным приближением можно полагать, что литологические типы пород, отложенные в определенном масштабе по оси абсцисс, отражают количество обломочных, преимущественно кварцевых зерен размерности $> 0,01$ мм, содержащихся в этих породах, поэтому наличие прямой линейной связи между типами пород и общим содержанием кварца (чем грубее порода, тем больше кварца) свидетельствует о наличии линейной же обратной связи между типами пород и содержанием в них кварца фракций $< 0,01$ мм (чем грубее порода, тем меньше кварца фракции $< 0,01$ мм). Отсюда можно заключить, что кварц размерности $< 0,01$ мм имеет здесь ту же обломочную природу, что и в более крупных фракциях.

Различный наклон прямых на графиках рис. 4, б можно связывать с неодинаковой отсортированностью пород от глинистого материала, что может быть обусловлено в свою очередь различными гидродинамическими условиями среды осаждения. Подтверждением этого является отчетливая зависимость крутизны наклона прямых от фациальной природы исходных пород: большая крутизна имеет место, когда исходные породы относятся к прибрежной зоне волнений заливно-лагунного побережья и сравнительно хорошо отсортированы, выполаживание прямых связано с почвами, развивавшимися на озерно-пойменном субстрате, который формировался в условиях сравнительно очень слабой гидродинамической активности.

Неодинаковый уровень расположения прямых, который удобно оценивать по содержанию общего кварца в "чистой глине" (непосредственно по данным химического анализа, или путем интерполяции), может быть обусловлен различными причинами, в том числе связанными с присутствием неглинистого цемента (карбоната, гидроксидов железа и т.п.).

Рис. 4. Коррелятивные связи между механическим составом почвенных пород и общим содержанием в них кварца



а. I - $\frac{12-7}{\text{кр}}$; II - $\frac{5-1}{\text{кр}}$; III - $\frac{7-10}{7803}$;

IV - $\frac{29-32}{7803}$;

б. V - $\frac{49-52}{7803}$; VI - $\frac{9-12}{3974}$; VII - $\frac{1-5}{3947}$;

в. VIII - $\frac{12-17}{3970}$; IX - $\frac{24-28}{3970}$;

г. X - $\frac{21-25}{3367}$; XI - $\frac{1-6}{3965}$; XII - $\frac{16-21}{\text{ш.10}}$;

д. XIII - $\frac{23-26}{3356}$; XIV - $\frac{1-5}{\text{ш.Дз.}}$; XV - $\frac{6-8}{\text{ш.Дз.}}$;

XVI - $\frac{1-4}{3365}$;

е. XVII - $\frac{2-6}{8627}$; XVIII - $\frac{7-12}{8627}$ (обр. 13,15 - исходная порода, ниже по разрезу)

Точного соответствия между содержанием избыточного кварца и мощностью перекрывающего пласта угля не наблюдается, но наименьшее содержание (1,4% от обломочного) приурочено к верхнему горизонту почвы, перекрываемой не углем, а углистым аргиллитом (см. рис. 4, е, график XVIII), а максимальное количество наблюдается в почве угольного пласта c_2 почвы $\frac{7-12}{8627}$ (см. рис. 4, е, график XVIII), мощность которого примерно в 2 раза превышает мощности других угольных пластов; в этой почве избыточного кварца почти в 2 раза больше, чем обломочного. Весьма характерно также, что из девяти изученных профилей почв под угольными пластами в трех почвах избыточного кварца не наблюдается. В одном случае (почва $\frac{1-6}{3965}$, см. рис. 4, г, график XI) почвенный профиль начинается с глинистых отложений лагуны (с характерной для нее фауной *Lingula*), позднее прошедшей стадию реликтового озера, в котором отлагались глинисто-алевритовые осадки, уже затронутые почвообразованием. Вышележащие породы несут признаки почвенного оглинения, в результате которого в верхней части (обр. 2) механический состав аналогичен составу нижней части субстрата (обр. 8); при этом содержание кварца в обр. 2 и 8 совершенно одинаково. Самый верхний горизонт (обр. 1) представлен "листоватым" аргиллитом с пониженным содержанием кварца (см. рис. 4, г, график XI). Явное отсутствие здесь избыточного кварца сочетается с отсут-

ствием в породах этого профиля автохтонных остатков корневой системы: имеются только переотложенные остатки, ориентированные по горизонтальному, почти ненарушенному наложению. Эти признаки свидетельствуют о недостаточной зрелости данной почвы.

Другие две почвы без избыточного кварца развиты на речных отложениях (см. рис. 4, в, график IX и д, график XIII), непосредственным субстратом здесь послужили осадки пойменных озер.

Сопоставляя все эти наблюдения, приходим к выводу, что избыточный кварц имеет природу, отличную от обломочной, и каким-то образом связан с почвообразовательным процессом. Наиболее простым объяснением является допущение, что избыточный кварц представляет перекристаллизованный опал, заполнявший клетки растительной ткани; по мере отмирания и разложения последней включения кремнезема высвобождались, обогащая верхние горизонты почв. Подобные опаловые включения, известные под названием фитоцитов, широко развиты в современных почвах. Их характерная форма, связанная с формой растительных клеток, могла быть полностью утрачена в процессе перекристаллизации. В американской литературе, касающейся происхождения каолинистых почв угольных пластов пенсильванского возраста, содержатся многочисленные указания на то, что углеобразующие каменноугольные растения, и в частности широко развитые в донецком карбоне каламиты, лепидодендроны и ситилирии, являлись, по-видимому, аккумуляторами кремнезема, поглощая его из почвенного субстрата (Huddle, Patterson, 1961).

При этом допущении отсутствие избыточного кварца в почвах гумидной обстановки, не перекрытых угольными пластами, можно связывать с недостаточной длительностью существования на них растительности; как увидим ниже, эти почвы по всем признакам являются вообще незрелыми. Отсутствие избыточного кварца в почвах, развитых на аллювиальном субстрате, хорошо согласуется с приуроченностью фитоцитов в современных почвах к условиям среднего дренажа и с резким сокращением их в условиях как очень плохого, так и хорошего дренажа (Jones, Beaver, 1964). Присутствие под аллювиальными почвами грубозернистых пористых русловых песчаников позволяет думать, что хороший дренаж мог быть здесь причиной отсутствия избыточного накопления кремнезема.

В безугольных почвах других климатических обстановок дополнительным фактором могло быть соответствующее изменение растительных сообществ.

Другим возможным источником появления избыточного кварца в верхних горизонтах почв является кристаллизация его из раствора кремнезема, поднимавшегося в процессе почвообразования кверху — к пресным водам болот, под действием механизма восходящего диализа (Keller a.o., 1954). Ссылаясь на этот механизм для объяснения происхождения каолинистых почв пенсильванских бассейнов США, Келлер и другие авторы полагают, что растворенный кремнезем далее выносился медленно движущимися болотными водами, поскольку они не обнаруживали его присутствия в верхней части почв. Однако не исключено, что в несколько других условиях Донецкого бассейна этот вынос отсутствовал или был неполным. Высвобождение кремнезема могло быть следствием почвенного оглинения, о котором говорилось выше.

Наконец, в качестве дополнительного фактора можно допускать и характерное для современных почв фракционирование обломочного кварца, наиболее интенсивное в верхней части почвы.

Глинистое вещество изучалось во фракции $< 0,001$ мм методами рентгенометрического, термического и химического анализов.

Рентгенометрическое изучение проводилось на дифрактометре УРС-50 И-М в лабораториях Почвенного института им. В.В. Докучаева и треста Артемгеология (Донбасс).

В Почвенном институте фракции подвергались предварительной обработке в целях удаления органических соединений и гидроокислов железа; кроме того, все образцы насыщались магнием. Это обеспечивало известную однородность и стабильность исходного состояния глинистых минералов и одновременно – констатацию вермикулита (в случае его присутствия). Подобным образом были изучены профили почв из различных климатических обстановок – от гумидной до слабоаридной почвы ($\frac{16-21}{\text{ш. 10}}$, $\frac{21-25}{3367}$, $\frac{1-5}{3947}$, $\frac{29-32}{7803}$, $\frac{7-10}{7803}$ и $\frac{5-1}{\text{кр.}}$, рис. 5-10).

В тресте Артемгеология фракции изучались без предварительных обработок, поэтому в анализ были переданы только образцы из угленосных свит карбона гумидной обстановки, не содержащие больших количеств трехвалентного железа, которое снижает выразительность дифрактограмм (почвы $\frac{23-26}{3356}$, $\frac{1-4}{3365}$, $\frac{24-28}{3970}$, $\frac{1-5}{\text{ш. Дз.}}$, $\frac{6-8}{\text{ш. Дз.}}$, $\frac{2-6}{8627}$ и $\frac{7-12}{8627}$, рис. 11).

Термический анализ проведен в лаборатории ГИН на установке НТР. Полученные термограммы были использованы как дополнительный к рентгенограммам материал для приближенного суждения об изменении минерального состава (рис. 12, 13). Исключение представляет профиль $\frac{21-25}{3367}$, изученный в термолaborатории Почвенного института на установке АТВУ-6 Е.А. Шурыгиной. Его же произведен количественный расчет содержания отдельных компонентов (рис. 14).

Химические анализы фракций проводились в лабораториях ГИН (под руководством Э.С. Залманзон) и треста Артемгеология. Результаты приведены в табл. 5.

Глинистое вещество тонких фракций всех изученных профилей состоит из гидрослюда, смешанослойных минералов, каолинита и хлорита. Наличие хлорита с рефлексом $14,1-14,3 \text{ \AA}$ на дифрактограммах воздушно-сухих и насыщенных этиленгликолем образцов подтверждается дифрактограммами, снятыми после прокаливании и обработки HCl. Соотношение всех этих компонентов непостоянно, причем наблюдаются изменения как при сравнении почв различных фациально-климатических обстановок, так и по профилю каждой отдельной почвы.

Характеристика глинистой фракции исходных пород. Судя по содержанию K_2O в тонких фракциях, гидрослюда в исходных породах всех исследованных почв (горизонт С) существенно преобладает (60-80%). Исходя из этого, можно весьма приблизительно оценить относительное содержание хлорита (X)

шахта им. Дзержинского

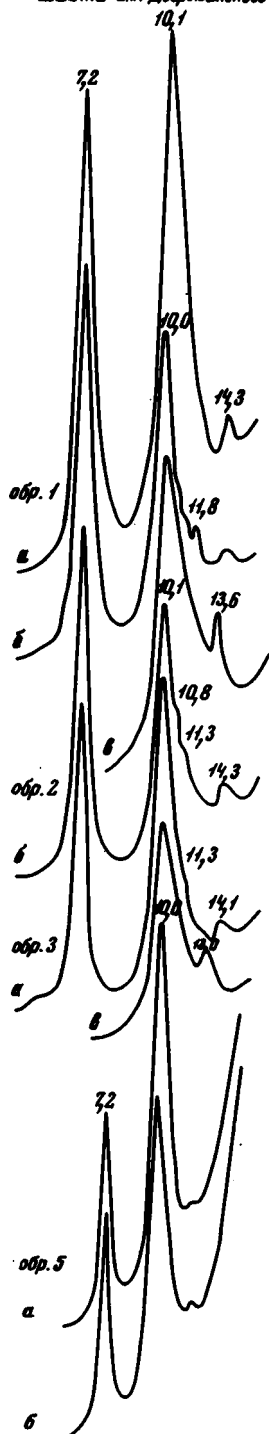


Рис. 11. Дифрактограммы глинистой фракции почвы $\frac{1-5}{\text{ш. Дз.}}$

Условные обозначения см. на рис. 5

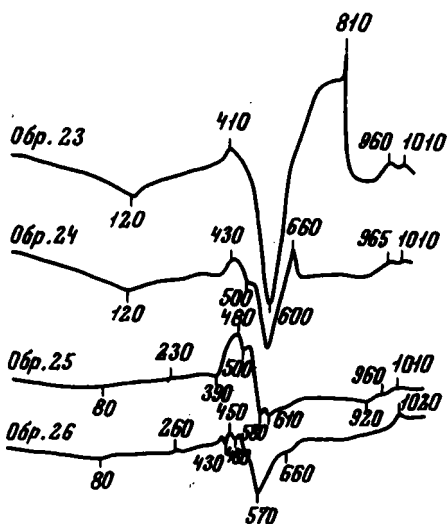


Рис. 12. Термограммы почвы $\frac{23-26}{3356}$

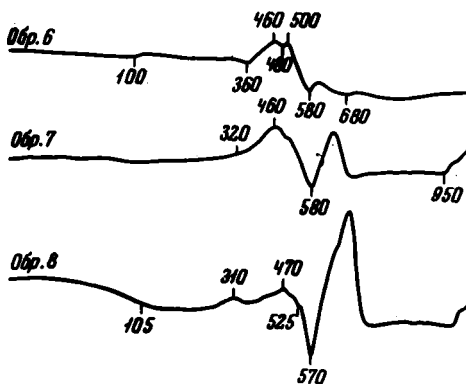
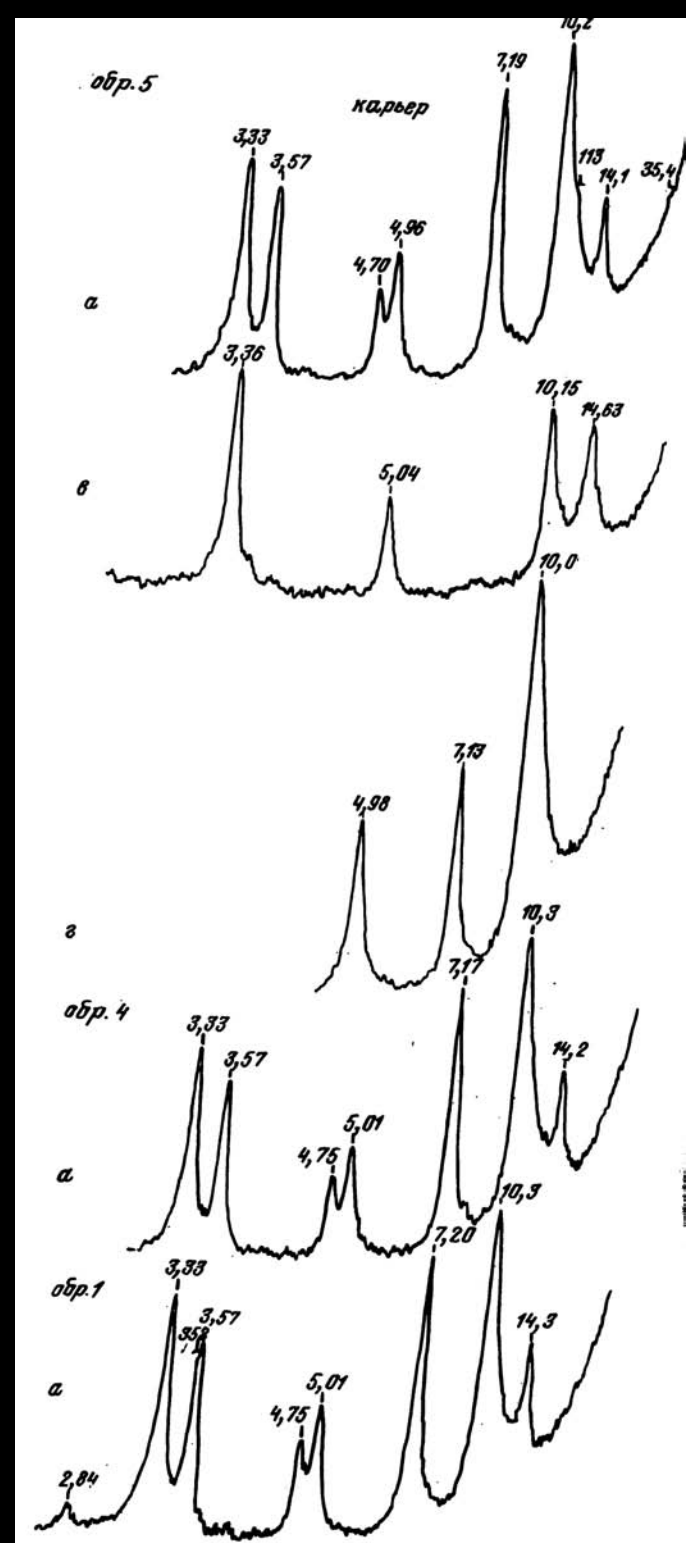
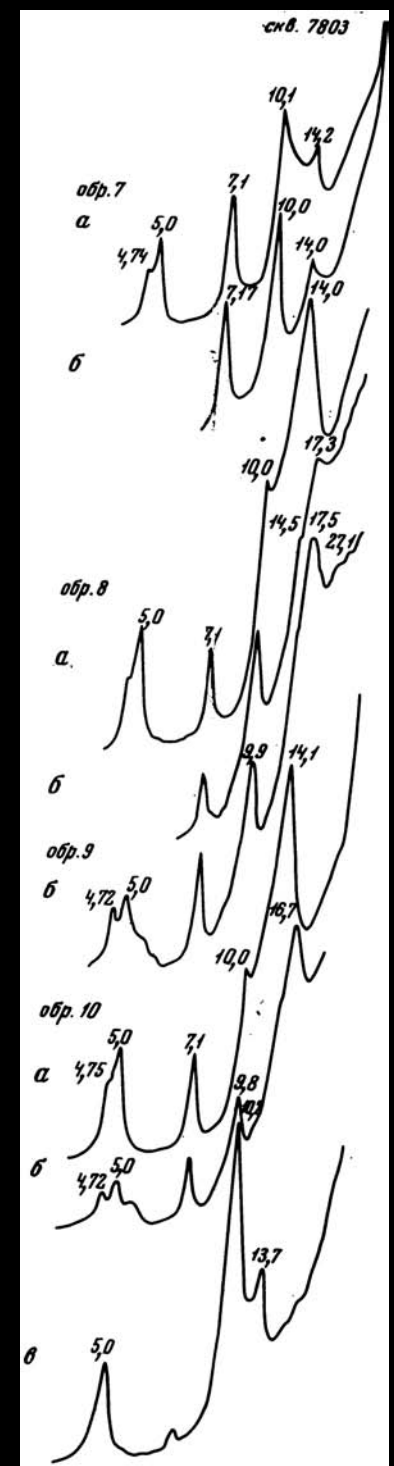
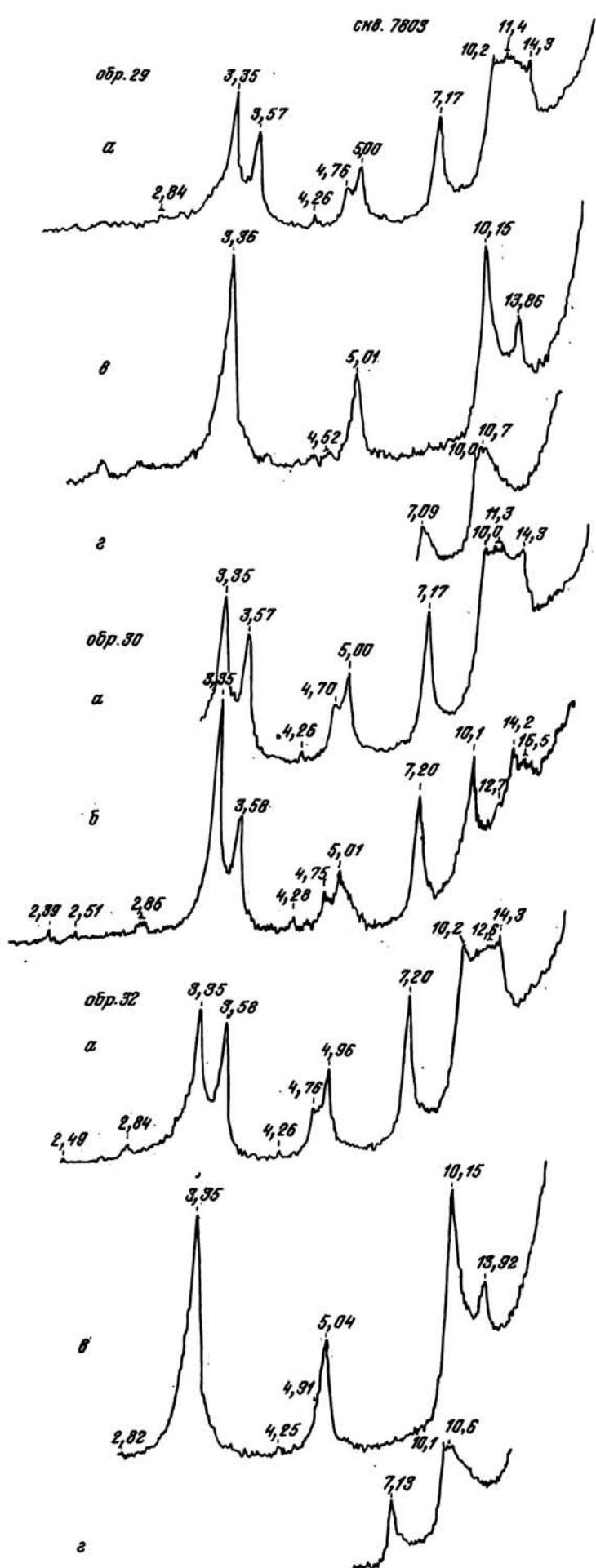
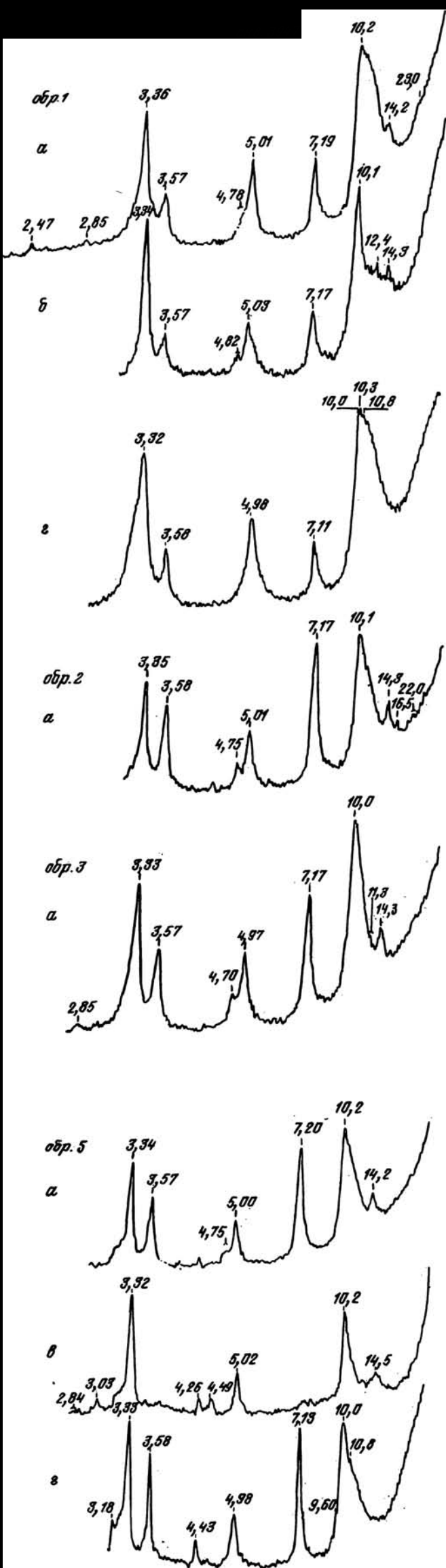


Рис. 13. Термограммы почвы $\frac{6-8}{\text{ш. Дз.}}$



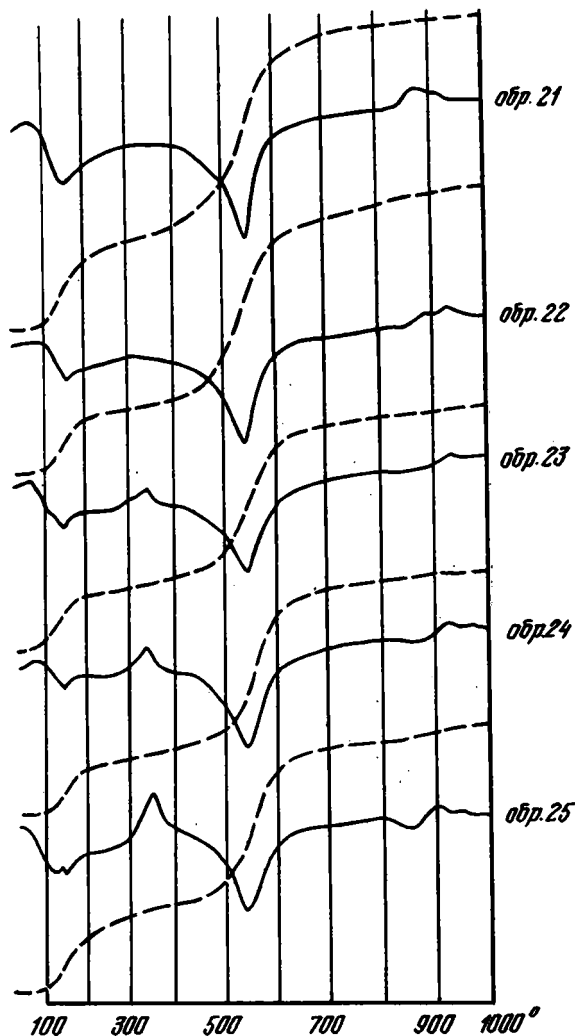


Рис. 14. Термовесовые кривые почвы
21-25
 3367 (пунктирные — потери веса)

и каолинита (К) по отношению высот их первых рефлексов к рефлексу гидрослоды (Г) (табл. 6). При этом для случаев $\frac{X(001)}{\Gamma(001)} < 0,2$ можно принять, что интенсивность рефлекса $7 \text{ \AA}$ обусловлена преимущественно каолинитом и следовательно, высотой этого рефлекса, выраженного в единицах гидрослоды (в табл. 6 обозначен $\frac{KX(001)}{\Gamma(001)}$), можно приблизительно оценить относительное содержание каолинита. Как видно, низкие содержания хлорита характерны для угленосных толщ нижнего и среднего карбона. Исключение представляет обр. $\frac{25}{3367}$ (Новгородский район — запад), в котором содержание хлорита, судя по рефлексам (001) и (003), существенно выше: $\frac{X(001)}{\Gamma(001)} = 0,4$. Здесь сделана попытка расчленить рефлекс $7 \text{ \AA}$ на каолинитовую и хлоритовую составляющие, используя дифрактограмму, записанную после обработки

Таблица 5

Результаты валового химического анализа глинистой фракции почв и исходных пород

№ обр.	Гори- зонт	SiO ₂	В том числе кварц	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeS ₂	FeO	MnO	CaO
<u>5</u> кр	A	44,14	0,78	0,88	26,08	9,52	Нет	1,96	0,07	0,73
<u>4</u> кр	B	41,90	0,66	0,94	25,36	11,74	"	1,90	0,06	0,73
<u>1</u> кр	C	41,93	2,04	0,93	25,06	11,54	"	1,72	0,06	0,67
<u>12</u> кр	A	44,44	1,76	0,98	26,71	7,67	"	2,26	0,08	0,67
<u>11</u> кр	A	42,97	0,78	0,80	25,35	10,85	"	1,94	0,07	0,86
<u>10</u> кр	B	43,19	1,70	0,99	26,92	8,30	"	2,69	0,06	0,74
<u>8</u> кр	C	43,53	1,47	0,85	26,93	8,55	"	2,12	0,07	0,80
<u>7</u> 7803	A	47,13	Не опр.	0,82	23,45	9,74	"	1,03	Следы	1,29
<u>10</u> 7803	C	45,49	"	0,75	21,45	12,79	"	1,14	"	1,47
<u>29</u> 7803	A									
<u>30</u> 7803	AB									
<u>32</u> 7803	C	Не определялись								
<u>1</u> 3947	A									
<u>2</u> 3947	B									
<u>5</u> 3947	C									
<u>24</u> 3970	A	50,53	"	0,96	29,91	1,87	Следы	0,92	Следы	0,82
<u>26</u> 3970	B	49,88	"	0,97	28,74	2,30	"	1,66	"	0,82
<u>28</u> 3970	C	47,83	"	0,99	28,90	0,15	"	3,49	"	0,98
<u>21</u> 3367	A	48,71	2,76	1,35	30,93	2,09	"	0,92	0,03	0,67
<u>22</u> 3367	A	47,66	1,62	1,36	31,18	0,55	0,67	1,49	0,04	0,73
<u>25</u> 3367	C	49,52	5,50	1,92	26,22	2,10	Следы	2,33	0,04	0,79
<u>23</u> 3356	A	51,33	Не опр.	0,83	30,55	1,72	"	0,74	Следы	1,14
<u>24</u> 3356	B	50,17	"	1,03	30,39	1,49	"	0,99	"	0,99
<u>26</u> 3356	C	49,21	"	1,36	30,34	2,81	"	-	"	1,43

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	O + N по п.п.п.	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
3,20	0,45	4,40	7,43	1,22	Нет	0,03	0,14	0,02	0,2	2,8
3,23	0,45	4,30	7,88	1,27	"	0,11	0,14	0,08	0,2	2,8
3,01	0,51	4,24	6,82	1,17	"	2,48	0,11	Нет	0,2	2,8
3,43	0,34	4,50	7,56	1,30	"	0,16	0,09	0,11	0,1	2,7
3,18	0,45	4,50	7,71	1,16	"	0,24	0,22	1,17	0,1	2,8
3,50	0,30	4,10	7,69	0,90	"	0,15	0,09	0,10	0,1	2,6
3,32	0,88	4,37	6,19	2,53	"	0,11	0,01	Нет	0,3	2,7
3,11	0,37	4,56	7,78	3,70	"	0,48	Нет	"	0,1	3,4
3,50	0,34	3,84	7,87	5,40	"	0,63	"	"	0,1	3,6
	2,30	3,66								
	2,56	3,66								
	2,88	3,66			Не определялись					
	3,34	5,49								
	8,77	4,58								
	1,35	4,27								
1,55	0,37	4,10	8,67	2,32	Нет	0,71	Нет	Нет	0,1	2,9
1,46	0,23	4,32	8,86	2,68	"	1,10	"	"	0,1	2,9
1,84	0,32	4,84	8,02	2,42	"	1,97	"	"	0,1	2,8
1,13	1,01	2,15	8,81	1,62	"	0,35	0,01	0,21	0,7	2,5
1,13	0,30	2,60	9,87	1,95	"	0,23	0,01	0,16	0,2	2,5
2,33	0,97	4,08	7,30	1,22	"	0,36	0,04	0,26	0,4	2,9
1,03	0,16	3,19	9,19	2,58	"	0,46	Нет	Следы	0,1	2,8
1,52	0,27	4,29	8,82	2,02	"	0,21	"	"	0,1	2,8
1,43	0,29	4,76	8,32	2,62	"	-	"	"	0,1	2,8

Таблица 5 (окончание)

№ обр.	Горизонт	SiO ₂	В том числе кварц	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeS ₂	FeO	MnO	CaO
<u>1</u> ш.Дз.	A	48,67	Не опр.	0,94	30,98	3,32	Следы	1,32	Следы	0,85
<u>2</u> ш.Дз.	A	48,45	1,80	1,12	29,88	0,59	0,71	1,63	0,03	0,61
<u>5</u> ш.Дз.	C	Не определялись								
<u>6</u> ш.Дз.	A									
<u>7</u> ш.Дз.	B	48,40	Не опр.	0,90	31,22	2,58	Следы	-	Следы	0,70
<u>8</u> ш.Дз.	C	Не определялись								
<u>2</u> 3965	A	48,75	"	0,86	31,41	0,78	Следы	2,28	Следы	0,99
<u>6</u> 3965	C	46,78	"	0,86	29,28	1,16	"	3,45	"	1,13
<u>16</u> ш.10	A	47,10	1,98	0,97	30,04	0,35	0,82	0,99	0,02	0,61
<u>17</u> ш.10	AB	47,41	0,78	0,89	31,27	0,33	0,54	0,78	0,02	0,73
<u>21</u> ш.10	C									
<u>1</u> 3365	A	Не определялись								
<u>2</u> 3365	B									
<u>4</u> 3365	C									
<u>2</u> 8627	A	45,50	3,00	1,26	29,36	0	1,87	1,06	0,03	0,73
<u>3</u> 8627	AB	44,38	1,80	1,21	26,79	0	2,0	0,84	0,04	0,73
<u>6</u> 8627	C	Не определялись								
<u>7</u> 8627	A	49,71	Не опр.	0,86	30,21	0,96	Следы	0,92	Следы	1,13
<u>12</u> 8627	BC	50,01	"	0,92	28,48	1,45	"	0,83	"	0,90
<u>13</u> 8627	C	49,79	"	0,88	27,64	1,52	"	1,41	"	0,90

фракции соляной кислотой (см. рис. 6, г, обр. 25). Отношение высот $\frac{7A}{10A}$ (воздушно-сухой образец) равно 1,8; это же отношение, после обработки образца HCl, полностью разрушившей хлорит, $\frac{K(001)}{\Gamma(001)} = 1,0$, отсюда $\frac{X(002)}{\Gamma(001)} = 0,8$, а $\frac{X(002)}{X(001)} = 2$. Последнее отношение в общем характерно для хлоритов угленосных толщ со значительным содержанием железистого компонента.

Каолинит в угленосном карбоне занимает второе место после гидрослюда в составе глинистой фракции, значительно превышая содержание хлорита. Сле-

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	O+N по п.п.п.	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
1,42	0,32	2,37	8,12	1,96	Нет	1,59	Нет	Следы	0,2	2,7
1,22	1,15	4,60	7,11	1,07	"	1,26	0,03	0,89	0,4	2,7
	3,05	5,80	Не определялись							
	4,61	4,58								
1,31	1,41	5,05	7,55	1,72	Нет	1,22	Нет	Следы	0,4	2,6
	3,45	5,49	Не определялись							
1,93	0,44	2,06	7,95	2,20	Нет	2,39	Нет	Нет	0,3	2,6
1,72	0,50	4,02	9,11	1,96	"	2,05	"	"	0,2	2,7
0,95	1,61	4,50	7,76	1,06	"	1,82	0,04	1,27	0,5	2,5
1,08	1,57	4,70	6,98	1,39	0,04	1,38	0,01	1,11	0,5	2,5
	2,99	3,97								
	3,40	5,90	Не определялись							
	4,20	4,88								
	5,00	5,48								
1,30	2,66	3,90	7,91	0,72	0,28	2,20	0,05	1,20	1,0	2,5
1,38	4,10	4,00	10,10	0,86	0,82	1,22	0,04	0,85	1,5	2,7
	4,70	4,90	Не определялись							
1,42	0,28	4,58	8,59	1,96	Нет	1,41	Нет	Следы	0,1	2,8
1,77	0,37	4,80	8,38	2,18	"	1,50	"	"	0,1	3,0
1,77	0,37	5,23	8,42	2,26	"	1,50	"	"	0,1	3,1

дует, однако, заметить, что по имеющимся у нас и в тресте Артемгеология материалам содержание каолинита в продуктивных свитах карбона подвержено сильным колебанием как по разрезу, так и по площади.

Смешанослойная (Сс) фаза почти во всех материнских породах карбона проявляется в более или менее ярко выраженной асимметрии 10 Å рефлекса, с более пологим наклоном пика в сторону малых углов. Кроме того, в большинстве случаев на дифрактограммах воздушно-сухих образцов 10 Å пик имеет двойную вершину, слабо разрешаясь на рефлексы 10 Å и 10,2-10,4 Å. После насыщения этиленгликолем вместо рефлекса 10,2-10,4 Å на плече 10 Å

Таблица 6

Относительное содержание хлорита и каолинита в исходных породах (горизонты С)

№ обр.	Хлорит			Каолинит		K ₂ O, %	Краткая характеристика вмещающих пород
	X(001) Г(001)	X(002) Г(001)	X(003) Г(001)	KX(001) Г(001)	K(001) Г(001)		
<u>1</u> кр	0,45	0,45	0,35	0,95	0,5	4,2	Нижняя пермь, картамышская свита - безугольные пестро-цветно-красноцветные отложения
<u>10</u> 7803	Не опр.	0,7	0,6	0,7	Нет или следы	3,8	
<u>32</u> 7803	"	0,2	0,35	1,0	0,8	3,7	
<u>5</u> 3947	0,25	0,25	0,1	1,0	0,75	4,3	Верхний карбон с пониженной угленосностью - пестроцветный
<u>25</u> 3367	0,4	0,8	0,4	1,8	1,0	4,1	Угленосная толща среднего карбона слабопестроцветная (Новгородовский район - запад)
<u>26</u> 3356	Следы	Следы	Следы	1,4	1,4	4,8	
<u>4</u> 3365	0,25	0,5	0,15	1,1	0,6	5,5	
<u>28</u> 3970	0,2	0,4	0,2	1,5	1,1	4,8	Угленосные толщи среднего и нижнего карбона - сероцветные
<u>6</u> 3965	0,1	Следы	0,1	1,4	1,4	4,0	
<u>5</u> ш.Дз.	Следы	"	Нет данных	0,6	0,6	5,8	
<u>21</u> ш.10	0,1	"	Не выражен	1,3	1,3	4,0	
<u>12</u> 8627	Следы	"	"	1,4	1,4	4,8	

рефлекса появляется незначительный пик 10,8–11,8 Å, подтверждающий наличие частично упорядоченной смешанослойной фазы; иногда появляется второй, столь же слабый рефлекс 12,6 Å. После прокаливании на дифрактограммах остаются только рефлексы от гидрослюда и хлорита (14,1–14,3 Å). Таким образом, смешанослойную фазу можно отнести к слюда-монтмориллонитовому типу. Количество монтмориллонитовых пакетов по диаграмме Уивера (1962) не превышает 20%, а по диаграмме Брауна и Мак-Юэна (Brown, MacEwan, 1950) – не более 17%. Исключение опять-таки представляет обр. 25 скв. 3367 (см. рис. 6) с более интенсивно выраженной смешанослойной фазой того же типа, но с более отчетливой тенденцией к упорядоченности. Содержание монтмориллонитовых пакетов возрастает здесь до 30% (Градусов, 1971а

С переходом в пестроцветно-красноцветные отложения $C_3^3 - P_1^{qr}$ содержание хлорита повышается, а каолинита понижается, вплоть до полного исчезновения в отдельных подпочвенных породах (обр. $\frac{10}{kr}$; см. рис. 9), как это видно из табл. 6. Относительные содержания обоих kr минералов охарактеризованы отношениями $\frac{K(001)}{Г(001)}$ и $\frac{X(001)}{Г(001)}$, причем значения $K(001)$ получены в результате расчленения рефлекса $7 \text{ \AA}$, как это было показано на примере обр. $\frac{25}{3367}$. Весьма характерно, что отношение $\frac{X(002)}{X(001)}$ здесь приближается к 1, что хорошо согласуется с данными химического анализа (см. табл. 5), показывающего резкое увеличение MgO в составе глинистой фракции красноцветных отложений слабоаридной обстановки. Таким образом, с нарастанием засушливости не только увеличивается содержание хлорита, но и состав его становится значительно более магнезиальным.

Смешанослойная фаза оказывается еще более чутким индикатором палеоклиматической обстановки. В пестроцветных отложениях засушливой обстановки она отличается наиболее сложным характером (обр. $\frac{32}{7803}$, см. рис. 8). Очень широкий рефлекс $12,6 \text{ \AA}$, занимающий весь промежуток между 10 и $14 \text{ \AA}$, с дополнительным острым пиком $14,3 \text{ \AA}$, свидетельствует о наличии здесь по меньшей мере двух типов переслаивания различной степени упорядоченности и с разным содержанием монтмориллонитовых пакетов. В красноцветных породах из основания свиты P_1^{qr} (обр. $\frac{10}{7803}$; см. рис. 9), где встречаются еще карбонатные почвы, в смешанослойной фазе резко увеличивается количество монтмориллонитовых пакетов и она переходит в другой тип — неупорядоченных образований (Градусов, 1971а,б), дающих после насыщения этиленгликолем отчетливый рефлекс $16,7 \text{ \AA}$ и расплывчатый $5,32 \text{ \AA}$. В естественном состоянии интенсивный рефлекс $14,1 \text{ \AA}$ маскирует первый рефлекс от хлорита, но, судя по отчетливому рефлексу хлорита (003), сравнимому по интенсивности с рефлексом $7 \text{ \AA}$, каолинит здесь полностью отсутствует. Наконец, в типичных красноцветных отложениях слабоаридной обстановки (обр. $\frac{1}{kr}$, см. рис. 10) смешанослойная фаза выражена предельно слабо и аналогична наблюдающейся в большинстве подпочвенных пород карбона.

В табл. 7 приведены цифры, дающие приблизительное представление о количественных соотношениях глинистых минералов во фракции $< 0,001 \text{ мм}$ из исходных пород изученных почв. Мерой интенсивности рефлексов служили их высоты, причем относительное содержание каждого минерала оценивалось отношением высоты его рефлекса к сумме высот всех основных базальных рефлексов, выраженным в условных процентах (левая часть таблицы). Далее, в таблице приведено содержание минералов во "взвешенных" процентах, с принятием наиболее употребительных коэффициентов для ассоциации хлорит-каолинит-гидрослюдистого состава. Для большинства карбоновых пород содержание смешанослойных образований не определялось ввиду отсутствия или незначительности соответствующих им рефлексов. В двух образцах ($\frac{25}{3367}$ и $\frac{5}{3947}$) с более отчетливым выражением смешанослойной фазы ее расчетный коэффициент приравнен к коэффициенту гидрослюды ввиду явного преобладания пакетов этого минерала; из тех же соображений для расчета смешанослойной фазы обр. $\frac{10}{7803}$ принят коэффициент монтмориллонита, преобладающего здесь над пакетами слюды. Обр. $\frac{32}{7803}$ из переходной обстановки (от гумидной к слабоаридной) рассчитан в двух вариантах. Большинство образцов рассчитывалось по дифрактограммам воздушно-сухих образцов, и лишь

Таблица 7

Приближенный количественный состав глинистой фракции исходных пород (горизонты С)

№ обр.	Подготовка	Условные проценты				Взвешенные проценты					Гидрослюда, % по K ₂ O	
		К	Х	Сс	Г	Коэффициенты К-Х, Сс, Г	К	Х	Сс	Г	При содержании K ₂ O в гидрослуде	
											6,1%	7,5%
<u>1</u> кр	BC (с Mg)	26	23	Не опр.	51	1,2,2	17	15	Не опр.	68	69	56
<u>10</u> 7803	BC (с Mg)	Нет	67		33	Не пересчитывается					62	51
<u>10</u> 7803	ЭГ	"	25	44	31	2,1,4	Нет	23	20	57		
<u>32</u> 7803	BC (с Mg)	28	9	28	35	2,1,4 1,2,2	23 17	7 5	12 35	58 43	61	49
<u>5</u> 3947	BC (с Mg)	36	14	Не опр.	50	1,2,2	24	9	Не опр.	67	70	57
<u>25</u> 3367	BC (с Mg)	31	13	25	31	1,2,2	20	8	32	40	67	55
<u>25</u> 3367	ЭГ	34	14	14	38	1,2,2	22	14	14	50		
<u>26</u> 3356	BC	58	Не опр.	Не опр.	42	1,2,2	41	Не опр.	Не опр.	59	79	64
<u>4</u> 3365	BC	33	13	"	54	1,2,2	21	9	"	70	90	73
<u>4</u> 3365	ЭГ	29	11	"	60	1,2,2	18	7	"	75		
<u>28</u> 3970	BC	43	9	"	48	1,2,2	29	6	"	65	79	64
<u>6</u> 3965	BC	50	5	"	45	1,2,2	35	4	"	61	66	56
<u>21</u> ш.10	BC (с Mg)	56	Не опр.	"	44	1,2,2	39	Не опр.	"	61	66	56
<u>5</u> ш.Дз.	BC (с Mg)	36	"	"	64	1,2,2	22	"	"	78	95	77
<u>12</u> 8627	BC	41	"	"	59	1,2,2	26	"	"	74	79	64
<u>6</u> 8627	ЭГ	45	"	"	55	1,2,2	29	"	"	71	80	65

Примечание. К - каолинит; Х - хлорит; Сс - смешанослойное образование; Г - гидрослюда; BC - воздушно-сухой образец; BC (с Mg) - насыщенный Mg; ЭГ - насыщенный этиленгликолем.

в отдельных случаях привлекались дифрактограммы образцов, насыщенных этиленгликолем. Как видно, при незначительном содержании смешанослойного образования расчеты по воздушно-сухому и насыщенному этиленгликолем образцам дают очень близкие результаты (обр. $\frac{4}{3365}$). В обр. $\frac{10}{7803}$, где рефлекс гидрослоды на обеих дифрактограммах четко обособлен от других минералов, содержание ее также определяется однозначно; насыщение этиленгликолем способствует здесь расчленению суммарного рефлекса от хлорита и смешанослойного компонента с одинаковыми значениями $\frac{d}{n}$ (в ненасыщенном состоянии). В обр. $\frac{25}{3367}$ близкие результаты получены только для обособленного рефлекса каолинита, в то время как рефлексы гидрослоды, смешанослойного образования и хлорита плохо разрешаются и высоты их однозначно не определяются; по-видимому, здесь следует ориентироваться на средние значения высот этих рефлексов.

Во всех случаях, когда содержание хлорита можно было достоверно оценить, высота хлоритового рефлекса (002) вычиталась из высоты $7 \text{ \AA}$ пика и соответственно из общей суммы высот.

Для сравнения в правой части табл. 7 приведены содержания гидрослоды, рассчитанные по K_2O с допущением, что содержание этого окисла в гидрослоде колеблется в диапазоне 6,1–7,5%, указанном Р.Е.Гримом (1959) для иллита. Как видно, сходимость удовлетворительная, причем для исходных пород среднего карбона лучше подходят значения, рассчитанные при допущении, что в гидрослоде содержится 7,5% K_2O , а для пород верхнего карбона – нижней перми хорошая сходимость наблюдается при допущении, что K_2O в гидрослоде 6,1%. Возможно, это указывает на прогрессирувавшее обеднение гидрослод калием по мере аридизации климата.

Простой связи между составом глинистых фракций и фациальным типом исходных пород не наблюдается, что может быть связано с небольшим диапазоном фаций. В большинстве случаев исходные породы представлены фацией озер, то с признаками реликтовых, за счет сокращения более открытых водоемов лагунно-заливного побережья, то, наоборот, тяготеющими к болотным озерам или же к озерам речных пойм. В одном случае (обр. $\frac{25}{3367}$) исходная порода относится к зоне волнений заливного побережья, но содержание каолинита здесь не снижается.

Как видно из табл. 6 и 7, изменения в составе глинистой фракции исходных пород имеют в общем формационный характер; они совпадают с границами ландшафтно-климатических и стратиграфических подразделений.

Изменения состава глинистой фракции по профилю почв. В подавляющем большинстве случаев состав глинистой фракции исходных (материнских) пород более или менее существенно изменяется по разрезу почвы, причем наиболее интенсивные изменения фиксируются при переходе к самому верхнему горизонту А. Эти изменения легче всего фиксируются по количественным соотношениям отдельных минералов; установление процессов, приведших к закономерным изменениям соотношений, представляется значительно более трудной задачей, которая в данной работе может быть только намечена.

Изменения состава глинистой фракции с учетом данных термического и химического анализов были положены в основу типизации почвенных профилей. Всего выделено пять групп профилей, основные характеристики их (по направленности изменения состава глинистой фракции) приведены в табл. 8. Основанием для оценки количественных изменений в содержании отдельных минералов послужили следующие величины. Для каолинита: отношение высот рефлекса $7 \text{ \AA}$, за вычетом его части, обусловленной хлоритом, к рефлексу $10 \text{ \AA}$ (как это было сделано для материнских пород в табл. 6). Для хлорита: отношение высот хлорита (001) к гидрослоде (001). Для смешанослой-

Таблица 8

Группы почв, выделенные по направленности изменения глинистого вещества вдоль почвенного профиля

№ групп	№ под-группы	№ профиля	Изменения (снизу вверх по профилю)				Стратиграфическое положение и общая характеристика
			К	Х	Сс	Г	
V	Vб	<u>5-1</u> кр	Не изменяется	Не изменяется	Не изменяется	Не изменяется	Почвы безугольных пестроцветно-красноцветных отложений верхнего карбона - нижней перми ($C_3^3 - P_1^{qr}$)
	Va	<u>7-10</u> 7803	Каолинита практически нет	Падает	Падает и переходит в другой тип	Растет	
		<u>29-32</u> 7803	Падает	Не изменяется	Не изменяется	Не изменяется	
III	IIIб	<u>6-8</u> ш.Дз	Падает	Падает или не изменяется	Растет	Непостоянна	Незрелые почвы различных интервалов угленосных свит среднего и верхнего карбона ($C_2 - C_3^1$)
		<u>1-5</u> 3947					
	IIIa	<u>1-4</u> 3365	Не изменяется	Падает или не изменяется	Не изменяется		
		<u>1-6</u> 3965					
II	IIб	<u>16-21</u> ш.10	Не изменяется	Следы	Не изменяется или растет	Непостоянна	Почвы угленосных свит нижнего и среднего карбона ($C_1 - C_2$) под пластами угля или углистого сланца
	IIa	<u>7-12</u> 8627					
		<u>2-6</u> 8627					
I	Iв	<u>24-28</u> 3970	Растет	Падает	Растет	Интенсивно падает	Почвы угленосных свит среднего карбона (C_2) под угольными пластами
	Iб	<u>1-5</u> ш.Дз					
		<u>23-26</u> 3356					
	Ia	<u>21-25</u> 3367					

ных образований: качественная оценка степени выраженности смешанослойной фазы и упорядоченности переслаивания с условной разбивкой на шесть градаций. Для гидрослюда: содержание K_2O по данным химического анализа.

Почвенные профили группы I характеризуются изменением всех компонентов: в направлении от исходной породы вверх, к горизонту А почвы, содержание гидрослюда (по K_2O) и хлорита падает, а каолинита и смешанослойных образований увеличивается. При этом намечается подразделение группы на три подгруппы: к I^a отнесены профили, по которым падение гидрослюда, судя по дифрактограммам, имеет абсолютный характер, сопровождаясь расширением рефлекса каолинита, который не полностью разрешается от рефлекса гидрослюда (001), все более поднимаясь над базальной линией. Наиболее отчетливо это проявляется по профилю $\frac{21-25}{3367}$ (см. рис. 6).

Может возникнуть вопрос: не является ли увеличение содержания каолинита результатом выноса продуктов разрушения гидрослюда, т.е. не является ли каолинит остаточным, наиболее устойчивым в кислой среде болот компонентом, обогащающим верхние горизонты почв? Привлечение данных других методов приводит, однако, к отрицательному ответу на этот вопрос.

Термовесовой анализ всех образцов профиля $\frac{21-25}{3367}$ (см. рис. 14) показал, что в верхних горизонтах профиля (обр. 21 и 22) угол наклона левого крыла гидроксильного эндопика (после вычленения его части, обусловленной гидрослудой, которая приблизительно рассчитана по содержанию K_2O) более пологий; Е.А. Шурыгина связывает это с каолинитом менее совершенной структуры и с присутствием небольшого количества монтмориллонитовой фазы. Полученные ею данные приведены в табл. 9.

Как видно, содержание гидрослюда падает, а каолинита растет вверх по профилю, причем увеличение каолинита происходит главным образом за счет появления хуже окристаллизованной его формы, которую по всем данным следует считать новообразованием, связанным с почвенными процессами. Возможно, что с этим же связано и расширение каолинитового рефлекса на дифрактограммах. Существенные изменения происходят, как это получилось и по нашим приблизительным расчетам рентгенограмм, на границе горизонтов, представленных обр. 23 и 22.

Абсолютный характер увеличения содержания каолинита вверх по профилю $\frac{21-25}{3367}$ подтверждается под электронным микроскопом. Наблюдения проводились в лаборатории ГИНа на микроскопе ЭМ-7 Н.Д. Серебrenниковой с участием автора. Было изготовлено несколько препаратов из обр. 21 и 25. Диспергация осуществлялась как ультразвуком, так и дроблением в фарфоровой ступке, причем каких-либо различий в форме кристаллов в зависимости от способов обработки не замечено. Была просмотрена как чистая фракция $< 0,001$ мм, так и с примесью более грубых частиц, а также порода в целом (сразу после диспергации ультразвуком). Фотографирование осуществлялось при увеличениях 12 000 и 13 300.

Во всех препаратах было установлено резкое увеличение каолинита в верхнем обр. 21 сравнительно с исходной породой (обр. 25). Кроме того, в исходной породе (табл. IX, 1-3) явно преобладает гидрослюда, причем наряду с пластинчатой модификацией присутствует много аутигенной "щепковидной". Кристаллы каолинита хорошо огранены, но отдельные грани нередко обломаны, что указывает на преимущественно аллотигенное его происхождение; довольно часто встречаются крупные непрозрачные кристаллы.

В верхнем горизонте почвы (табл. IX, 4-6) преобладает тонкодисперсный прозрачный и полупрозрачный каолинит, значительно хуже ограненный. Гидрослюда представлена здесь только пластинчатой модификацией, причем нередко края пластинок расщеплены, указывая на интенсивную гидратацию. В обоих образцах изредка встречаются трубочки галлуазита.

Таблица 9

Приближенный расчет термограмм почвы $\frac{21-25}{3367}$ (фракции < 0,001 мм, обработаны H_2O_2)

№ обр.	Потери веса (мг) при нагревании					Минералы, %		
	20-200°	200-400°	400-470°	470-575°	575-1000°	несовершенный каолинит + монтмориллонитовая фаза	совершенный каолинит	гидрослюда
21	4,52	1,00	1,91	5,52	1,83	24	40	36
22	2,59	0,85	0,70	5,98	2,42	15	42	43
23	3,53	0,78	0,78	5,12	1,28	-	36	64
24	2,01	0,93	0,77	5,40	1,19	-	38	62
25	3,52	1,00	1,43	4,39	1,22	-	31	69

Данные Е.А. Шурыгиной очень близко совпали с ранее произведенными нами количественными определениями состава глинистой фракции по методу средних показателей преломления ориентированных глинистых частиц (Дриц и др., 1966). Рекомендованные этими авторами значения Ng^1 для гидрослюда и каолинита соответственно равны 1,584 и 1,566. Для глинистой фракции из обр. 21 и 25 рассматриваемого профиля определенные нами значения Ng^1 равны 1,572 и 1,578. Полагая, с известным приближением, что глинистая фракция состоит только из смеси гидрослюда с каолинитом, и обозначая содержание гидрослюда через X , составляем уравнение

$$Ng_{cp}^1 = X \cdot Ng_{гс}^1 + (1 + X) Ng_k^1,$$

откуда в обр. 21

$$X_{21} = \frac{1,572-1,566}{1,584-1,566} \times 100 = 33\%.$$

Точно так же в обр. 25

$$X_{25} = \frac{1,578-1,566}{1,584-1,566} \times 100 = 67\%.$$

Наконец, при известном навыке абсолютное увеличение каолинита в верхней части почвенного профиля констатируется и под обычным микроскопом, особенно когда прирост этого минерала определяется столь значительными цифрами, как в рассматриваемом профиле. Таким образом, можно высказать предположение, что в почвах подгруппы I^a имело место новообразование каолинита за счет продуктов распада гидрослюда. Следует подчеркнуть, что почвы подгруппы I^a, расположенные в западном - Новгородском районе, где по ряду вышеохарактеризованных признаков, в том числе по зеленоватой окраске, климат несколько отклоняется от типично гумидного в сторону засушливого.

Незначительное увеличение вверх по профилю $\frac{21-25}{3367}$ смешанослойного минерала сопровождается довольно отчетливым увеличением роли монтмориллонитовых пакетов, что хорошо видно на дифрактограммах, снятых после насыщения этиленгликолем; рефлекс от смешанослойной фазы увеличивается от 11,8-11,9 в нижней части профиля до 12,8-12,9 в верхних горизонтах (см. рис. 6). Почва $\frac{1-5}{ш.Дз.}$, отнесенная к подгруппе I^b, отличается острым рефлексом каолинита, полностью разрешающимся от рефлекса (001) гидрослюда

(см. рис. 11). Хотя содержание гидрослоды по K_2O здесь также падает, однако непосредственно по дифрактограммам это не устанавливается. Увеличение смешанослойной фазы и содержания в ней монтмориллонитовых пакетов здесь выражено отчетливо, хотя в целом их значительно меньше, чем в почве 21-25
3367. Хлорит практически отсутствует. Для этой подгруппы более

правдоподобно предположение, что прирост каолинита (подтверждающийся наблюдением под микроскопом) является результатом новообразования за счет извне принесенного вещества благоприятного для синтеза каолинита состава. Понижение K_2O могло здесь быть следствием разбавления глинистой фракции этим веществом.

Подгруппа I^B отличается незначительным приростом каолинита, который осуществлялся, судя по дифрактограммам, по типу I^A.

Намеченное подразделение группы I находит подтверждение в других данных, о чем будет сказано ниже.

Почвы группы II, в которых почти отсутствует хлоритовый компонент (см. рис. 5), характеризуются относительно слабой дифференцированностью профиля по составу глинистой фракции. Отмечается лишь незначительное увеличение количества смешанослойного минерала в верхних горизонтах.

Профили группы III, по-видимому, нельзя связывать с каким-либо определенным стратиграфическим интервалом или фациально-климатической зоной. Они относятся к угленосной формации карбона в широком плане, включая и верхнекарбоновые отложения с пониженной угленосностью и появлением пестроцветных пород. Главной особенностью, объединяющей эти почвы, является их незрелость, выражающаяся в слабой дифференциации профиля на почвенные горизонты. Так, профиль 1-5
3947 почти на всем протяжении представлен тончайшим переслаиванием алевритовых пород с очень правильной горизонтальной и мелковолнистой слоистостью, подчеркиваемой мелким растительным детритом, характерной для крупных проточных озер без признаков застойности. Редкие единичные вертикальные корешки, встречающиеся среди этих отложений, практически не нарушают первичной текстуры осадков. Лишь в самых верхних 25 см появляются характерная комковатость, оглинение и остатки стигматий беспорядочной ориентировки.

Профиль 6-8
ш.Дз. развит на аналогичном озерном субстрате, но признаки почвообразования здесь еще менее отчетливы, выражаясь только в наличии вертикальных корешков в верхних 20 см, представленных крупнозернистым алевритом. Обе почвы заключены в безугольных осадочных циклах. Как видно из табл. 8, они отличаются от всех других почв угленосного карбона уменьшением содержания каолинита вверх по профилю, которое следует из рентгенометрических данных (см. рис. 7) и термоанализа (см. рис. 13). Почвы эти выделены в подгруппу III^B.

Незрелость почвенных профилей 1-4
3365 и 1-6
3965, перекрывающихся пластами угля (подгруппа III^A), проявляется в очень слабой нарушенности слоистой текстуры осадков и преобладании переотложенных корневых остатков, ориентированных по горизонтальной или мелкой косоволнистой слоистости.

Последнее особенно характерно для почвы 1-6
3965, где вертикальные корешки практически отсутствуют. По-видимому, в обоих случаях процессы почвообразования неоднократно прерывались здесь кратковременным осадконакоплением в реликтовых, периодически зараставших и заболачивающихся озерах. Слабая дифференциация находит подтверждение в данных рентгеновского анализа, который не обнаруживает существенных изменений в составе глинистой фракции вдоль обоих профилей, за исключением уменьшения кверху хлорита по профилю 1-4
3365. Дополнительный материал для отнесения обоих профилей к группе

незрелых помимо морфологического облика почв дают химические анализы, как будет показано ниже.

К группе IV отнесены безугольные пестроцветные почвы верхнего карбона и переходной к красноцветным отложениям нижней перми зоны (профиль 29-32 7803, см. рис. 8), формировавшиеся в периоды относительно засушливого климата. Изменения состава глинистой фракции по профилю выражаются только в падении кверху количества каолинита. Смешанослойная фаза сложного состава, охарактеризованная выше при описании исходных пород, прослеживается без заметных изменений на протяжении всего профиля. Дифрактограмма обр. 30, снятая после насыщения его этиленгликолем, отчетливо показывает наличие двух типов переслаивания, характеризующихся различной степенью упорядоченности и содержания монтмориillonитовых пакетов, с рефлексами 12,7 и 16,5 Å.

Группа V представлена двумя существенно различными по составу глинистого вещества подгруппами. Подгруппа V^a по своему положению в разрезе имеет переходный характер от карбонатных пестроцветных почв C₃³ к бескарбонатным красноцветным почвам P₁^г. Состав глинистой фракции исходных пород профиля 7-10 7803, представляющего эту подгруппу (см. рис. 9), как было показано выше, наиболее специфичен, отличаясь отсутствием каолинита, максимально высоким содержанием хлорита и своеобразной смешанослойной фазой неупорядоченного типа, с большим количеством монтмориillonитовых пакетов. Вверх по профилю наблюдается очень постепенное изменение характера смешанослойных образований: снижается интенсивность и острота рефлекса 14 Å (воздушно-сухие образцы), а после насыщения этиленгликолем снижаются и расплываются все рефлексы, что говорит о снижении содержания смешанослойной фазы этого типа. С переходом в верхний горизонт почвы (обр. 7) эти изменения проявляются более резко, и одновременно в насыщенном образце появляется рефлекс 12,6 Å. Смешанослойные образования приобретают сложный характер, они близки здесь по типу к почве 29-32 7803, но содержание их значительно ниже. Одновременно в горизонте A появляется небольшое количество каолинита.

Таким образом, в переходных условиях этого профиля (от засушливой обстановки верхнего карбона – к слабоаридной верхней перми и от угленосной формации – к меденосной) исходные породы отличаются появлением смешанослойных образований неупорядоченного типа с большим количеством монтмориillonитовых пакетов, а изменения по профилю почвы выражаются в тенденции к упорядочиванию смешанослойных образований, с одновременным уменьшением монтмориillonитовых пакетов.

Почвы подгруппы V^b характеризуются исключительным постоянством всех компонентов (профиль 5-1 кр, см. рис. 10). По характеру смешанослойной фазы эта подгруппа близка к группе I – почв угленосных свит C₂⁶–C₂⁷, отличаясь главным образом повышенным содержанием хлорита.

В целом приходим к заключению, что изменения состава глинистой фракции по профилю почв более разнообразны по сравнению с вариациями его в исходной породе. Это и понятно, так как на региональные факторы осадконакопления дополнительно накладывались специфические факторы почвообразования, такие, как био- и фитоценоз, микрорельеф и связанные с ним изменения уровня грунтовых вод и интенсивности дренажа, колебания окислительно-восстановительного потенциала и pH и некоторые другие, сравнительно слабо воздействовавшие в период осадконакопления в водной среде бассейнов. Немалую роль играла также длительность почвообразовательного процесса в каждом осадочном цикле, определявшаяся особенностями тектонического (колебательного) режима Донецкого бассейна.

Исходным материалом, позволившим установить закономерные изменения химического состава пород вдоль почвенного профиля, явились данные валового силикатного анализа¹ и определения объемного веса пород с одновременным контролем их механического и минералогического составов.

При изучении современных почв данные валового анализа используются обычно для непосредственных сравнений относительного содержания окислов различных элементов без учета объемного веса и пористости, а также различных минералогических форм, в которых содержатся отдельные окислы. В таком виде, однако, данные валового анализа чаще всего маловыразительны, что компенсируется, в известной мере, большим количеством разнообразных частных анализов, принятых в почвоведении. К древним ископаемым почвам эти частные анализы либо совершенно неприменимы (например, анализы растительного органического вещества), либо требуют методической разработки, особенно в части интерпретации полученных результатов.

Исходя из этого, мы попытались применить простейшие приемы пересчетов валовых химических анализов, и в частности широко используемый при изучении древних кор выветривания метод объемных концентраций (Михайлов, 1958), впервые предложенный еще в 1900 г. В. Линдгреном.

В известном руководстве к расчету миграции элементов и балансу вещества при метасоматозе (Казицин, Рудник, 1968) метод объемных концентраций или, как его называют авторы, окисно-объемный метод оценивается как один из наиболее простых и точных методов расчета. "Он точно отражает весовое содержание как каждого окисла, так и всех компонентов породы в целом в единице объема, а также дает совершенно достоверные данные об абсолютном и относительном привносе - выносе каждого окисла и об общем балансе привноса - выноса вещества" (Казицин, Рудник, 1968, стр. 62).

В основе метода объемных концентраций лежит так называемое правило Линдгрена: объем породы в ходе метасоматического замещения остается постоянным. Авторы цитированной выше работы подчеркивают, что "... на процессы диагенеза, регионального метаморфизма и большинство других геологических явлений "правило постоянства объемов" не распространяется, но сравнение состава пород на равные объемы массы их вещества... имеет силу и в этом случае" (там же, стр. 70, 71).

Примененную нами методику пересчета химических анализов покажем на почве ~~16-21~~
ш.10, развитой на породах озерной фации, непосредственно под угольным пластом IV свиты C₂ Центрального района Донбасса. Образцы отобраны из свежего забоя шахты 10 треста Дзержинскуголь (рис. 15).

Результаты валового анализа и их пересчета приведены в табл. 10 (графы 1-6). Пересчет весовых процентов (P) на бескварцевую часть (графы

¹ Получены в химлаборатории ГИНа под руководством Э.С. Залманзон.

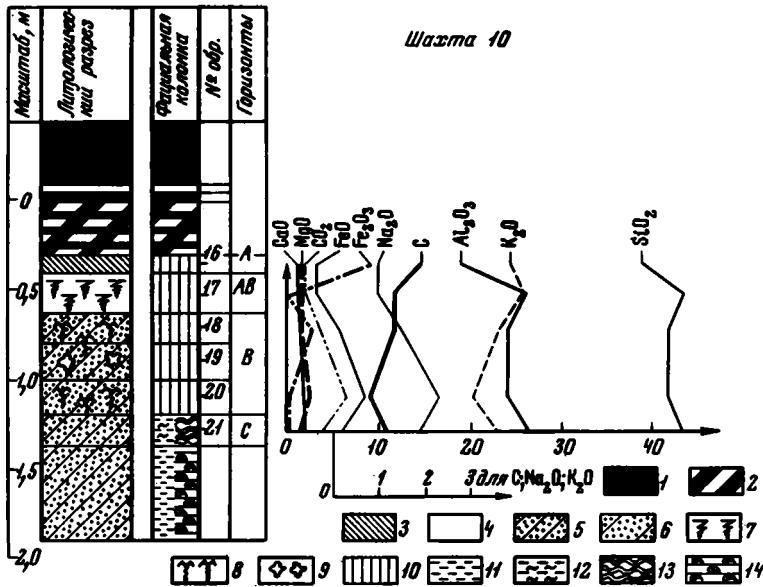


Рис. 15. Литолого-фациальный разрез и химический состав почвы 16-21
под угольным пластом l_4^B ш.10

1 - уголь; 2 - углистый аргиллит; 3 - аргиллит с обильными растительными остатками по горизонтальному наложению ("листоватый"); 4 - аргиллит; 5 - алевролит среднезернистый; 6 - алевролит крупнозернистый; 7 - беспорядочно ориентированные растительные остатки верхней части корневой системы, обусловившие характерную текстуру почвы - "кучерявчик"; 8 - вертикальные корневые остатки; 9 - карбонатные конкреции. Фации: 10 - бо-лотного озера (с последовавшим почвообразованием); 11 - центральных участков реликтового озера; 12 - прибрежной зоны волнений реликтового озера; 13 - прибрежной зоны волнений залива; 14 - залива

7-11) исключает значительные колебания в содержании как обломочного, так и аутигенного кварца, приближая весовые содержания P' всех окислов к составу глинистой фракции; для рассматриваемого профиля степень приближения можно иллюстрировать данными табл. 11.

Наиболее существенные расхождения связаны с отсутствием во фракции карбонатного материала и с незначительным содержанием пирита. Резко повышенное содержание в обр.16 (породы) Fe_2O_3 , по-видимому, связано с железоорганическими соединениями, также не попадающими в глинистую фракцию.

В графах 12 и 13 табл. 10 показан привнос - вынос в абсолютных разностях между верхним обр. 16 и нижним обр. 21 (графа 12) и в процентах к обр. 21 (графа 13), который представляет породу, не измененную процессами почвообразования. Приведенный в табл. 10 объемный вес определялся общеизвестным способом по разности веса в воздухе и воде, с предварительным высушиванием образца при $t = 110^\circ C$ до постоянного веса и парафинированием. Полученный таким образом объемный вес γ был исправлен за удаленный (при пересчете) кварц, удельный вес которого равен 2,65:

$$\gamma' = \frac{100\gamma - 2,65Q}{100 - Q},$$

где γ' - объемный вес бескварцевой породы, Q - содержание кварца, %.

Концентрации окислов C (см. табл. 12, графы 1-6) вычислены по формуле

$$C = \frac{P'}{100} \cdot \gamma' \cdot V.$$

Принимая объем $V = 100 \text{ см}^3$, получим $C = P' \gamma'$.

В графах 7,8 табл. 12 показан привнос - вынос окислов в абсолютных разностях и в процентах к обр. 21. Учет объемного веса позволил вычислить также суммарные величины привноса - выноса и общий баланс, который в данном случае оказывается отрицательным ($\sim -7\%$ от веса 100 см^3 обр. 21).

Для наших целей, однако, помимо общего баланса важно было получить количественную оценку перемещения окислов по всему профилю путем сравнения каждой пары соседних образцов. При этом удобнее перейти снова к весовым процентам, исходя из следующих элементарных соображений:

$$\frac{C_{20}}{C_{21}} = \frac{P'_{20} \cdot \gamma'_{20}}{P'_{21} \cdot \gamma'_{21}} = \frac{P'_{20} \cdot \frac{\gamma'_{20}}{\gamma'_{21}}}{P'_{21}}.$$

Следовательно, чтобы весовые проценты соседних двух образцов находились в том же отношении, что и их концентрации, нужно весовой процент соседнего (по профилю) образца умножить на отношение объемных весов сравниваемой пары.

Беря за исходный обр. 21 (неизменная порода) и двигаясь от него вверх по профилю к обр. 16, получим серию коэффициентов, определенных как отношение соответствующих объемных весов, т.е. опытным путем ($K_{оп}$). Однако пользоваться этими коэффициентами можно лишь при условии полной идентичности образцов, подвергавшихся химическому анализу и определению объемного веса. В ряде случаев, к которым относятся породы с очень неравномерно распределенным карбонатным материалом, особенно наиболее тяжелым - железистым, с включениями пирита и т.п., условие идентичности может быть нарушено. Поэтому нами было произведено контрольное определение коэффициентов расчетным путем (K_p), методика которого показана в табл. 13.

Сравнение концентраций соседних (по профилю) образцов позволяет выбрать определенный расчетный вариант, т.е. установить, содержание каких окислов было постоянным, увеличивалось или уменьшалось. При этом допустимая ошибка в определении концентраций принималась на основании допустимой ошибки химических анализов, умноженной на средний объемный вес, так как точность определения самого объемного веса на один порядок выше. Приблизительно мы ориентировались на следующие цифры: допустимая ошибка химических анализов для $\text{SiO}_2 \pm 0,5-0,6$; для $\text{Al}_2\text{O}_3 \pm 0,3-0,4$; для остальных окислов $\pm 0,2$; для концентраций (принимая объемный вес в среднем 2,6) получим соответственно $\pm 1,3-1,6$; $\pm 0,8-1,0$; $\pm 0,5$.

Далее определяется сумма всех окислов в образце, принятом при сравнении за исходный, - P'_0 (в нашем примере P'_{21}), и сумма окислов в другом сравниваемом образце - P'_k (в данном случае P'_{20}). Расчетный коэффициент K_p находится по формуле

$$K_p = \frac{100 - \Sigma P'_k}{100 - \Sigma P'_0}.$$

В нашем примере при переходе от обр. 21 к обр. 20 имеем

$$K_p = \frac{100 - 89,18}{100 - 88,99} = 1,017,$$

т.е. практически $K_p = K_{оп}$.

Таблица 10

Пример пересчета данных валового химического анализа почвы $\frac{16-21}{ш.10}$ (без

Оксид	Весовые проценты (P)				
	Обр. 21	Обр. 20	Обр. 18	Обр. 17	Обр. 16
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,18	61,51	56,52	56,64	53,87
TiO ₂	1,22	1,08	1,17	1,17	0,94
Al ₂ O ₃	19,52	15,63	19,03	21,50	16,37
Fe ₂ O ₃	0,11	0,20	2,18*	0,37	7,80
FeS ₂ **	1,08	0	Не опр.	2,04	1,79
FeO	4,23	5,57	4,25	2,53	2,80
CaO	1,22	1,10	1,03	0,91	0,83
MgO	1,19	1,50	1,25	1,53	1,38
MnO	0,09	0,16	0,03	0,04	0,04
Na ₂ O	1,42	1,51	1,16	0,80	0,80
K ₂ O	2,66	2,00	2,84	3,36	3,28
H ₂ O ⁺	4,33	3,62	6,56	4,61	5,22
H ₂ O ⁻	1,00	0,78	0,84	1,66	1,13
CO ₂	2,78	4,14	2,66	1,38	1,52
C	0,83	0,52	1,04	1,10	1,44
P ₂ O ₅	0,15	0,17	0,13	0,05	0,05
S _{ост.}	0	0,61	Не опр.	0	0
Кварц***	26,28	34,46	24,30	21,70	21,48
γ	2,675	2,695	2,653	2,603	2,531
γ ⁴	2,684	2,719	2,654	2,590	2,497

* Вероятно, завышено за счет Fe_{пир}, не рассчитанного ввиду отсутствия определения S.

** Определено расчетом по S.

*** Первичный (обломочный) и вторичный.

Умножая содержание окислов P'_k на коэффициент K_p , получаем весовые проценты, исправленные за объемный вес, — P''_k , и вычисляем разницу $P''_k - P'_o$.

Принцип пересчета тот же, что в методе " с постоянным окислом-свидетелем", с той существенной разницей, что постоянным является не один, а целая группа окислов; выбирается она не произвольно, а на основании сравнения концентраций, и состав постоянных окислов изменяется по мере движе-

То же, пересчет на бескварцевую часть (P')					Привнос - вынос	
Обр. 21	Обр. 20	Обр. 18	Обр. 17	Обр. 16	Абсолютные разности	% к обр. 21
7	8	9	10	11	12	13
43,27	41,21	42,18	44,80	41,24	-2,03	-4,1
1,65	1,65	1,53	1,50	1,19	-0,46	-27,9
26,47	23,81	24,91	27,57	20,78	-5,69	-21,5
0,15	0,30	2,85*	0,47	9,90	+9,75	+6500,0
1,46	0	Не опр.	2,62	2,27	+0,81	+55,5
5,74	8,49	5,56	3,24	3,55	-2,19	-38,2
1,65	1,68	1,35	1,17	1,05	-0,60	-36,4
1,61	2,29	1,64	1,96	1,75	+0,14	+8,7
0,12	0,24	0,04	0,05	0,05	-0,07	-58,3
1,93	2,30	1,52	1,03	1,02	-0,91	-47,2
3,61	3,05	3,72	4,31	4,16	+0,55	+15,3
5,87	5,51	8,59	5,91	7,90	+2,03	+34,6
1,36	1,19	1,10	2,13	1,43	+8,07	+5,1
3,77	6,31	3,48	1,77	1,93	-1,84	-48,8
1,13	0,79	1,36	1,41	1,83	+0,70	+61,9
0,20	0,26	0,17	0,06	0,06	-0,14	-25,9
0	0,93	Не опр.	0	0		

ния по профилю. В соответствии с этим применявшийся нами пересчет может быть назван пересчетом "с переменными группами окислов-свидетелей".

Как видно из табл. 13, при переходе от обр. 18 к обр. 17 сходимость между K_p и $K_{оп}$ ухудшается; иногда она достигает $\pm 0,02$, причем проверка под микроскопом всегда устанавливает в этих случаях неравномерное распределение в породе микровыделений более тяжелых соединений. Для пересчета использовался коэффициент K_p , если удовлетворялось соотношение между постоянными и переменными окислами по концентрации; в противном случае делалось дополнительное определение объемного веса.

Подсчет положительных и отрицательных разностей (Δ^+ и Δ^-) позволяет определить привнос - вынос для каждой пары образцов. При этом оказывается, что при переходе от обр. 21 к обр. 20 баланс положителен (+ 1,76), в вышележащих парах - отрицателен. Общий баланс по профилю по-прежнему

Таблица 11

Сравнительный валовый состав почв (в пересчете на бескварцевую часть)

№ обр.	Почва, фракция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeS ₂
16	Почва (без кварца)	41,24	1,19	20,78	9,90	2,27
	Фракция < 0,001 мм	46,14	0,99	30,72	0,36	0,84
17	Почва (без кварца)	44,80	1,50	27,57	0,47	2,62
	Фракция < 0,001 мм	46,93	0,83	31,47	0,33	0,54

Таблица 12

Пересчет данных валового химического анализа почвы $\frac{16-21}{ш.10}$ с учетом

Окисел	Объемные концентрации С (г на 100 см ³)				
	Обр. 21	Обр. 20	Обр. 18	Обр. 17	Обр. 16
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	116,14	112,05	111,90	116,03	102,98
TiO ₂	4,43	4,49	4,06	3,88	2,97
Al ₂ O ₃	71,04	64,74	66,09	71,41	51,89
Fe ₂ O ₃	0,40	0,82	7,56*	1,22	24,72
FeS ₂	3,93	0	He отр.	6,79	5,67
FeO	15,41	23,08	14,75	8,39	8,86
CaO	4,43	4,57	3,58	3,03	2,62
MgO	4,33	6,23	4,35	5,08	4,37
MnO	0,32	0,65	0,11	0,13	0,12
Na ₂ O	5,18	6,25	4,03	2,67	2,55
K ₂ O	9,69	8,29	9,87	11,16	10,39
H ₂ O ⁺	15,76	14,98	22,79	15,31	19,73
H ₂ O ⁻	3,65	3,24	2,92	5,52	3,57
CO ₂	10,12	17,16	9,23	4,58	4,82
C	3,04	2,15	3,61	3,65	4,57
P ₂ O ₅	0,54	0,71	0,45	0,16	0,15
SO ₄	0	2,53	0	0	0
Σ ⁺					
Σ ⁻					
Σ	268,41				

* Вероятно, завышено за счет Fe_{пир}, не рассчитанного ввиду отсутствия

и их глинистой фракции

FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C
3,35	1,05	1,75	1,02	4,16	7,90	1,43	1,93	1,83
1,01	0,62	0,97	1,64	4,60	7,95	1,08	0	1,86
3,24	1,17	1,96	1,03	4,31	5,91	2,13	1,77	1,41
0,79	0,73	1,09	1,58	4,74	7,03	1,40	0,04	1,39

объемного веса пород

Привнос - вынос на 100 см ³		Обратный пересчет в весовые проценты (P [*]) с учетом γ'				
Абсолютные разности	% к обр. 21	Обр. 21	Обр. 20	Обр. 18	Обр. 17	Обр. 16
7	8	9	10	11	12	13
-13,16	-11,3	43,27	41,93	41,93	44,10	39,26
-1,46	-33,0	1,65	1,65	1,65	1,65	1,30
-19,15	-28,9	26,47	24,23	24,23	26,61	19,18
+24,32	+6080,0	0,19	0,15	2,64	0,26	9,37
+1,74	+44,3	1,46	0	0	2,60	2,18
-6,55	-42,5	5,74	8,64	5,58	3,23	3,23
-1,81	-40,8	1,65	1,65	1,29	1,10	1,10
+0,04	+0,92	1,61	2,33	1,64	1,94	1,68
-0,20	-62,5	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
-2,63	-50,7	1,93	2,34	1,53	1,03	1,03
+0,70	+7,2	3,61	3,10	3,69	4,24	3,97
+3,97	+25,2	5,87	5,87	8,76	6,02	7,77
-0,08	-2,2	1,36	1,36	1,36	2,37	1,63
-5,30	-52,3	3,77	6,43	3,52	1,79	1,79
+1,53	+50,4	1,13	0,80	1,34	1,34	2,00
-0,39	-72,3	0,20	0,20	0,20	0,09	0,09
		0	0,95	0	0	0
32,50						
50,75						
18,43	-6,87					

определения S.

Таблица 13

Методика расчета коэффициента K_p

Переходы вверх по почвенному профилю	Постоянные окислы	Переменные окислы				Увеличивающиеся	
		ΣP_o	$\Sigma P'_k$	K'_p	$K_{оп}$	Окислы	P'_o
21-20	TiO_2 , Fe_2O_3 CaO , MnO , P_2O_5 , H_2O^+ , H_2O^-	88,99	89,18	1,017	1,013	FeO	5,74
						MgO	1,61
						CO_2	3,77
						Na_2O	1,93
						S	0
20-18	SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , H_2O^-	31,65	30,07	0,977	0,976	Fe_2O_3	0,30
						K_2O	3,05
						C	0,79
						H_2O^+	5,51
18-17	TiO_2 , MnO , C	97,07	97,04	0,990	0,976	SiO_2	42,18
						Al_2O_3	24,91
						FeS_2	0
						MgO	1,64
						K_2O	3,72
						H_2O^-	1,10
17-16	FeO , CaO , CO_2 MnO , P_2O_5	92,68	92,45	0,969	0,964	Fe_2O_3	0,47
						C	1,41
						H_2O^+	5,91

ОКИСЛЫ			Уменьшающиеся окислы					Прив- нос - вынос
P'_K	P''_K	Δ^+	ОКИСЛЫ	P'_O	P'_K	P''_K	Δ^-	
8,49	8,64	2,90	SiO ₂	43,27	41,21	41,93	1,34	
2,29	2,33	0,72	Al ₂ O ₃	26,47	23,81	24,23	2,24	
6,31	6,43	2,66	FeS ₂	1,46	0	0	1,46	
2,30	2,34	0,41	K ₂ O	3,61	3,05	3,10	0,51	
0,93	0,95	0,95	C	1,13	0,79	0,80	0,33	

$\Sigma + 7,64$

$\Sigma - 5,88 + 1,76$

2,85	2,79	2,49	FeO	8,49	5,56	5,43	3,06	
3,72	3,64	0,59	CaO	1,68	1,35	1,32	0,36	
1,36	1,33	0,54	MgO	2,29	1,64	1,60	0,69	
8,59	8,40	2,89	CO ₂	6,31	3,48	3,40	2,91	
			Na ₂ O	2,30	1,52	1,49	0,81	
			S	0,93	0	0	0,93	

$\Sigma + 6,51$

$\Sigma - 8,76 - 2,25$

44,80	44,35	2,17	Fe ₂ O ₃	2,85	0,47	0,47	2,38	
27,57	27,29	2,38	FeO	5,56	3,24	3,21	2,35	
2,62	2,00	2,60	CaO	1,35	1,17	1,16	0,19	
1,96	1,94	0,30	CO ₂	3,48	1,77	1,75	1,73	
4,31	4,27	0,55	Na ₂ O	1,52	1,03	1,02	0,50	
2,13	2,11	1,01	P ₂ O ₅	0,17	0,06	0,06	0,11	
			H ₂ O ⁺	8,59	5,91	5,85	2,74	

$\Sigma + 9,01$

$\Sigma - 10,01 - 1,0$

9,90	9,59	9,12	SiO ₂	44,80	41,24	39,96	4,84	
1,83	1,77	0,36	Al ₂ O ₃	27,57	20,78	20,14	7,43	
7,90	7,66	1,75	TiO ₂	1,50	1,19	1,15	0,35	
			FeS ₂	2,62	2,27	2,20	0,42	
			MgO	1,96	1,75	1,70	0,26	
			K ₂ O	4,31	4,16	4,04	0,27	
			H ₂ O ⁻	2,13	1,43	1,39	0,74	

$\Sigma + 11,23$

$\Sigma - 14,31 - 3,08$

Общий баланс

-4,57

отрицателен, но абсолютная величина его меньше, чем при сравнении только верхнего (обр. 16) и нижнего (обр. 21) образцов. Это и понятно, так как часть материала, вынесенного из верхних горизонтов профиля, а именно 1,76%, осталась в пределах профиля, в горизонте, представленном обр. 20. Если прибавить эту часть к общему балансу, то получатся весьма близкие цифры: привнос – вынос при сравнении только обр. 16 и 21 равен 6,87%. Привнос – вынос при сравнении всех образцов равен 6,33%.

В графах 9–13 табл. 12 записаны содержания окислов P'' , полученные путем прибавления к значениям окислов P' (данные анализа, пересчитанные на бескварцевую часть) соответствующих положительных или отрицательных разностей (Δ^+ или Δ^-) из табл. 13. За исходные взяты содержания окислов в обр. 21 неизменной породы. На рис. 15 содержания окислов P'' изображены графически. Сравнивая P'' и P' (см. табл. 10 и 12) видим, что, несмотря на незначительные изменения объемного веса по почвенному профилю (сравнительно с корами выветривания), учет объемных весов приводит к довольно существенным поправкам к значениям преобладающих в почве окислов Si, Al, а иногда и некоторых других. Кроме того, мы получаем представление о характере перемещения отдельных элементов по профилю и возможность количественной оценки этих перемещений, что очень важно для сравнения почвенных профилей различных ландшафтно-климатических обстановок. Так, для рассматриваемого профиля оказалось, что наиболее интенсивный вынос приходится на его верхний горизонт, представленный обр. 16, а обр. 20 представляет, несомненно, горизонт вымывания, или иллювиальный. Таким образом, мы получаем возможность уточнить основные горизонты А, В и С почвенного профиля и объективные доказательства того, что характерная дифференциация почвенного профиля сохраняется и в ископаемом состоянии. Более детальное расчленение можно сделать, используя целый ряд других признаков и особенностей, выявляющихся при детальном литолого-фациальном и микроморфологическом анализе с использованием различных методов определения минерального состава пород и их изменения по профилю.

Рассмотрение характера изменения по почвенному профилю отдельных окислов (см. рис. 15) показывает, что их иллювиальные горизонты находятся на разных уровнях, а иногда вообще отсутствуют, по крайней мере в пределах профиля.

Так, положительный суммарный баланс горизонта, представленного обр. 20, обусловлен повышенным содержанием FeO и CO_2 , в меньшей степени MgO и CaO , что отвечает повышенному содержанию здесь карбонатного материала сложного состава, с резким преобладанием железа типа анкерита. Еще ярче этот иллювиальный карбонатный горизонт проявляется в вышележащем слое с карбонатными конкрециями (обр. 19), который не анализировался ввиду заведомой неоднородности его состава. Сходным образом изменяется и Na_2O . Содержание всех этих окислов более или менее резко понижено в верхних горизонтах, представленных обр. 16 и 17. Иллювиальный горизонт для SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O находится на более высоком уровне, в слое, представленном обр. 17. Согласно поведению этих окислов, являющихся основными компонентами глинистых минералов, говорит в пользу иллювирования глинистого материала из верхнего слоя в горизонт 17, где он частично и задерживался. Слегка выносятся из верхнего горизонта и TiO_2 . Изменения MnO и P_2O_5 не выходят за пределы возможной ошибки их определения.

Остаточное органическое вещество С, пирит FeS_2 и полуторные окислы железа Fe_2O_3 интенсивно обогащают верхний горизонт 16, что, по-видимому, в значительной мере связано с поступлением всех этих элементов из отмиравшей растительности. В совокупности они несколько затушевывают эффект выщелачивания всех остальных окислов из верхнего горизонта, что надо иметь в виду при сравнительном анализе различных почвенных профилей.

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРЕДЕЛАХ ПОЧВЕННЫХ ПРОФИЛЕЙ РАЗНОГО ТИПА

Рассматривая данные валового химического анализа почвенных профилей (пересчитанных с поправкой на объемные веса так, как это было показано в разделе "Изменения химического состава вдоль почвенного профиля") в связи с намеченной классификацией их по данным рентгено- и термоанализов, можно подметить как общие закономерности в изменении содержания отдельных компонентов, отвечающие постепенной аридизации климата, так и более частные, характеризующие специфику отдельных профилей, обусловленную совокупностью других факторов.

На рис. 16 изображены кривые изменения отдельных окислов по профилям (без соблюдения масштаба глубин) в последовательности, соответствующей их расположению в классификационной табл. 8. Для единообразия изменения SiO_2 и Al_2O_3 нанесены в том же масштабе, что и других окислов, но с разрывом посередине, величина которого (в %) указана. На графике SiO_2 дополнительно показан (заштрихованные участки, знак 1) "избыточный" кварц, связанный с почвообразовательным процессом. Масштаб $\text{C}_{\text{орг}}$ увеличен в 5 раз. На графике трехвалентного железа зачернена (знак 2) та его часть, которая должна быть отнесена к железу пиритному, рассчитанному по содержанию серы. В одной колонке с Fe_2O_3 показано (пунктиром, знак 6) валовое железо, пересчитанное на трехвалентную форму. На графике двухвалентного железа выделена (точками, знак 4) та его часть, которая приходится на долю карбонатного железа. То же самое показано на графиках CaO и MgO . Расчет карбонатов проводился по CO_2 с учетом состава карбонатов, характерного для каждой ландшафтно-климатической обстановки; последний многократно определялся путем химических анализов карбонатных вытяжек и с помощью реакций окрашивания в шлифах. Дополнительно (знак 3) показаны карбонатные и пиритовые макроконкреции, приуроченные к иллювиальным горизонтам большинства профилей.

В одном профиле $\frac{2-6}{8627}$ химический состав обр. 5 и 6 с очень высоким содержанием карбонатов был пересчитан на бескарбонатную часть; соответственно содержание карбонатов в этих образцах показано особым условным знаком (знак 5).

Как уже отмечалось выше, избыточный "почвенный" кварц наблюдается только в пределах групп I—III профилей, развитых на продуктивных свитах угленосной формации нижнего и среднего карбона. Профили верхнего карбона с пониженной угленосностью и безугольных красноцветных отложений $\text{C}_3\text{—P}_1^{\text{г}}$ (профили $\frac{1-5}{3947}$, $\frac{9-12}{3974}$, $\frac{49-52}{7803}$, $\frac{29-32}{7803}$ и $\frac{7-10}{7803}$) отличаются заметно пониженным содержанием Al_2O_3 ; соответственно отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ здесь повышается до 3,2–3,6 против 2,6–2,9 в профилях угленосных свит (не считая верхних горизонтов). Это можно связывать только с увеличением смешанослойной фазы и содержания в ней разбухающих компонентов, так как некоторое уменьшение здесь каолинита компенсируется возрастанием хлорита, для которого также характерно невысокое отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Увеличение роли разбухающих компонентов типа монтмориллонита находит подтверждение

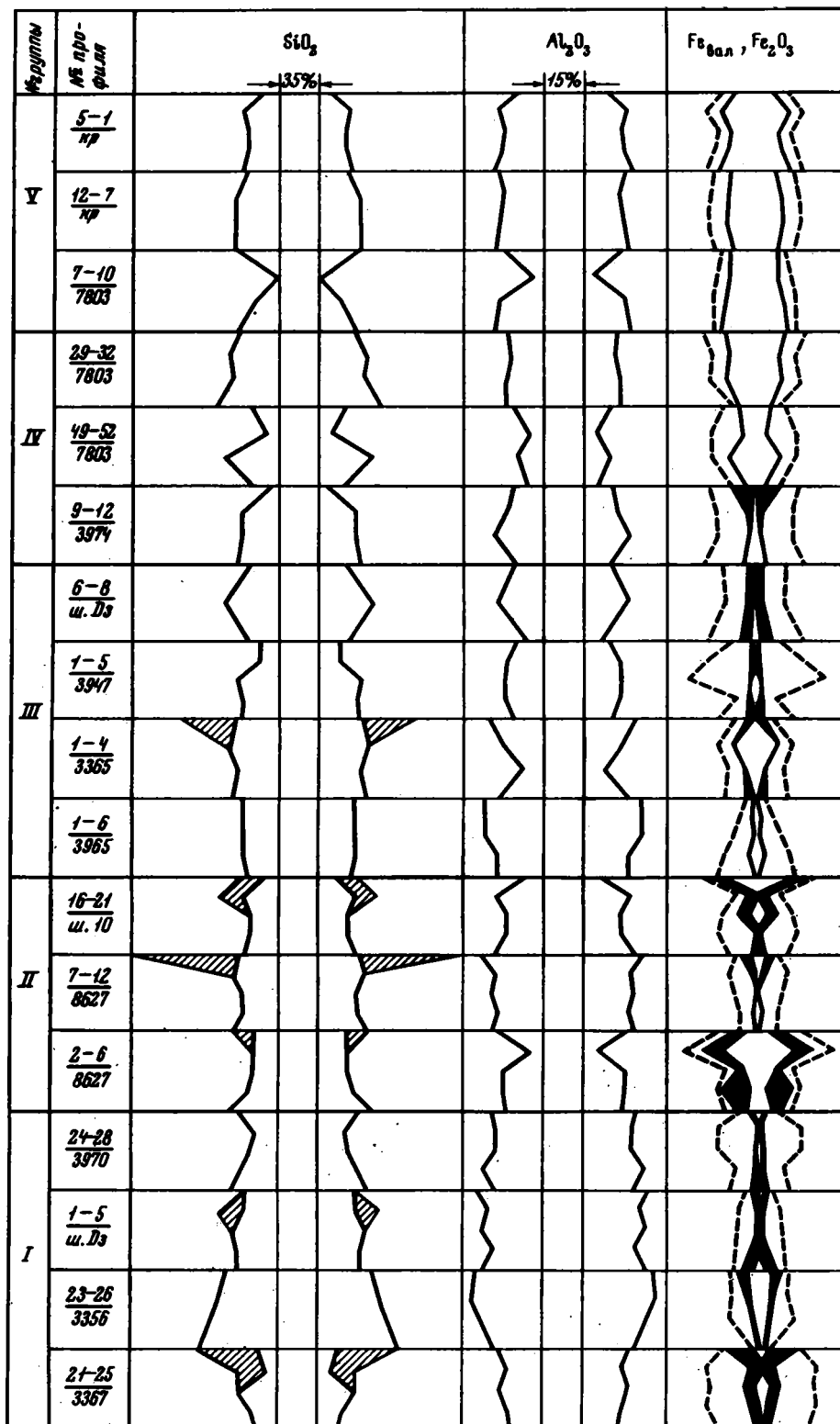
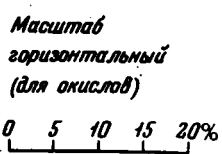


Рис. 16. Изменение химического состава по профилю почв разных групп
1 - кварц "избыточный"; 2 - $\text{Fe}_{\text{пир}}$; 3 - карбонатные конкреции; 4 -



71

и в относительно повышенных содержаниях H_2O , достигающих максимума в профиле $\frac{29-32}{7803}$, где, по данным рентгеновского анализа, смешанослойная фаза выражена наиболее отчетливо. С переходом в типичные красноцветные отложения нижней перми отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ снова падает до 2,8–2,9 (профили $\frac{5-1}{\text{кр}}$ и $\frac{12-7}{\text{кр}}$).

Появление довольно высоких содержаний хлорита в группах II–III отмечается увеличением содержания силикатного железа и в меньшей степени магния; в профилях групп IV и V, с еще более высоким содержанием хлорита, количество двухвалентного силикатного железа относительно падает, зато заметно увеличивается количество силикатного магния и в особенности кальция. По-видимому, это отражает изменение состава хлоритов – от более железистых в угленосной формации до более магнезиальных в красноцветных отложениях нижней перми. Возможно, что в хлоритах увеличивается и роль трехвалентного железа, содержание которого здесь резко возрастает; однако с уверенностью этого утверждать нельзя, так как значительная часть Fe^{+++} находится в форме свободных гидроокислов, окрашивающих породы в красные тона.

В составе карбонатов угленосной формации резко преобладает железистый карбонат типа анкерита и сидерита, присутствующий в форме цемента, ооидов, сферолитов и конкреций. В верхней половине верхнего карбона он постепенно уступает место кальциевому и магниевому карбонату, содержащемуся главным образом в форме мелких конкреций кальцит-доломитового состава. В нижней перми (свита P_1^{gr}) карбонат, как правило, отсутствует.

Содержание трехвалентного железа по большинству профилей из угленосной формации колеблется от нуля до 2–3%, но в некоторых поднимается до 9%, причем максимум приходится на верхние горизонты профилей, практически не содержащие хлорита (профили $\frac{16-21}{\text{ш.10}}$, $\frac{2-6}{8627}$). Возможно, что содержание

Fe_2O_3 здесь завышено за счет окисления двухвалентного железа (в ходе анализа) и за счет заниженного определения серы; последнее может быть обусловлено очень неравномерным распределением пирита, что видно по шлифам. Можно предположить также повышенное содержание Fe_2O_3 в гидрослюде и наличие здесь сульфидов типа $\text{FeS} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$ с более высоким содержанием железа, в том числе трехвалентного (Сташук, 1968). Максимальное количество пирита, естественно, приурочивается к почвам угленосной формации, перекрывающимся пластами угля или углистого сланца, особенно если вмещающие отложения представлены морскими фациями. С переходом к отложениям верхнего карбона содержание пирита в почвах заметно понижается, совершенно исчезая далее в переходной зоне $\text{C}_3 - \text{P}_1^{\text{gr}}$. В общем исчезновение пирита примерно сов-

падает с вышеотмеченным уменьшением роли карбонатного железа, а также с существенным увеличением количества трехвалентного железа. В отличие от почв угленосной формации нижнепермские характеризуются довольно постоянным, почти не меняющимся по профилю содержанием двух- и трехвалентного железа. Содержание K_2O во всех профилях также примерно одинаково; Na_2O обнаруживает большую изменчивость в продуктивных свитах карбона.

Переходя к анализу перемещений компонентов по отдельным профилям, следует иметь в виду, что, несмотря на принятую методику пересчета химических анализов, они не отражают в полной мере тех перемещений, которые были обусловлены только почвенным выщелачиванием. Вынос из верхнего горизонта профиля в какой-то мере маскируется более поздним поступлением некоторых минеральных соединений из грунтовых вод после захоронения почвы, а может быть, и сингенетичным привносом, например, из отмиравших растений. Так, некоторые профили из продуктивных свит карбона свидетельствуют о привносе в верхние горизонты железа и серы; в частности, к их

числу относятся вышерассмотренные профили $\frac{16-21}{\text{ш.10}}$ и $\frac{2-6}{8627}$ с исключитель-

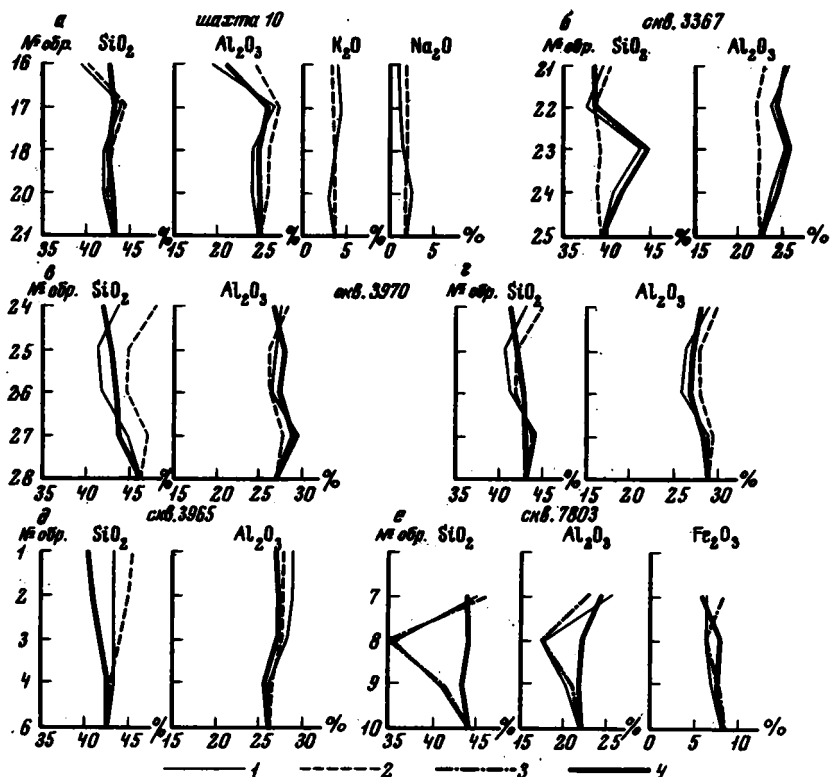


Рис. 17. Примеры (а – е) приближенного расчета изменений содержания главных окислов по профилю почв

1 – содержания окислов после пересчета на бескварцевую часть и внесения поправки за изменение объемного веса; 2 – содержания окислов в исходных породах по профилю, обусловленные только изменением $Fe_{вал}$; 3 – то же, обусловленные только изменением $CaO + MgO + H_2O$; 4 – результирующие кривые

но высоким содержанием в верхней части не только окисного, но и валового железа. Несомненно также, что значительная часть карбонатного материала поступала в период диагенеза – эпигенеза, концентрируясь в верхней, более выветрелой части профиля (например, $\frac{1-5}{3947}$, $\frac{24-28}{3970}$, $\frac{21-25}{3367}$ и др.).

Для оценки искажающего влияния привнесенных компонентов, в составе которых в период образования угленосных толщ преобладало, по-видимому, железо в различных его формах, сравнивались кривые изменения основных (по количеству) трех компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 и $Fe_{вал}$. В случае, если Al_2O_3 и SiO_2 изменялись согласно и прямо противоположно $Fe_{вал}$, как это имеет место, например, для профиля $\frac{16-21}{ш.10}$, делался расчет изменений SiO_2 и Al_2O_3 при допущении, что они обусловлены только изменениями $Fe_{вал}$ (рис. 17, а, знак 2). При этом за исходные брались содержания интересующих нас компонентов в нижнем образце, представляющем горизонт С.

Сравнение полученных значений с ранее имевшимися позволило в ряде случаев уточнить представления о поведении отдельных, наиболее характерных компонентов. Так, для профиля $\frac{16-21}{ш.10}$ оказалось, что изменения SiO_2 почти

нацело, а Al_2O_3 - лишь частично обусловлены изменениями $Fe_{вал}$. Результативные кривые, исключая влияние изменений $Fe_{вал}$, показывают интенсивный вынос из верхнего горизонта Al_2O_3 при постоянстве (или очень слабом выносе) SiO_2 . Понятно, что при таком соотношении новообразование каолинита невозможно. На рис. 17, а видно, что на другие компоненты, содержащиеся в небольших количествах, изменения $Fe_{вал}$ практически не влияют.

Для профилей пестроцветно-красноцветных почв $C_3-R_1^{gr}$ были рассчитаны кривые изменения SiO_2 и Al_2O_3 , обусловленные изменением суммы FeO , CaO и MgO или только CaO и MgO , в предположении привноса этих окислов после захоронения почвы.

Наконец, следует еще учитывать возможную неоднородность первичного механического состава пород тех профилей, нижние горизонты которых представлены значительно более грубым материалом (например, обр. 26 профиля 23-26 / 3356). С этими грубозернистыми горизонтами связаны, вероятно, и наи-

большие погрешности в определении кварца. В частности, в обр. 26, судя по аномально высокому содержанию SiO_2 , количество кварца, вероятно, несколько занижено против фактического, что повлекло снижение и Al_2O_3 .

Рассмотрение особенностей миграции элементов начнем с наиболее дифференцированных профилей группы I, с повышенным содержанием каолинита в верхней части. Для всех профилей этой группы характерно следующее (табл. 14).

1. Уменьшение содержания SiO_2 в направлении к верхней части при одновременном увеличении Al_2O_3 .

В профилях 23-26 / 3356 и 1-5 / 3367 эти изменения очевидны; в профиле 21-25 / 3367

они обнаруживаются при сравнении с кривыми, рассчитанными при допущении, что изменяется только $Fe_{вал}$ (см. рис. 17, б). Наименее отчетливы измене-

ния по профилю 24-28 / 3970, где и рентгеновские данные показывают лишь не-

значительное увеличение каолинита в верхнем горизонте. Расчет приводит к заключению, что выносятся только SiO_2 , а Al_2O_3 остается постоянным. Однако резкое несоответствие в поведении кривых при переходе от обр. 28 к обр. 27 вызывает предположение об ошибочном определении кварца в грубозернистом обр. 28. Если увеличить это содержание на 3,3%, то после соответствующих пересчетов кривые обоих типов для SiO_2 сблизятся, а для Al_2O_3 примут согласованный характер. Как видно из рис. 17, г, в этом случае результативные кривые изменения SiO_2 и Al_2O_3 (исправленные за изменение $Fe_{вал}$) допускают незначительное увеличение Al_2O_3 в верхнем горизонте по сравнению с горизонтом 26.

2. Уменьшение отношения SiO_2/Al_2O_3 в верхних горизонтах почв. Здесь следует отметить, что данные по глинистой фракции не всегда согласуются с данными по почве. Так, по профилям 23-26 / 3356 и 24-28 / 3970 анализ глинистой фракции показывает постоянство этого отношения вопреки увеличению каолинита по данным рентгеновского анализа. Подобное несоответствие, если только оно не является результатом неточности или непредставительности анализов, можно объяснить лишь тем, что избыток Al_2O_3 , необходимый для образования каолинита в глинистой фракции, в конечном результате компенсировался разрушением хлорита и нарастанием роли смешанослойного минерала с повышенным содержанием SiO_2 . В почвах же избыток Al_2O_3 поддерживался за счет интенсивного окисления слюд и полевых шпатов, по-видимому поставивших значительную часть алюминия, необходимого для новообразования каолинита. Таким образом, данные по почве в целом оказываются в некоторых случаях более показательными, чем по ее глинистой фракции.

3. Минимальное содержание щелочей и щелочных земель в верхних горизонтах почв, как в абсолютных цифрах, так и относительно горизонта С, что

Таблица 14

Особенности миграции элементов по профилям I-V групп

№ групп	№ под-групп	№ профиля	Щелочи и щелочные земли в горизонте А		Щелочи в горизонте А, %	Изменения снизу - вверх по профилю		SiO ₂ /Al ₂ O ₃ горизонт А горизонт С	Стратиграфическое положение и общая характеристика
			%	относительно горизонта С		SiO ₂	Al ₂ O ₃		
V	V ^б	<u>5-1</u> кр	7,41	0,8	3,93	Падает	Падает	<u>2,8</u> 2,8	Красноцветные почвы картамышской свиты нижней перми (P ₁ ^{пг})
		<u>12-7</u> кр	9,76	1,0	5,55	"	Не изменяется	<u>2,8</u> 3,0	
	V ^а	<u>7-10</u> 7803	10,02	0,8	6,18	Не изменяется	Растет	<u>3,1</u> 3,4	
IV	IV ^б	<u>29-32</u> 7803	10,79	1,1	5,40	Падает	Не изменяется	<u>3,2</u> 3,5	Пестроцветные почвы переходной зоны (C ₃ -P ₁ ^{пг})
		<u>49-52</u> 7803	31,67	1,7	5,89	"	"	<u>3,2</u> 3,7	
	IV ^а	<u>9-12</u> 3974	8,02	0,8	5,38	"	"	<u>2,9</u> 3,5	Безугольная почва верхнего карбона (C ₂ ²)
III	III ^б	<u>6-8</u> ш.Дз.	12,19	1,4	5,47	Падает	Падает	<u>3,1</u> 2,9	Незрелые почвы угленосных свит среднего и верхнего карбона (C ₂ -C ₃ ¹)
		<u>1-5</u> 3947	7,43	0,7	5,43	"	"	<u>3,2</u> 3,4	
	III ^а	<u>1-4</u> 3365	9,13	1,0	5,86	"	Растет	<u>2,8</u> 3,1	под пластами угля
		<u>1-6</u> 3965	6,93	0,8	4,78	"	"	<u>2,5</u> 2,8	
II	II ^б	<u>16-21</u> ш.10	7,78	0,9	5,0	Не изменяется	Падает	<u>3,4</u> 2,8	Почвы угленосных свит нижнего и среднего карбона (C ₁ -C ₂) под пластами угля или углистого сланца
	II ^а	<u>7-12</u> 8627	7,92	0,9	4,79	Падает	Растет	<u>2,5</u> 2,9	
		<u>2-6</u> 8627	7,84	0,8	4,63	"	"	<u>2,7</u> 3,3	
I	I ^в	<u>24-28</u> 3970	6,58	0,7	4,43	Падает	Не изменяется (слегка растет) Растет	<u>2,7</u> 2,9	Почвы угленосных свит среднего карбона C ₂ под угольными пластами
	I ^б	<u>1-5</u> ш.Дз.	6,36	0,7	4,39	"		<u>2,4</u> 2,6	
	I ^а	<u>23-26</u> 3356	5,52	0,7	3,78	"	"	<u>2,6</u> 3,0	
		<u>21-25</u> 3367	5,14	0,5	3,46	Слегка падает	"	<u>2,6</u> 3,0	

свидетельствует о соблюдении здесь условия интенсивного выщелачивания, необходимого для образования каолинита. При этом выделение подгруппы I^a по данным рентгенограмм находит подтверждение в минимальных содержаниях в верхних горизонтах ее почв щелочей и щелочных земель. Характерно, что содержания последних в глинистых фракциях определяются весьма близкими цифрами, расхождения не превышают точности химического анализа (см. табл. 5).

Профили $\frac{1-5}{\text{ш.Дз.}}$ и $\frac{24-28}{3970}$ близки по содержанию щелочей и щелочных земель

в горизонте А, но отличаются, в согласии с рентгенограммами, по интенсивности прироста Al_2O_3 . Однако сравнивая содержание щелочей и щелочных земель в почвах и их глинистых фракциях, можно подметить еще одну отличительную особенность, подтверждающую целесообразность выделения этих почв

в две обособленные подгруппы. Для почвы $\frac{24-28}{3970}$, как и для почв I^a подгруппы, эти содержания выражаются опять-таки очень близкими цифрами, а для $\frac{1-5}{\text{ш.Дз.}}$ содержание K_2O в глинистой фракции в 1,6 раза ниже, чем в почве.

В этом можно видеть подтверждение высказанного выше предположения, что новообразование каолинита происходило здесь не за счет продуктов разрушения гидрослоды с выщелачиванием содержащегося в ней калия, а за счет привноса обедненных калием алюмосиликатных растворов, изменивших состав глинистой фракции, но мало сказавшихся на составе почвы в целом.

Все эти особенности изменения химического состава по профилям находятся в полном соответствии с процессом каолинизации.

Профили группы II отличаются прежде всего резко повышенным содержанием суммы щелочных и щелочноземельных элементов в верхнем горизонте при очень слабом выщелачивании. Как видно из табл. 14, суммарное содержание их в почвах всех трех профилей практически одинаково, а среднее значение (такое же, как в глинистых фракциях) приближается к 8%, против ~6% в группе I. Далее, здесь почти нет выноса K_2O ; по профилю $\frac{16-21}{\text{ш. 10}}$, как по почвам, так и по их глинистой фракции, намечается даже незначительное увеличение его в верхних горизонтах.

Вынос SiO_2 несомненен, но кривые Al_2O_3 ведут себя по-разному. По профилю $\frac{7-12}{8627}$ верхний горизонт явно обогащен алюминием, что подтверждается и уменьшением отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в почве. Поведение кривой Al_2O_3 по профилю $\frac{2-6}{8627}$ непонятно из-за аномально низкого значения этого окисла в

обр. 3. Если бы оно было следствием прироста в этом образце содержаний $\text{Fe}_{\text{вал}}$ и H_2O^+ , то аналогичный минимум имела бы кривая SiO_2 , которая на самом деле идет здесь параллельно оси ординат. Если отвлечься от аномального содержания алюминия в обр. 3, то в целом по этому профилю также видно увеличение содержания Al_2O_3 сверху, правда, незначительное.

Третий профиль из группы II ($\frac{16-21}{\text{ш. 10}}$) может быть хорошей иллюстрацией влияния привнесенных компонентов, главным образом железа пиритного и карбонатного, на относительные содержания SiO_2 и Al_2O_3 , изменяющиеся совершенно согласно. Как видно на графиках рис. 17, а, составленных из расчета, что изменяется только $\text{Fe}_{\text{вал}}$ (за исходные взяты данные по горизонту 21), изменения SiO_2 полностью, а Al_2O_3 - частично определяются изменениями содержания валового железа. Можно, следовательно, считать SiO_2 постоянным и предполагать, что Al_2O_3 выносится из горизонта 16. Это сопровождается слабым накоплением K_2O , на который изменения $\text{Fe}_{\text{вал}}$ практически не влияют (так же как и на все другие компоненты).

Относительное обогащение горизонта 16 кремнеземом сказывается в увеличении отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в почве до 3,5 (против 2,8 в горизонте 17);

в глинистой же фракции из этих горизонтов отношение постоянно и равно 2,5. Подобные соотношения совершенно исключают новообразование каолинита, допуская лишь слабую аградацию гидрослюд. Вынос Al_2O_3 и Na_2O происходил здесь, по-видимому, за счет разрушения неглинистого материала (полевых шпатов и слюд).

Таким образом, интенсивность выщелачивания является, очевидно, решающим фактором, контролировавшим каолинообразование. По отношению же SiO_2/Al_2O_3 и характеру его изменения вдоль профиля группу II можно подразделить на две подгруппы: со слабо увеличивающимся содержанием Al_2O_3 и выносом SiO_2 (профили $\frac{2-6}{8627}$ и $\frac{7-12}{8627}$) и с явным выносом Al_2O_3 при постоянстве или очень слабом выносе SiO_2 (профиль $\frac{16-21}{ш.10}$).

Группа III — незрелых почв — имеет очень пестрые химические показатели, но средние значения суммы щелочных и щелочноземельных компонентов в почвах, так же как и отдельно взятые щелочные элементы в почвах и их глинистых фракциях, значительно выше, чем в группах I и II.

Неустойчивость показателей несомненно связана, во-первых, с различной степенью зрелости этих почв, которую трудно объективно оценить; во-вторых, с тем обстоятельством, что в группировку по принципу незрелости могут попасть почвы как из первой, так и из второй группы, т.е. развивавшиеся в условиях хорошего или слабого дренажа. Это и проявляется в широком диапазоне суммарных значений щелочных и щелочноземельных компонентов, судя по которым профиль $\frac{1-6}{3965}$ тяготеет к группе I, а профиль $\frac{1-4}{3365}$ — к группе II. Можно, следовательно, допустить, что для этой группы интенсивность выщелачивания не является главным признаком. Поэтому профили данной группы можно разбить на две подгруппы по их морфогенетическому облику и рентгеновским данным, вне зависимости от содержания щелочных и щелочноземельных компонентов.

В первую подгруппу следует отнести почвы угленосных толщ, перекрываемые пластами угля, с примерно постоянным содержанием каолинита вдоль всего профиля; для них характерно увеличение Al_2O_3 вверх по профилю при одновременном уменьшении SiO_2 и соответственно отношения SiO_2/Al_2O_3 .

Для профиля $\frac{1-4}{3365}$ это очевидно, а для профиля $\frac{1-6}{3965}$ становится очевидным после построения кривых изменения SiO_2 и Al_2O_3 в зависимости от изменения $Fe_{вал}$ (см. рис. 17, д).

Во вторую подгруппу отнесены две другие безугольные почвы, с характерным только для них уменьшением содержания каолинита в верхней части профиля. В этих почвах наблюдается падение кверху содержания как SiO_2 , так и Al_2O_3 , причем, судя по их отношению в породах, вынос Al_2O_3 сравним с выносом SiO_2 . K_2O либо выносится в незначительном количестве ($\frac{6-8}{ш.Дз.}$), либо даже слегка накапливается в верхнем горизонте ($\frac{1-5}{3947}$). В профилях этой группы с наибольшим количеством щелочных и щелочноземельных элементов суммарное содержание их либо вообще не меняется по профилю ($\frac{1-4}{3365}$), либо наблюдается даже накопление их в верхнем горизонте ($\frac{6-8}{ш.Дз.}$); последнее связано, по-видимому, с первичной неоднородностью механического состава пород этого профиля, причем в отличие от обычного верхний горизонт здесь более грубозернист и содержит повышенное количество CaO (в карбонатной форме) и Na_2O (за счет неглинистых минералов).

К группе IV помимо профиля $\frac{29-32}{7803}$ можно отнести, по данным химических анализов и сходству морфологического облика, также и профиль $\frac{49-52}{7803}$.

Их объединяет вынос SiO_2 при постоянстве содержания Al_2O_3 и накоплении в верхнем горизонте карбонатов CaO и MgO в форме выделений в цементе и мелких конкреций. Высокое положение илиловидного карбонатного горизонта несомненно связано здесь с сухостью климата в период почвообразования и с высаживанием карбоната из подымавшихся к поверхности почвенных растворов. В результате сумма щелочных и щелочноземельных компонентов достигает в верхних горизонтах этих почв максимальных значений (в профиле $\frac{49-52}{7903}$ в анализ попали конкреции).

Профиль $\frac{9-12}{3974}$ безугольной почвы верхнего карбона по сумме щелочных и щелочноземельных компонентов близок к группе II, а по интенсивному выносу SiO_2 при постоянстве Al_2O_3 тяготеет к группе IV. Подобное промежуточное положение его хорошо согласуется с формированием этих почв в неустойчивой гумидной обстановке, периодически сменявшейся засушливыми условиями, в которых развивались уже пестроцветные почвы группы IV.

Почвы группы V можно подразделить на две подгруппы – карбонатных (профиль $\frac{7-10}{7803}$) и бескарбонатных (профили $\frac{5-1}{\text{кр}}$, $\frac{12-7}{\text{кр}}$) почв. В профиле карбонатной почвы изменения SiO_2 и Al_2O_3 явно обусловлены главным образом привносом щелочноземельных компонентов и H_2O^+ . После соответствующих пересчетов оказывается, что SiO_2 здесь практически не меняется, а Al_2O_3 накапливается в верхнем горизонте (см. рис.1.7,е). Возможно, это отражает сокращение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойной фазе, падение хлорита и появление каолинита.

Химический состав бескарбонатной подгруппы отличается снижением суммы щелочей и щелочноземельных компонентов, которые здесь уже не накапливаются в верхнем горизонте. Согласно выносу SiO_2 и Al_2O_3 , особенно отчетливый по профилю $\frac{5-1}{\text{кр}}$, при фиксируемом рентгенограммами постоянстве состава глинистой фракции вызывает представление о возможном перемещении глинистого материала вниз по профилю без существенных его трансформаций (лессиваж).

Выделенные на основании характерных изменений минералогического и химического составов группы и подгруппы почв обладают специфическими особенностями микроморфологического строения, отраженными на рис. 18. Напомним, что графики изменения содержания глинистых минералов вдоль почвенного профиля, приведенные в левой части рис. 18, не дают представления о количественном соотношении этих минералов в определенном образце глинистой фракции. По ним можно судить лишь о направленности изменения отдельного минерала в пределах профиля и приближенно — об относительных изменениях его содержания от почвы к почве.

Графики, приведенные в правой части рис. 18, показывают примерное соотношение (в %) различных видов текстур ООГ и растительных остатков в отдельных группах и подгруппах. Различная толщина заштрихованных площадок зависит от частоты встречаемости всей совокупности видов, принятой за 100%. Конкреционные образования показаны условными знаками, отражающими только качественный их состав.

В группе I ведущим процессом являлась каолинизация, осуществлявшаяся на фоне интенсивного выщелачивания бескарбонатных пород; по интенсивности выщелачивания и каолинизации, а также по различной природе новообразованного каолинита выделены три подгруппы почв (I^a, I^b, I^B). Для группы в целом характерно отсутствие колломорфной и минимальное развитие струйчатой и спутанно-волокнутой текстур оптически ориентированных глин (ООГ), минимальное развитие процессов обугливания корневых остатков и замещения их минеральным веществом, отсутствие карбонатных макроконкреций.

В подгруппе I^a , которая формировалась в условиях наиболее интенсивного выщелачивания и каолинизации, органическое вещество представлено главным образом непрозрачными пиритизированными оболочками вокруг сферолитов сидерита. Последние либо строго приурочены к средней иллювиальной части профиля, либо доходят до его основания; но в этом случае количество их сокращается и они лишаются органической оболочки.

Так как фюзенизация органического материала оболочек имела явно наложенный характер, можно считать, что первичная гелификация в этом типе проявилась с исключительной интенсивностью. Влияние фациального характера исходных пород сказывается в повышенном содержании иллит-монтмориллонитового смешанослойного минерала в исходной породе, а следовательно, и в почве, развивавшейся на осадках открытого залива ($\frac{21-25}{3367}$); заливные отложения развиты и в кровле маломощного угольного пласта этой почвы, с чем связано, по-видимому, повышенное содержание сульфидов железа в верхнем горизонте почвы, где они образуют даже мелкие конкреции.

В подгруппе I^b оболочки отсутствуют, зато максимально развито бурое бесформенное органическое вещество. Увеличивается частота встречаемости как обугленных, так и частично гелифицированных растительных остатков, с резким преобладанием последних. Стяжения сидерита отсутствуют.

Их объединяет вынос SiO_2 при постоянстве содержания Al_2O_3 и накоплении в верхнем горизонте карбонатов CaO и MgO в форме выделений в цементе и мелких конкреций. Высокое положение илиловидного карбонатного горизонта несомненно связано здесь с сухостью климата в период почвообразования и с высаживанием карбоната из подымавшихся к поверхности почвенных растворов. В результате сумма щелочных и щелочноземельных компонентов достигает в верхних горизонтах этих почв максимальных значений (в профиле $\frac{49-52}{7903}$ в анализ попали конкреции).

Профиль $\frac{9-12}{3974}$ безугольной почвы верхнего карбона по сумме щелочных и щелочноземельных компонентов близок к группе II, а по интенсивному выносу SiO_2 при постоянстве Al_2O_3 тяготеет к группе IV. Подобное промежуточное положение его хорошо согласуется с формированием этих почв в неустойчивой гумидной обстановке, периодически сменявшейся засушливыми условиями, в которых развивались уже пестроцветные почвы группы IV.

Почвы группы V можно подразделить на две подгруппы – карбонатных (профиль $\frac{7-10}{7803}$) и бескарбонатных (профили $\frac{5-1}{\text{кр}}$, $\frac{12-7}{\text{кр}}$) почв. В профиле карбонатной почвы изменения SiO_2 и Al_2O_3 явно обусловлены главным образом привносом щелочноземельных компонентов и H_2O^+ . После соответствующих пересчетов оказывается, что SiO_2 здесь практически не меняется, а Al_2O_3 накапливается в верхнем горизонте (см. рис.1.7,е). Возможно, это отражает сокращение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойной фазе, падение хлорита и появление каолинита.

Химический состав бескарбонатной подгруппы отличается снижением суммы щелочей и щелочноземельных компонентов, которые здесь уже не накапливаются в верхнем горизонте. Согласно выносу SiO_2 и Al_2O_3 , особенно отчетливый по профилю $\frac{5-1}{\text{кр}}$, при фиксируемом рентгенограммами постоянстве состава глинистой фракции вызывает представление о возможном перемещении глинистого материала вниз по профилю без существенных его трансформаций (лессиваж).

Выделенные на основании характерных изменений минералогического и химического составов группы и подгруппы почв обладают специфическими особенностями микроморфологического строения, отраженными на рис. 18. Напомним, что графики изменения содержания глинистых минералов вдоль почвенного профиля, приведенные в левой части рис. 18, не дают представления о количественном соотношении этих минералов в определенном образце глинистой фракции. По ним можно судить лишь о направленности изменения отдельного минерала в пределах профиля и приближенно — об относительных изменениях его содержания от почвы к почве.

Графики, приведенные в правой части рис. 18, показывают примерное соотношение (в %) различных видов текстур ООГ и растительных остатков в отдельных группах и подгруппах. Различная толщина заштрихованных площадок зависит от частоты встречаемости всей совокупности видов, принятой за 100%. Конкреционные образования показаны условными знаками, отражающими только качественный их состав.

В группе I ведущим процессом являлась каолинизация, осуществлявшаяся на фоне интенсивного выщелачивания бескарбонатных пород; по интенсивности выщелачивания и каолинизации, а также по различной природе новообразованного каолинита выделены три подгруппы почв (I^a, I^b, I^c). Для группы в целом характерно отсутствие колломорфной и минимальное развитие струйчатой и спутанно-волокнутой текстур оптически ориентированных глини (ООГ), минимальное развитие процессов обугливания корневых остатков и замещения их минеральным веществом, отсутствие карбонатных макроконкреций.

В подгруппе I^a , которая формировалась в условиях наиболее интенсивного выщелачивания и каолинизации, органическое вещество представлено главным образом непрозрачными пиритизированными оболочками вокруг сферолитов сидерита. Последние либо строго приурочены к средней иллювиальной части профиля, либо доходят до его основания; но в этом случае количество их сокращается и они лишаются органической оболочки.

Так как фюзенизация органического материала оболочек имела явно наложенный характер, можно считать, что первичная гелификация в этом типе проявилась с исключительной интенсивностью. Влияние фациального характера исходных пород сказывается в повышенном содержании иллит-монтмориллонитового смешанослойного минерала в исходной породе, а следовательно, и в почве, развивавшейся на осадках открытого залива ($\frac{21-25}{3367}$); заливные отложения развиты и в кровле маломощного угольного пласта этой почвы, с чем связано, по-видимому, повышенное содержание сульфидов железа в верхнем горизонте почвы, где они образуют даже мелкие конкреции.

В подгруппе I^b оболочки отсутствуют, зато максимально развито бурое бесформенное органическое вещество. Увеличивается частота встречаемости как обугленных, так и частично гелифицированных растительных остатков, с резким преобладанием последних. Стяжения сидерита отсутствуют.

Общая характеристика	Группы	Микроконкреции	Возраст	М. проф. л.	Начало ильмовитизации	Глинистая фракция				Порода-почва				Характерный процесс
						Изменения соотнош. элементов по профилю				Сумма элементов		Изменения соотнош. элементов по профилю		
						Каолинит	Хлорит	Смешно-слоистые	K ₂ O	Σ %	Σ %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	
Самбуринская	У	У ^б	Р ^р	5-1 кр						8,6	0,9	Падает	Падает	Леоцитизм
				12-7 кр								Не изменяется	Не изменяется	
				У ^а	Р ^р	7-10 7803						10,0	0,8	Не изменяется
Гумадная засухи лава	IV	IV ^б	Р ^р	29-32 7803						21,2	1,4	Падает	Не изменяется	Накопление ц. + ц. з
				С ₃	49-52 7803									
				IV ^а	С ₃	8-12 3974						8,0	0,8	Падает
Г у м и д а н с к а я	III	III ^б	С ₂	6-8 ш. Дз						9,8	1,1	Падает	Падает	Слабо выражен (незрелые почвы)
				С ₃	1-5 3947									
		III ^а	С ₂	1-4 3365						8,0	0,9	Слегка падает	Растет	
				С ₂	1-6 3965									
	II	II ^б	С ₂	16-21 ш. Дз						7,8	0,9	Слегка падает	Падает	Оподошвление ?
				С ₃	7-12 8627						7,9	0,9	Падает	
		II ^а	С ₃	2-6 8627										
				С ₂	24-28 3970						6,5	0,7	Падает	Растет
	I	I ^б	С ₂	1-5 ш. Дз										Сильное выщелачивание и каолинизация
				С ₂	23-26 3358						5,3	0,6	Падает	
				24-25 3367										

● 1 ● 2 ○ 3 ✱ 4

Рис. 18 Генетические группы почв

Микроконкреции: 1 – сферолиты сидерита; 2 – то же, в оболочке из пиритизированного органического вещества; 3 – доломито-анкеритовые; 4 – то же, с концентратами из гидроокислов железа с примесью органического вещества; 5 – окисно-железистые

В подгруппе I^б встречаются агрегаты слившихся сферолитов размером до 1 см (без органических оболочек).

В почвах группы II подстилающие породы содержат небольшое количество железистого карбоната сидерит-анкеритового состава. Выщелачивание здесь значительно менее интенсивно. В подгруппе II^а возможна слабая каолинизация (по рентгенограммам не улавливается). В подгруппе II^б содержание Al₂O₃ сверху падает, что, возможно, свидетельствует о процессе оподзоливания, который маскируется, привнесом трехвалентного железа. Для обеих подгрупп характерно появление коллоидной и струйчатой текстур ООГ, сокращение относительной роли гелеобразного бурого органического вещества за счет увеличения обугленных растительных остатков, а также отчетливое проявление карбонатных ильмовитных горизонтов в форме макроконкреций, при одновремен-

пород: в подгруппе III^б они менее зрелы, угольные пласты отсутствуют.

Средние значения содержания щелочных компонентов в подгруппе III^а и коэффициента выщелачивания те же, что в группе II; в подгруппе III^б наблюдается относительное накопление их в горизонте А при значительно более высоком среднем содержании. При этом, однако, частные значения сильно варьируют, отражая, по-видимому, неодинаковые условия выщелачивания. Поведение SiO_2 и Al_2O_3 в породах и K_2O в глинистой фракции допускает слабую каолинизацию лишь для профиля $\frac{2-6}{3965}$ подгруппы III^а. В почвах подгруппы III^б, по данным рентгенограмм, содержание Al_2O_3 падает.

Наиболее характерным микроморфологическим признаком является резкое преобладание в почвах группы III обугленных растительных остатков при минимальном содержании (в пределах гумидной обстановки) бесформенного бурого органического вещества. Слабо развиты сравнительно с группой II колломорфные глины, а также микро- и макроконкреции; те и другие встречаются только в профиле $\frac{1-5}{3947}$ подгруппы III^б. Пиритовые конкреции в почве $\frac{1-4}{3365}$ связаны с морским характером осадков, перекрывающих угольный пласт этой почвы.

В группе IV подгруппа IV^б — пестроцветных почв засушливой обстановки, с высоким содержанием смешанослойной фазы сложного типа — отличается, как отмечалось выше, постоянством количественных соотношений глинистых компонентов по профилю, за исключением незначительного падения каолинита в его верхней части.

Характерным процессом здесь является накопление щелочноземельных компонентов, главным образом в карбонатной форме, в верхних горизонтах почв. Выщелачивание имело подчиненный характер, проявившись в незначительном уменьшении вверху содержания Na_2O , в еще меньшей степени — K_2O и в падении содержания SiO_2 . Микроморфологические особенности этой подгруппы выражены очень отчетливо. Полностью отсутствуют колломорфные и струйчатые текстуры глин, растительные остатки либо интенсивно замещены карбонатным, алевроито-глинистым и окисно-железисто-глинистым материалом, либо рассеяны в форме мелкого обугленного детрита; все гелифицированное растительное вещество находится в соединении с гидроокислами железа, образуя то более, то менее раскристаллизованные включения разнообразной формы — от корневидных до изометричных. Пирит, как правило, отсутствует. Микро- и макроконкреционные образования исключительно обильны, причем первые имеют анкерито-доломитовый или окисножелезистый (с примесью органического вещества) состав, а вторые — кальцито-доломитовый. Те и другие отчетливо приурочены к верхним горизонтам почв.

Подгруппа IV^а (не охарактеризованная данными рентгеновского анализа) по всем признакам и положению представляющей ее почвы в разрезе имеет переходный характер от группы II гумидной обстановки к группе IV засушливой обстановки.

Подобный же переходный характер, от засушливой обстановки к слабоаридной, имеет подгруппа V^а, которая от группы IV наследует карбонатный материал в цементе и микростяжениях и примесь органического вещества к окисно-железистым образованиям; с группой V ее объединяет красная окраска, обусловленная обильными гидроокислами железа, и подвижность плазмы, проявляющаяся в появлении колломорфных глин. Вместе с тем она отличается специфическим характером глинистой фракции исходных пород (отсутствие каолинита, обилие хлорита, неупорядоченный тип смешанослойных образований с повышенным содержанием монтмориллонитовых пакетов), который в большей или меньшей степени наследуется почвой. Характерно, однако, что в самом верхнем

горизонте, наиболее переработанном почвообразовательным процессом, характер глинистой фракции приближается к подгруппе IV^б.

Почвы типа V^б, подобно почвам типа IV^б, не обнаруживают изменений в содержании глинистых минералов по профилю, хотя количественные соотношения отдельных компонентов здесь существенно иные: смешанослойная фаза почти не выражена, а каолинит присутствует, хотя и в небольшом количестве.

Обе почвы данной подгруппы бескарбонатны, отличаясь, однако, значительно более высоким содержанием щелочных компонентов по сравнению с бескарбонатными почвами группы I, главным образом за счет силикатных Mg и Na; Na составляет, судя по единичным определениям, главную часть обменного комплекса, Слабое выщелачивание K₂O, SiO₂ и Al₂O₃ при постоянстве отношения SiO₂/Al₂O₃ и отсутствии изменений минерального состава глинистой фракции, по данным рентгенограмм, позволяет думать, что для этих почв был типичен процесс лессиважа, т.е. перемещения глинистого материала сверху вниз по профилю без изменений его состава. С этим прекрасно согласуется исключительно широкое развитие в этом типе коллоидной, струйчатой и спутанно-волокнистой текстур ООГ.

Наряду с аморфными гидроокислами железа довольно широко развиты более или менее обезвоженные и раскристаллизованные микростяжения, в большинстве случаев лишенные примеси органического вещества. Растительные остатки практически отсутствуют.

Согласное поведение в пределах каждой группы целого комплекса разнообразных признаков, наряду с приуроченностью групп I—III, IV и V к трем заведомо различным палеоклиматическим обстановкам и ландшафтам, позволяет думать, что приведенная классификация почв имеет генетический характер. Ограниченный объем наших исследований не охватывает все разнообразие типов, вероятно существующих внутри выделенных групп; в известной мере это относится и к самим группам, несомненно нуждающимся в дальнейшем уточнении, как первый опыт классификации ископаемых почв.

Сопоставление выделенных групп почв с конкретными типами современных почв выходит за рамки настоящей работы. Оно должно быть осуществлено совместными усилиями литологов и почвоведов и, несомненно, на более широком материале. Однако можно сделать некоторые предварительные заключения о природе установленных типов ископаемых почв, исходя из общих закономерностей распределения современного почвенного покрова, вторичных изменений в зоне гипергенеза вообще и в почвах в частности, а также из сопоставления наших почв гумидной обстановки с довольно многочисленными исследованиями ископаемых почв, проводившимися главным образом американскими геологами.

Речь идет о так называемых underclay — своеобразных глинистых породах, залегающих непосредственно под угольными пластами во всех угленосных бассейнах и месторождениях США пенсильванского возраста. Глины эти преимущественно каолинитовые, огнеупорные, используются как керамическое сырье. Подчеркивается, что под угольными пластами другого возраста они редки или представлены нехарактерными разностями. (Schultz, 1958). Местами эти глины переходят в так называемый flint clay, состоящий почти из чистого, хорошо окристаллизованного каолинита. В долине р.Миссури, в направлении с севера на юг к древнему поднятию Озарк, наблюдается вся гамма постепенных переходов пластичных глин во флинт и далее — в алюминиевые руды с содержанием Al₂O₃ до 79%. Ряд авторов, в том числе Келлер (Keller a.o., 1954), считают, что алюминиевые руды произошли осадочным путем из каолинита за счет более длительного и интенсивного выщелачивания на юге, с выносом почти всего SiO₂.

Нас интересуют сейчас главным образом широко развитые пластичные и полупластичные глины, наиболее подробно охарактеризованные в работе Шульца (Schultz, 1958). Состав их удивительно сходен с глинистой фракцией камен-

Таблица 15

Сравнительная характеристика химического состава (в %) подугольных глин США и Донецкого бассейна

Окислы	США (Миссури)			Донбасс, группа I $\left(\frac{21}{3367} \right)$
	Полуфлинт	Полупластич- ные	Пластичные	
SiO ₂	45,92	48,90	56,10	47,26
Al ₂ O ₃	35,79	33,20	24,47	31,81
Fe ₂ O ₃	0,75	1,47	3,64	2,15
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,95
TiO ₂	2,28	1,58	1,58	1,39
CaO	0,06	0,56	0,61	0,69
MgO	0,36	0,34	1,11	1,16
Na ₂ O	0,44	0,10	0,17	1,04
K ₂ O	0,41	1,53	2,89	2,21
H ₂ O	13,06	11,55	8,39	10,73
Σ	99,07	99,29	99,27	99,39
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,18	2,55	3,90	2,53

ноугольных почв Донецкого бассейна: каолинит, иллит, смешанослойный иллит-монтмориллонит, в подчиненном количестве довольно часто встречается 14 Å минерал, изменяющийся от вермикулита до хлорита, изредка – смешанослойная фаза иллит-монтмориллонит-хлоритового типа; при этом подчеркивается, что монтмориллонит присутствует только в смешанослойной фазе. Хотя каолинит поставлен здесь на первое место, из приведенных табличных данных следует, что содержание его сильно варьирует как по стратиграфическому разрезу, так и по площади (в среднем от 3 до 58%). Кроме того, количественные расчеты сделаны по площадям базальных рефлексов без поправочных коэффициентов, тогда как большинство исследователей рекомендуют умножить площадь 10 Å рефлекса на 2,0–2,5 для количественных сравнений иллита с каолинитом (например, материалы Бискайя.). Из этого следует, что в ряде случаев, особенно в центральных участках пенсильванских угленосных бассейнов США, в составе подугольных глин преобладает иллит.

Сходство минерального состава подугольных глин Донбаса и США подтверждается данными химических анализов, приведенными в работе Келлера и др. (Keller a.o., 1954) по долине р. Миссури (табл. 15).

Как видно, химический состав глинистой фракции из верхнего горизонта почвы подгруппы I^а с содержанием каолинита порядка 60–70% очень близок к составу полупластинчатых глин США, содержащих в среднем около 60% каолинита.

Еще большее сходство обнаруживается в направленности изменений состава подугольных глин по их вертикальному профилю (три – четыре образца по профилю, включая подстилающие сланцы). По сводным данным Шульца, содержание 14 Å минерала, за редкими исключениями, снижается в верхней части профиля, монтмориллонита – увеличивается или остается постоянным, а поведение каолинита различно; содержание его растет, уменьшается либо остается постоянным, без существенного преобладания тех или других случаев.

Происхождение подугольных глин было предметом длительных дискуссий, в ходе которых было высказано несколько точек зрения. Шульц (Schultz, 1958) доказывал, что материал подугольных глин формировался под влиянием почвенного выветривания в области сноса, в течение периодов слабой эрозии, и без существенных изменений переносился и откладывался в болотах в последовавшие периоды почти полной стагнации эрозионно-аккумулятивных циклов. Одновременно Эрикссон высказал мнение, что материал с высоким содержанием алюминия был привнесен в бассейн накопления в коллоидной форме и отложился в виде геля в болотах. Хедл и Петерсон (Huddle, Patterson, 1961) в сводной работе, критически пересмотрев все накопившиеся данные по огнеупорным подугольным глинам США, пришли к выводу, что каолинитовые подугольные глины образовались на месте путем изменений обычных тонкозернистых осадков в кислой среде болот. Осадки эти по всем признакам служили почвой для растительности еще до начала торфонакопления. Именно к этому периоду, когда болотные воды еще не были застойными и биологическая активность микроорганизмов была очень высокой, приурочивается наиболее интенсивное выщелачивание и каолинообразование.

Эта последняя точка зрения разделяется сейчас большинством исследователей. Ее последовательно развивал в ряде работ Келлер (Keller a.o., 1954; Keller, 1968), показавший возможность новообразования каолинита из иллита в болотной обстановке влажного климата.

Здесь следует подчеркнуть, что все исследователи единодушно отмечают наличие в подугольных глинах характерных признаков почв: остатков корней, отсутствия слоистости, обилия плоскостей скольжения и др. Расхождения касаются оценки интенсивности почвенного выветривания: обладало ли оно необходимой интенсивностью и направленностью для изменений глинистых минералов и новообразования каолинита или нет? Шульц (Schultz, 1958) связывал возможности новообразования каолинита только с процессом латеритизации (в современных почвах) и утверждал, что в разрезах подугольных глин нет признаков латеритного профиля.

Ошибочность этого вывода обусловлена неправильным выбором современного почвенного типа. Как известно, латеритизация – кислый процесс окислительного ряда, тогда как каолинизация в подугольных почвах несомненно происходила в восстановительных условиях так называемого бескарбонатного отлеживания. "Глеевая каолинизация характерна для участков земной коры, бедных карбонатами и обогащенных органическими веществами – битумами, гумусом, торфом..." "Парагенез бурых углей и каолинитов был установлен еще в прошлом столетии и ныне обоснован колоссальным фактическим материалом (в том числе по Подмосковному, Карагандинскому и другим угольным бассейнам)". "При глеевой каолинизации значительное изменение претерпевают не только алюмосиликаты, но и многие другие минералы". "Каолинизация протекает в кислой среде. При слабокислых и нейтральных условиях в бескарбонатных породах в процессе окисления может накапливаться сидерит" (Перельман, 1968, стр. 207).

Следовательно, отсутствие латеритного профиля в подугольных глинах вполне закономерно. Однако это вовсе не означает, что пенсильванские почвы США вообще не дифференцированы на горизонты. В большинстве работ авторы просто не пытались выявить эти горизонты. Так, например, Петерсон и Хостерман (Pettersen, Hosterman, 1960) просто голословно утверждают, что хотя подугольные глины были почвами, признаков почвенного профиля нет. Лучшим объяснением этого, считают указанные исследователи, является допущение, что пенсильванские почвы переувлажнены. Годом позже Петерсон и Хедл (Huddle, Patterson, 1961) существенно уточняют это положение, включая в число признаков того, что подугольные глины были почвой, также и наличие почвенного профиля, похожего на профиль современных переувлажненных почв. Они отмечают присутствие в низах подугольных глин сидерита, кальцита и пирита. Переводя это положение на язык современного поч-

воведения, можно сказать, что авторы пришли к заключению о гидроморфном характере подугольных почв США.

Это заключение, по-видимому, полностью распространяется и на донецкие почвы, по крайней мере гумидной обстановки. Действительно, согласно определению В.А. Ковды, под гидроморфным почвообразовательным процессом следует понимать "... нормальный почвообразовательный биогенный процесс под покровом травянистой и древесной растительности, с обязательным участием грунтовых вод, залегающих на глубине 0,3–3 м, но не глубже 7–8 м". "Гидроморфный почвообразовательный процесс, свойственный ландшафтам затрудненного естественного дренажа, высокого уровня грунтовых вод, является процессом аккумулятивным. В активную фазу гидроморфного почвообразовательного процесса, т.е. тогда, когда капиллярная кайма, восходящая от грунтовых вод, пронизывает почвенный профиль до поверхности, происходит накопление в почвообразующей породе вторичных минералов и новообразований. В зависимости от условий, и в особенности от химизма грунтовых вод, в почве накапливаются не только хлориды, сульфаты и карбонаты, но и происходит накопление соединений марганца, железа, кремнезема, глинозема, микроэлементов со сложным процессом формирования вторичных минералов..." (Ковда, 1965, стр. 5–6). Ковда подчеркивает широкое развитие современных гидроморфных почв и видит следы гидроморфной фазы в развитии даже таких классических зональных и автоморфных почв, какими являются почвы Русской равнины (Ковда, Самойлова, 1966).

В условиях циклически построенных каменноугольных отложений Донбасса и весьма сходных с ними пенсильванских угленосных формаций США можно предполагать наличие по меньшей мере двух гидроморфных фаз, разделенных периодом автоморфного развития почв. Первая фаза существовала в начальный период почвообразовательного процесса, непосредственно после поверхностного осушения осадков и заселения их растительностью, когда уровень грунтовых вод несомненно был еще очень высок. Продолжительные поднятия континента (в начале крупных циклов регрессивного типа) могли обусловить, по крайней мере за пределами речной долины, понижение уровня грунтовых вод, отрыв их от корневой системы почв и дальнейшее автоморфное развитие почвы в условиях промывного режима. Вторая гидроморфная фаза, естественно, должна была наступить в результате смены поднятий медленными опусканиями в конце эрозионного цикла, в период широкого заболачивания и последующего торфонакопления.

Итак, обилие растительного материала и гидроморфизм определили специфику каолинообразования, отличного от кислого латеритного процесса автоморфных почв жаркого гумидного климата. Для этих условий необходимо было найти специфический способ выщелачивания компонентов, и в первую очередь кремнезема, обеспечивавший возможность образования каолинита, а в некоторых районах США даже и бокситовых руд. Хэдл и Петерсон (Huddle, Patterson, 1961) придавали большое значение аккумулятивной функции растительности того времени, извлекавшей большое количество кремнезема из глинистых минералов почв. Келлер (Keller, 1968) предложил механизм восходящего диализа, под действием которого выщелоченные кремнезем и калий поднимались в растворах снизу вверх по профилю и выносились за его пределы медленно текущими поверхностными водами.

Не предрешая возможной роли этих факторов, можно думать, что для донецких почв группы I с их четко дифференцированным профилем можно допускать и существование автоморфной фазы, обеспечившей хороший дренаж, выщелачивание щелочных компонентов и кремнезема, а следовательно, и новообразование каолинита.

В свете сказанного, естественно, нельзя ожидать однообразного характера и интенсивности дифференциации почвенных профилей подугольных глин, так как очень многие факторы могли обуславливать их развитие. Так, Хэдл и Петерсон (Huddle, Patterson, 1961) отмечают в их числе чередование влажных и сухих периодов, циркуляцию болотных вод, выщелачивание за счет аккумулирующей

функции растений, диффузию железистых компонентов вниз, в переувлажненную почву, активность микроорганизмов. Допущение автоморфной фазы развития донецких почв подключает еще целую группу факторов, причем большая их часть могла проявляться локально или кратковременно.

Судя по тому, что гидроморфная обстановка не замаскировала отчетливо выраженного выщелачивания SiO_2 , щелочных и щелочноземельных компонентов из верхних горизонтов почв группы I, можно думать, что автоморфная фаза развития здесь наиболее вероятна. Образование сферолитов сидерита, несомненно сингенетичное почвообразовательному процессу, быть может, свидетельствует о том, что даже и эта группа почв развивалась в слабокислой среде.

Почвы группы II несут признаки значительно более интенсивного гидроморфизма и нейтрального, может быть, даже слабощелочного pH. Все же и здесь наряду с гидроморфной аккумуляцией сохранились следы почвенного выщелачивания. Характер и распределение карбонатного материала по профилю позволяют думать, что исходные породы содержали здесь карбонат; количество его в процессе гидроморфного почвообразования увеличивалось за счет привноса, но, несомненно, имели место перекристаллизация, сопровождавшаяся ожелезнением, и перераспределение карбонатного материала с образованием конкреционных горизонтов в средней части профиля.

Постепенная аридизация климата ярче всего проявляется в переходе кислых восстановительных условий гумидной обстановки в щелочные окислительно-восстановительные условия слабоаридной обстановки. Повышение Eh в почвах группы V сказывается в появлении свободных гидроокислов железа и соответственно красной окраски, а также в минерализации растительных остатков; щелочная среда — в высоком содержании натрия в обменном комплексе, что характерно для современных сильно солонцеватых почв.

Пестроцветные почвы гумидной — засушливой обстановки группы IV образовались, по-видимому, в исключительно неустойчивых условиях перехода от восстановительного ряда процессов к окислительному и от нейтральных pH к щелочным. Подобные условия благоприятствовали появлению различных геохимических барьеров (Перельман, 1968), проявившихся в исключительном разнообразии вторичных микро- и макрообразований, в том числе конкреционного характера, от окисножелезистых до сидеритовых, а также в окислении пирита, следы которого видны под микроскопом. С этим же, по-видимому, связано и исключительно широкое развитие и сложный состав смешанослойной фазы глинистых минералов.

Очевидно, что формирование почв групп IV и V также проходило частично в гидроморфных условиях. Об этом свидетельствуют как вышеописанные характерные особенности этих почв, необъяснимые с позиций чисто автоморфного развития, так и циклический характер осадконакопления, с периодическими затоплениями и осушениями прибрежных участков и развитием почвообразовательных процессов с обязательной стадией гидроморфизма. Однако нет оснований исключать и автоморфную фазу. Учитывая фациальный характер картамышской свиты P_1^{qr} в ее нижней половине, представленной преимущественно континентальными пролювиально-озерными осадками, а также несомненно более сухой климат, можно полагать, что автоморфная фаза была здесь даже более вероятной, чем в почвах периодически заболачивающихся приморских равнин гумидной обстановки.

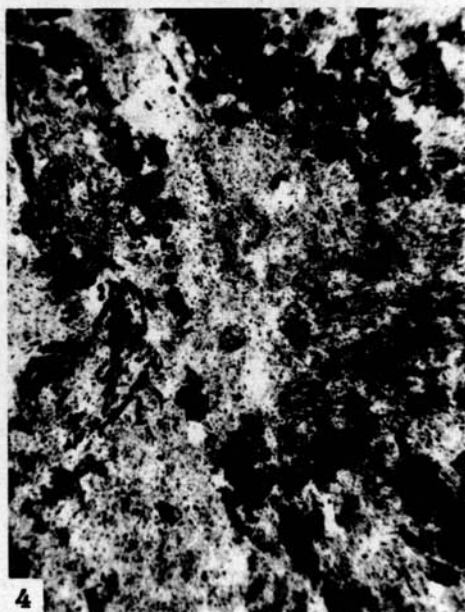
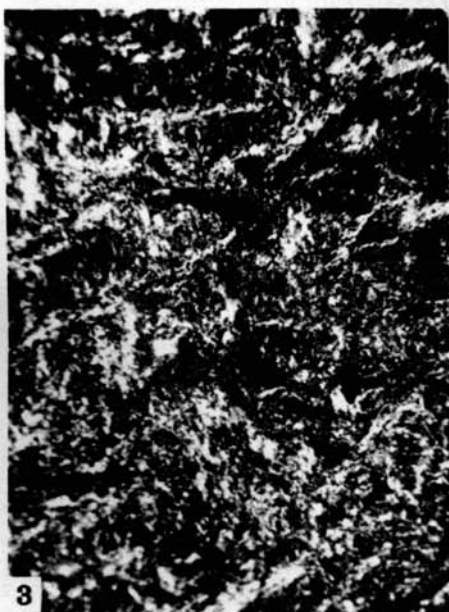
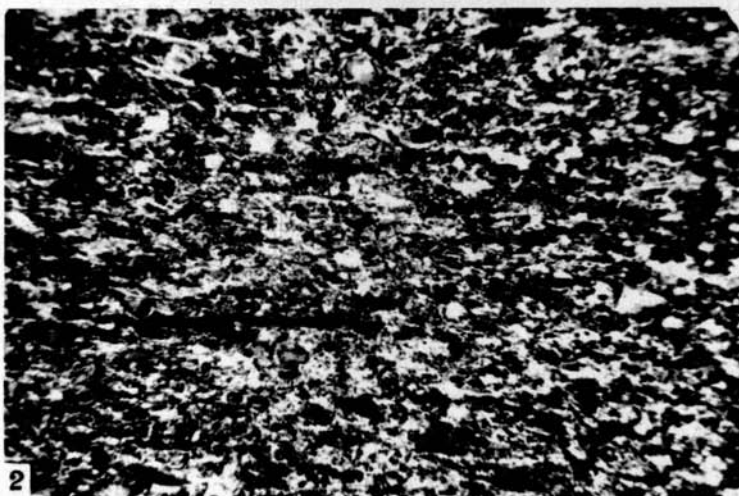
1. Ископаемые почвы обладают специфическим комплексом признаков, позволяющих отличать их от нормально-осадочных пород. Комплекс макропризнаков включает особенности структуры и текстуры, окраски, растительных остатков, конкреционных образований, мелких подвыжек. Микроморфологическое изучение выявляет особенности глинистых текстур, формы разложения растительных остатков, метасоматических замещений и мелких новообразований.

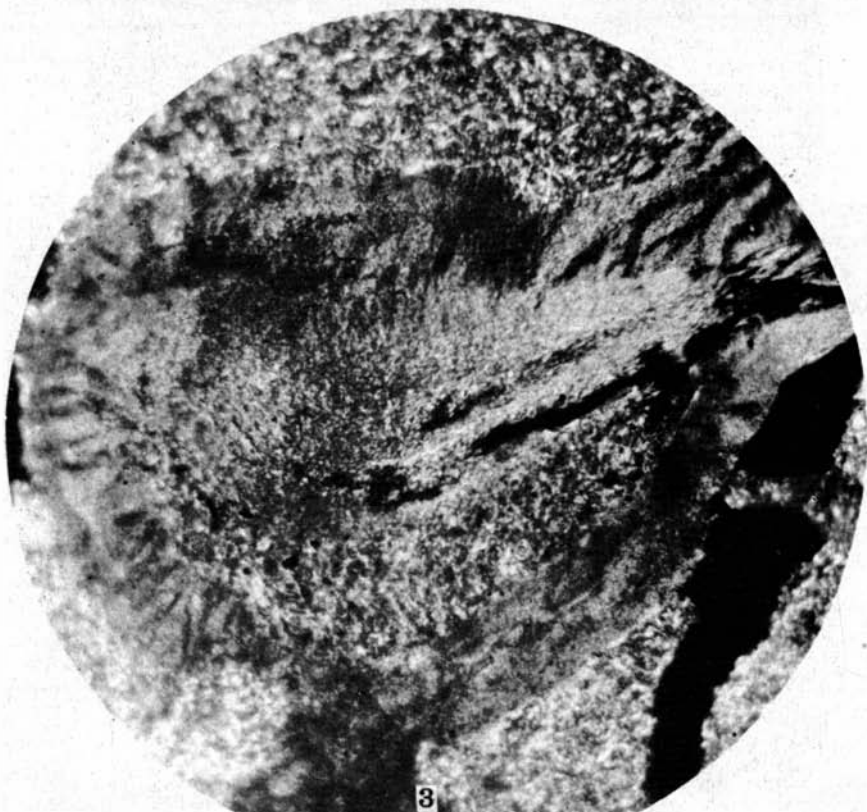
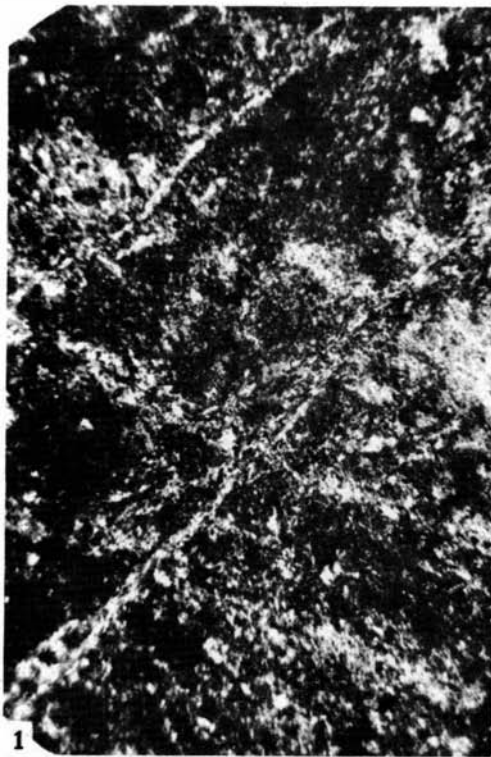
2. В распределении комплекса этих признаков по вертикальному разрезу почв обнаруживаются определенные закономерности, намечающие дифференциацию почв на отдельные горизонты. Наличие горизонтов подтверждается данными валового силикатного анализа, которые устанавливают после соответствующих пересчетов миграцию элементов по разрезу; соответствующими изменениями объемного веса почвенных пород; закономерными изменениями состава глин в пределах почв. Все это доказывает наличие почвенного профиля, в общих чертах сходного с современными почвами.

3. Особенности почвенного профиля и интенсивность его проявления закономерно изменяются с изменением палеоклиматических и связанных с ними палеогеографических обстановок. Это позволило выделить различные генетические группы и подгруппы почв и наметить характерные для них процессы.

4. Интерпретация совокупности признаков, характерных для каждого типа почв, осложняется наложением на процессы почвенного выветривания фаз гидроморфной аккумуляции. Это исключает прямые сопоставления ископаемых почв с современными типами автономных почв. Сопоставление с современными почвами генетически подчиненного ряда, находящимися сейчас или развивавшимися в прошлом в гидроморфных условиях, затрудняется отсутствием сводных работ и классификации подобных почв и может быть предметом дальнейших исследований.

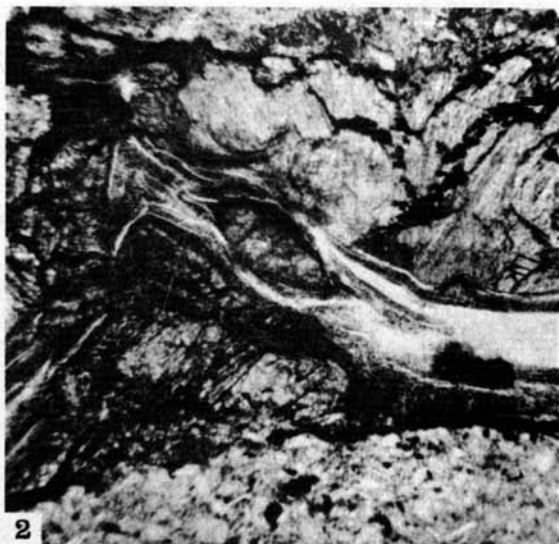
5. Изучение ископаемых почв представляется весьма перспективным, открывая возможности более детальных реконструкций климатов и ландшафтов прошлого, что тесно связано с уточнением генезиса осадочных полезных ископаемых и может быть использовано также при более широких терретических обобщениях, например рассматривающих перемещения климатической зональности во времени.



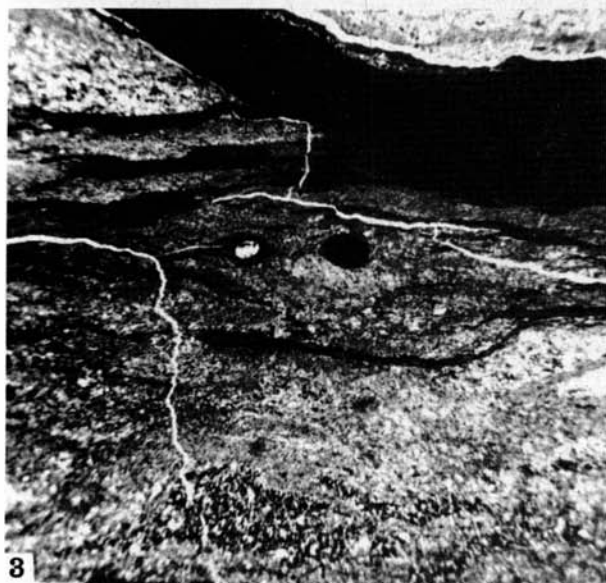




1



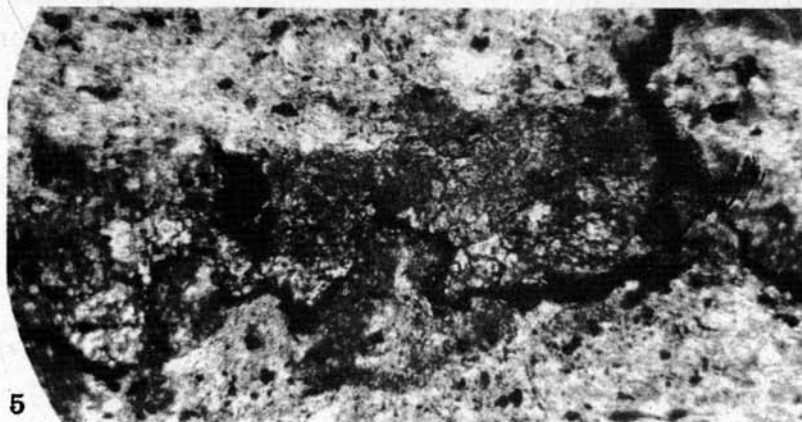
2



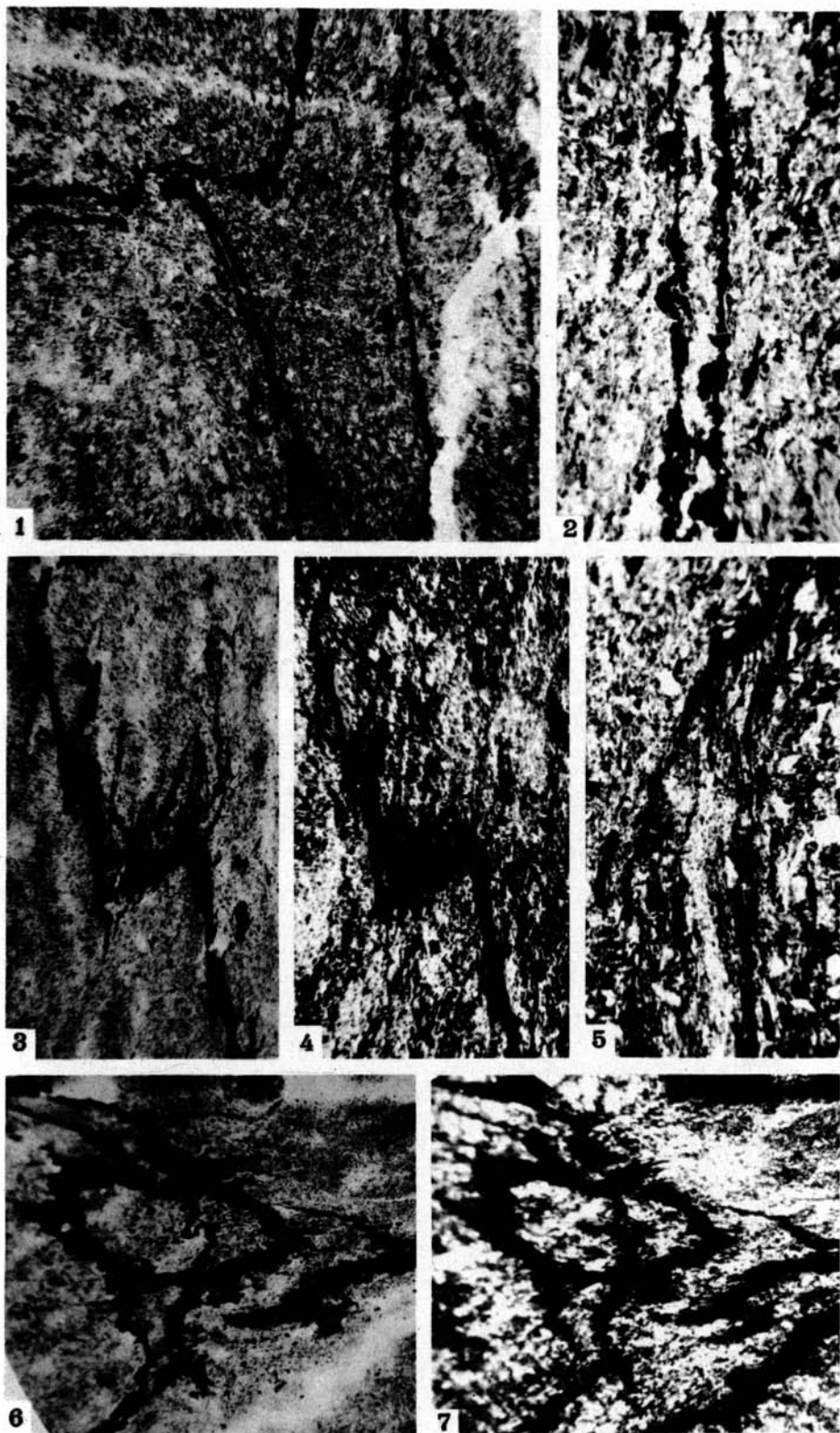
3

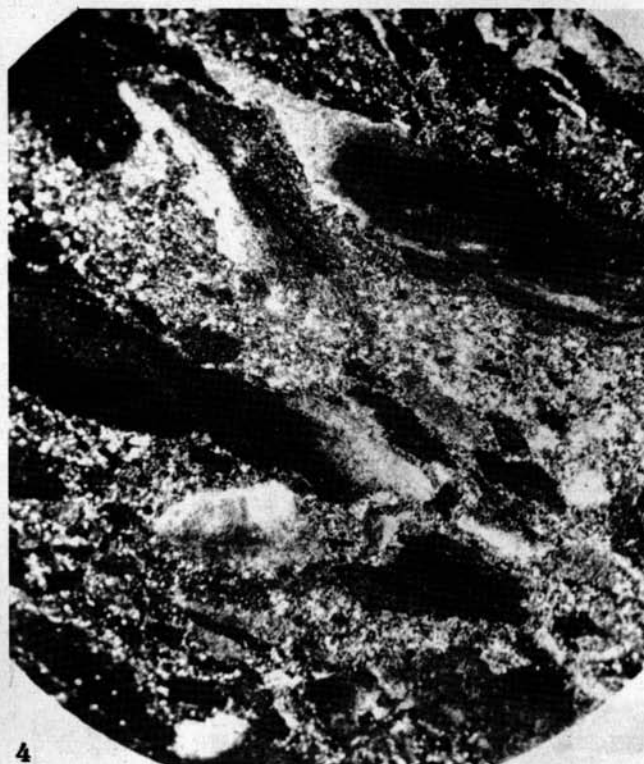
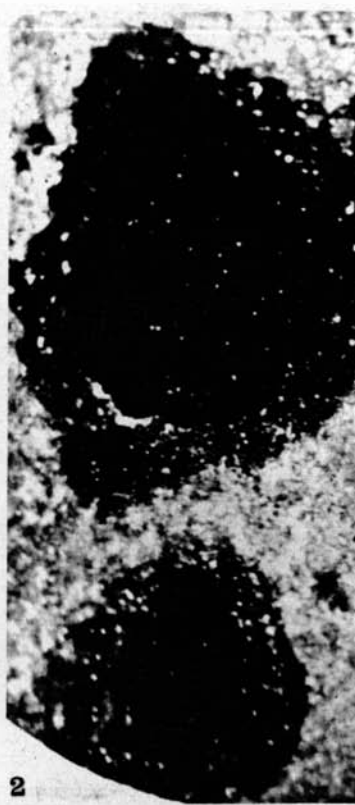


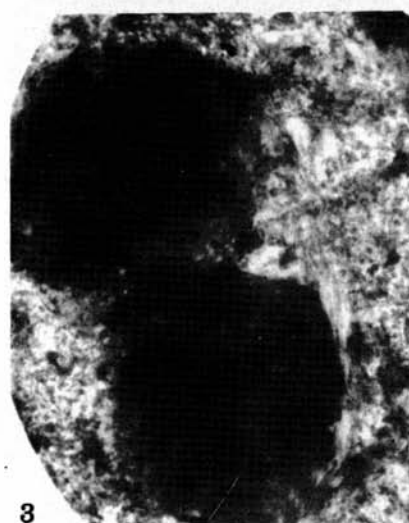
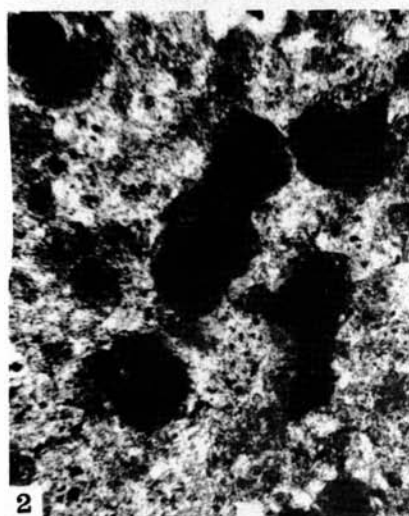
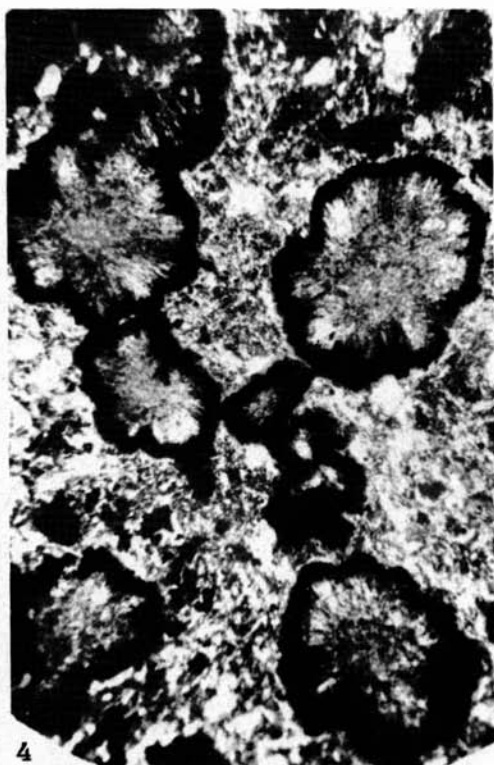
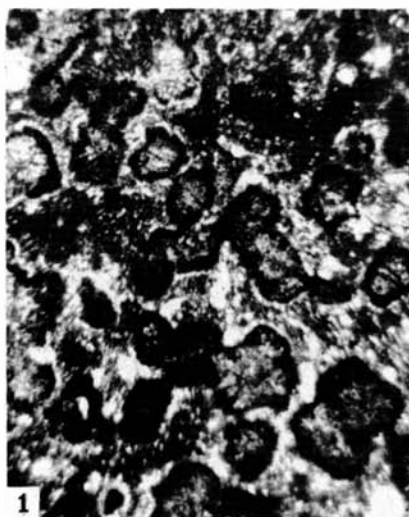
4



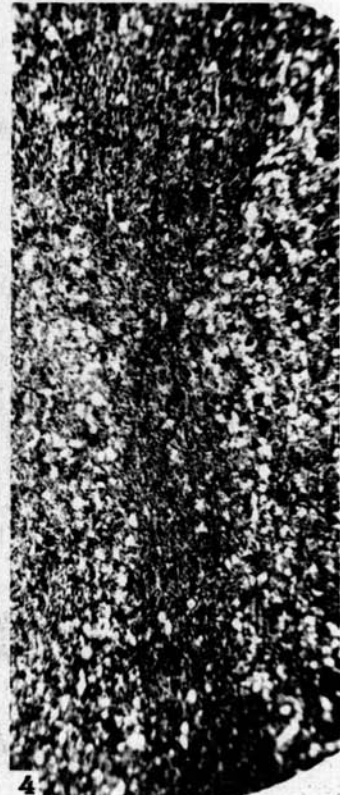
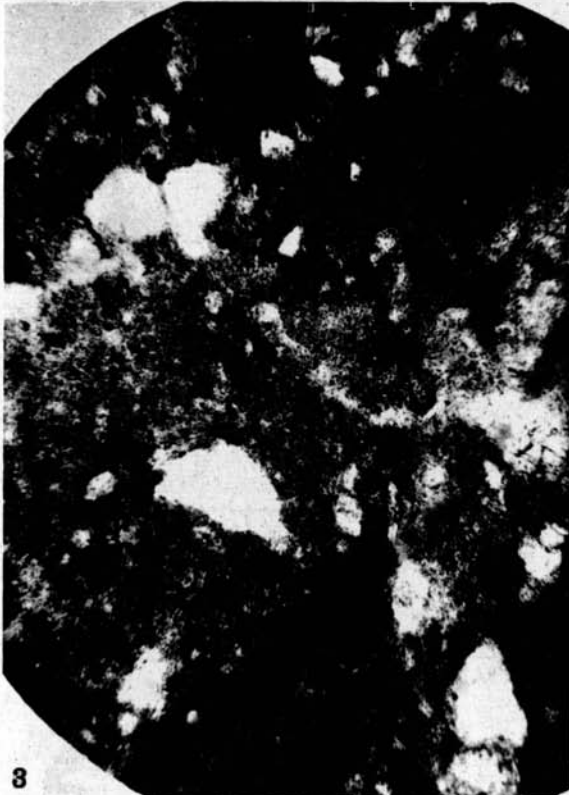
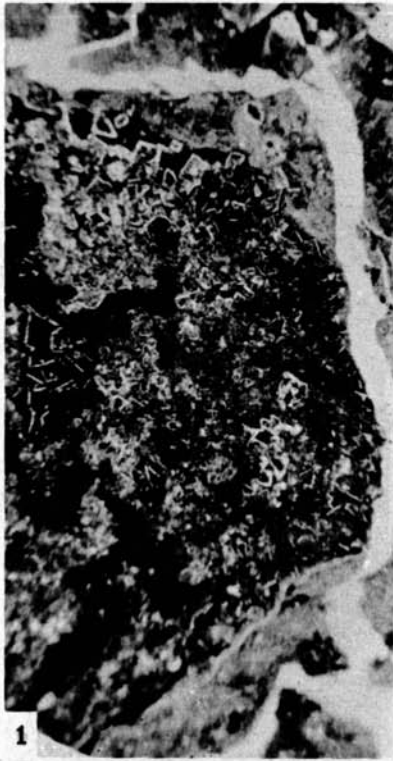
5











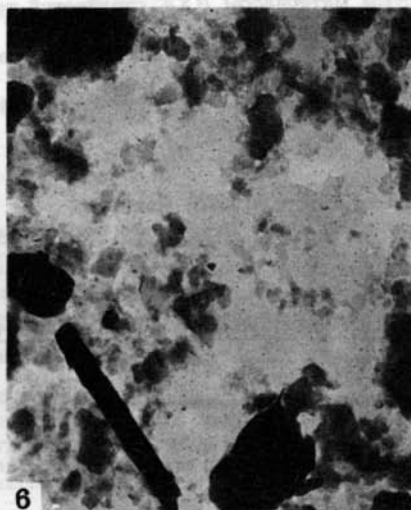
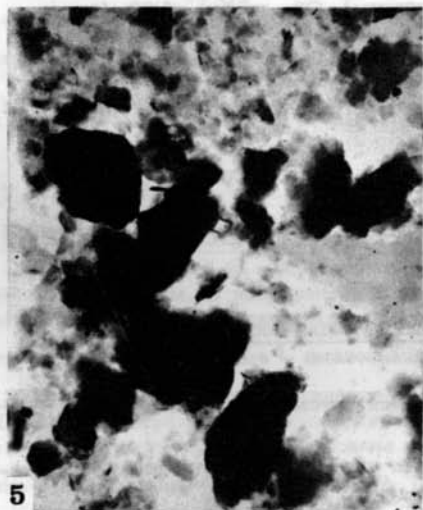
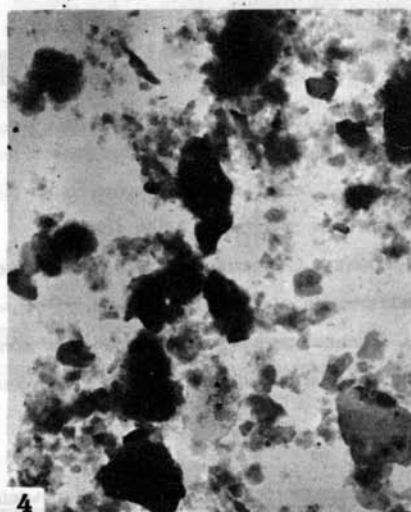
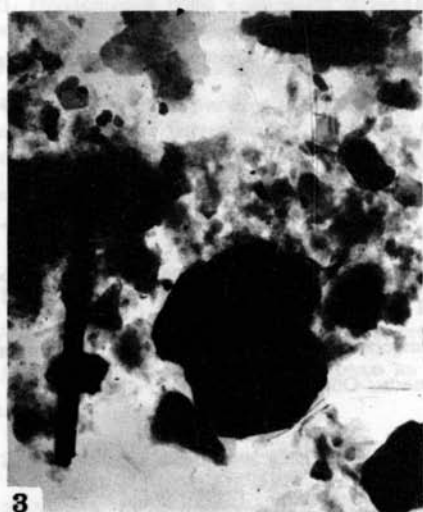
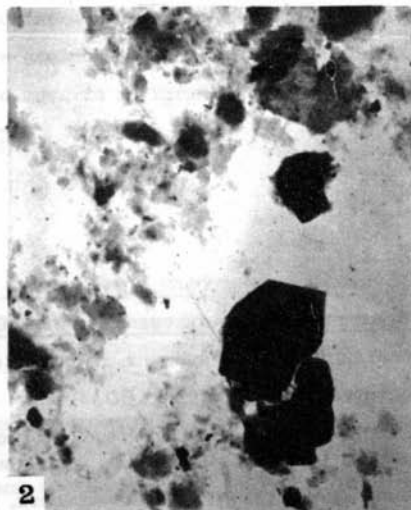
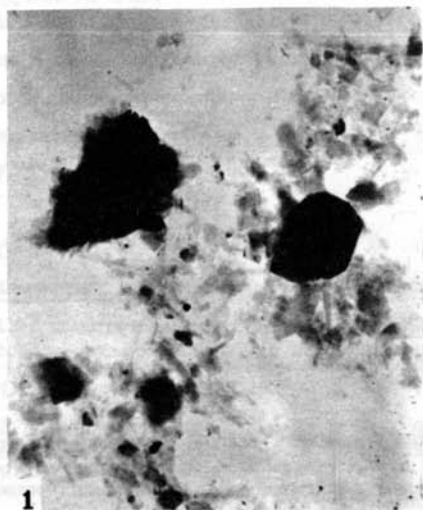


Таблица I

Текстуры оптически ориентированных глин (ООГ)

1. Струйчатая. Агрегаты глинистых чешуек ориентированы параллельно вытянутым корневым остаткам. Обр. $\frac{1}{3965} \times 160$. Ник.+.
2. Прерывисто-волокнистая. Агрегаты - волокна глинистых чешуек ориентированы параллельно мелким вытянутым корневым остаткам и пластинкам слюды; присутствуют обломочные зерна мелкоалевритовой размерности. Обр. $\frac{19}{ш. 10} \times 160$. Ник.+.
3. Мозаичная. Обр. $\frac{1}{ш. Дз.} \times 160$. Ник.+.
4. Беспорядочное распределение мелких корневых остатков, обусловившее мозаичную текстуру. Тот же шлиф, соседний участок, Ник. II.

Таблица II

Текстуры ООГ

1. Сетчатая. Обр. $\frac{24}{3970} \times 160$. Ник.+.
2. Колломорфная. Отчетливо видно характерное погасание, поперечное общим контурам глинистого включения в алевролите. Обр. $\frac{2}{3947} \times 160$. Ник.+.
3. То же. Кольцевидная форма включения колломорфной глины обусловлена выполнением корневого канала. Растительная ткань, не сохранилась. Обр. $\frac{13}{кр} \times 100$. Ник.+.

Таблица III

Замещение корневых остатков в почвах гумидной обстановки

1. Глинистым материалом (ООГ струйчатой текстуры). Обр. $\frac{13}{ш. Дз.} \times 160$. Ник.+.
2. Карбонатом с участием ООГ струйчатой текстуры. Обр. $\frac{8}{8627} \times 160$. Ник. II.
3. Глинистым материалом. Обр. $\frac{1}{3947} \times 30$. Ник. II.
4. Карбонатом. Обр. $\frac{8}{8627} \times 72$. Ник. II.
5. То же. Обр. $\frac{7}{8627} \times 100$. Ник. II.

Таблица IV

Специфические формы корневых остатков в почвах гумидной обстановки

1. Общий вид. Обр. $\frac{7}{8627} \times 72$. Ник. II.
2. Развитие пирита по реликтам растительной ткани нитевидного корешка. Обр. $\frac{18}{ш. 10} \times 160$. Ник. II.
3. Расщепление нитевидного корневого остатка на изгибе, сопровождающееся его ге-
лификацией. Обр. $\frac{1}{ш. Дз.} \times 160$. Ник. II.

4. То же. Ник.+. Виден переход отщепившихся гелифицированных растительных волокон в струйчатую ООГ.

5. Расщепление нитевидного корневого остатка в концевой части с постепенным переходом в глину струйчатой текстуры – среди алевролита. Обр. $\frac{10}{8627}$. × 160. Ник.+. .

6. Расщепление кольцевидного корневого остатка на изгибах, сопровождающееся его гелификацией и переходом в ООГ. Обр. $\frac{1}{\text{ш.Дз.}}$. × 160. Ник.И. .

7. То же. Ник.+. .

Таблица V

Замещение корневых остатков в почвах засушливой и слабоаридной обстановок

1. Алевролитовым материалом. Периферическая часть представлена реликтами измененного растительного вещества в соединении с гидроокислами железа. Засушливая обстановка. Обр. $\frac{51}{7803}$. × 20. Ник. И. .

2. Плотными раскристаллизованными окисножелезистыми образованиями. В периферической части поперечного среза – реликты измененного растительного материала в соединении с гидроокислами железа. Засушливая обстановка. Обр. $\frac{50}{7803}$. × 20. Ник.+. .

3. Продольный срез корневого остатка, замещенного почти нацело гидроокислами железа; окружен осветленной каемочкой среди ожелезненной красноцветной глины. Засушливая обстановка, тяготеющая к слабоаридной. Обр. $\frac{31}{7803}$. × 72. Ник.+. .

4. Удлиненные агрегаты ожелезненной глины, разделенные плохо сортированным песчано-алевритовым материалом. Местами внутри агрегатов присутствует небольшое количество измененного растительного вещества в соединении с гидроокислами железа (наиболее плотные и темноокрашенные участки). Слабоаридная обстановка. Обр. $\frac{5}{\text{кр.}}$. × 20. Ник.+. .

Таблица VI

Микроконкреционные образования в почвах гумидной обстановки

1. Сферолиты сидерита в оболочке из пиритизированного органического вещества. Обр. $\frac{22}{3367}$. × 160. Ник.+. .

2. Сферолиты сидерита. Обр. $\frac{24}{3367}$. × 160. Ник. И. .

3. То же. Обр. $\frac{25}{3367}$. × 400. Ник. И. .

4. Крупные сферолиты сидерита с отчетливым радиально-лучистым строением, в оболочке из пиритизированного органического вещества. Обр. $\frac{24}{3356}$. × 160. Ник.+. .

5. Сферолиты сидерита. Обр. $\frac{3}{3947}$. × 160. Ник. И. .

Таблица VII

Конкреционные образования в почвах засушливой обстановки

1. Микроконкреция из микрозернистого карбоната с отчетливо выраженным концентрическим строением. В направлении к периферии карбонатный материал начинает переслаиваться органическим веществом с прогрессивно нарастающей примесью гидроокислов железа. Вмещающая порода – ожелезненная глина. Обр. $\frac{49}{7803}$. × 72. Ник.И. .

2. То же. Ник.+. Видно волнистое погасание.

3. Микроконкреция из микрозернистого карбоната с характерными трещинами (септария). Периферическая часть сложена органическим веществом, тонкая внешняя оболочка – карбонатом. Обр. $\frac{49}{7803}$. × 72. Ник. И. .

4. Конкреция, состоящая из нескольких слившихся карбонатных микроконкреций в оболочках из органического вещества с примесью гидроокислов железа. Внутри отдельных микроконкреций видны концентры из карбоната различной размерности кристаллов.

Обр. $\frac{50}{7803} \times 30$. Ник. II.

Таблица VIII

Конкреции в почвах засушливой и слабоаридной обстановок

1. Конкреция, сложенная зонарными ромбоэдрами доломита. Черное вещество в периферической части конкреции, в трещинах центральной части и в середине некоторых ромбоэдров – гидроокислы железа. Обстановка засушливая тяготеющая к слабоаридной.

Обр. $\frac{30}{7803} \times 30$. Ник. II.

2. Карбонатная конкреция, состоящая из слившихся мелких конкреционных образований в оболочках из гидроокислов железа, которые слагают также их внутренние концентры. Карбонат представлен преимущественно ромбоэдрами доломита. В центральной части наиболее крупного стяжения – дутигенный кремнезем. Слабоаридная обстановка. Обр. $\frac{8}{7803} \times 72$. Ник. II.

Особенности механического состава почв

3. Плохо сортированные, корродированные обломочные зерна песчано-алевритовой размерности среди обильного глинистого цемента. Обр. $\frac{26}{3970} \times 160$. Ник. II.

4. Внедрение глинистого материала по корневым остаткам в алевролит крупнозернистый. Обр. $\frac{9}{8627} \times 30$. Ник. +.

Таблица IX

Электронно-микроскопические снимки глинистой фракции почвы $\frac{21-25}{3367}$

1. Исходная порода. Наблюдаются большое количество "щепковидной" гидрослюда и крупная пластинка аллотригенного каолинита. Обр. 25а. $\times 13\ 300$.

2. Крупная, хорошо ограниченная непрозрачная пластинка – возможно, дикиит. Обр. 25. $\times 12\ 000$.

3. То же. Видна трубочка галлуазита.

4. Верхний горизонт почвы. Много тонкодисперсного, сравнительно плохо ограниченного каолинита. Обр. 21. $\times 12\ 000$.

5. То же. Видна гидратация пластинчатой гидрослюда.

6. То же. Тонкодисперсный каолинит и трубочка галлуазита. $\times 13\ 300$.

- Герасимов И.П. 1961. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т.1. М., Изд-во АН СССР.
- Глазовская М.А. 1956. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. — В кн.: Вопросы географии. (Сб. статей к XVIII Междунар.геогр. конгрессу). М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Градусов Б.П. 1971а. Зависимость между значениями d/n базальных рефлексов и содержанием слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда-сметитового типа. — Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Градусов Б.П. 1971б. Рентгеноструктурные методы изучения смешаннослойных минералов. — Почвоведение, № 2.
- Грим Р.Е. 1959. Минералогия глин. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Дриц В.А., Муравьев В.И., Шутов В.Д. 1966. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн.7. Изд-во Львов. ун-та.
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В. 1959, 1960. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч.1-2. Труды ГИН АН СССР, вып.15.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. 1960. Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР.
- Казицин Ю.В., Рудник В.А. 1968. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., "Недра".
- Ковда В.А. 1965. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов. — Почвоведение, № 1.
- Ковда В.А., Самойлова Е.М. 1966. О возможности нового понимания истории почв Русской равнины. — Почвоведение, № 9.
- Корина Н.А., Фаустова М.А. 1963. К вопросу о микростроении ледниковых отложений почв. — Почвоведение, № 9.
- Лапин А.А. 1970. Геохимическая характеристика самовозгорающихся углей Донецкого бассейна. — В кн.: Новые данные о геологии и полезных ископаемых Ростовской и сопредельных областей. Материалы конференции. Тезисы докладов. Ростов н/Д.
- Личков Б.Л. 1944. Осадкообразование, его причины и следствия. — Почвоведение, № 1.
- Логвиненко Н.В. 1968. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М., "Наука".
- Михайлов Б.М. 1968. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В кн.: Материалы совещания в Львове 1957 г. Изд-во Львов.ун-та.
- Морозова Т.Д. 1962. О применении микроморфологического метода при изучении ископаемых почв. — Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
- Морозова Т.Д. 1963. Микроморфологическое изучение погребенных почв. — Почвоведение, № 9.
- Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. 1962. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР.
- Перельман А.И. 1968. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., "Недра".
- Сташук М.Ф. 1968. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., "Недра".
- Уивер Ч.Е. 1962. Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. — В кн.: Вопросы минералогии глин. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Феофилова А.П. 1966. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в западном Донбассе. — Труды ГИН АН СССР, вып. 140.

- Феофилова А.П. 1972. Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом. – *Литология и полезные ископаемые*, № 5.
- Феофилова А.П., Левенштейн М.Л. 1963. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. – *Труды ГИН АН СССР*, вып. 73.
- Чалышев В.И. 1968. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях. – *Докл. АН СССР*, 182, № 2.
- Чалышев В.И. 1970. Сероцветные почвы гумидного климата уфимского века пермского периода. – *Почвоведение*, № 5.
- Brewer R. 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. N.Y., Wiley and Sons.
- Brown G., MacEwan D.M.C. 1950. The interpretation of X-ray diagrams of soil clays. Pt 2. – *J. Soil Sci.*, 1.
- Huddle J.W., Patterson S.H. 1961. Origin of Pennsylvanian underclay and related Seat Rocks. – *Bull. Geol. Soc. America*, 72, N 11.
- Jones R.I., Beaver A.H. 1964. Aspect of catenary and depth distribution of opal phytoliths in Illinois soils. – *Soil Sci. Soc. America Proc.*, 28, N 37.
- Keller W.D., Wescott J.F., Bledsoe A.O. 1954. The origin of Missouri fireclays. – In: *Clays and clay minerals. Proceedings 2-d National Conference*. London, Pergamon Press.
- Keller W.D. 1968. Flint clay and a flint clay facies. – *Clays and clay minerals*, 16, N 2.
- Kubiena W. 1938. *Micropedology*. Ames. Iowa.
- Patterson S.H., Hosterman J.W. 1960. Geology of the clay deposits in the Olive Hill district, Kentucky. – In: *Clays and clay minerals. Proceedings 7-th National Conference (Monogr. 5)*. London, Pergamon Press.
- Pons L.J. 1964. A quantitative microscopical method of pyrite determination in soils. – In: *Summarizing of Papers (2-th Intern. Working Meeting of Soil Micromorphology)*. Netherland, p. 56.
- Schultz L.G. 1958. Petrology of underclays. – *Bull. Geol. Soc. America*, 69.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Общая характеристика изученных ископаемых почв Донецкого бассейна	7
Микроморфологические особенности почв	21
Механический состав почв, особенности его изменения	34
Кремнезем в почвах	39
Глинистое вещество в почвах и исходных породах	43
Изменения химического состава вдоль почвенного профиля	59
Особенности миграции элементов в пределах почвенных профилей разного типа	69
Генетические группы почв различных палеоклиматических обстановок	79
Заключение	88
Таблицы I—IX	89
Литература	101

CONTENTS

Introduction	5
The general characteristics of some fossil soils of the Donetsk basin	7
Micromorphological peculiarities of soils	21
Mechanical composition of soils, peculiarities of its changes	34
Silica in soils	39
Clay substance in soils and initial rocks	43
Changes in chemical composition along the soil profile	59
Peculiarities of migration of elements within the soil profiles of different types	69
Genetic groups of soils in various paleoclimatic conditions	79
Conclusions	88
Tables I—IX	89
References	101

Аркадия Павловна Теофилова

**ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ КАРБОНА
И ПЕРМИ ДОНБАССА**

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства И.М. Ерофеева
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати 21/2 - 75 г. Т - 03042.
Усл.печ.л. 9,8. Уч.изд.л. 9,4.
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1.
Тираж 800 экз. Тип. зак. 1658
Цена 94 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

