

А. К. АРИОНОВ, В. А. ПРИКЛОУСТЫЙ,
В. В. АИАНЕЦ

Лёссовые породы
и их строительные
свойства

ГОСГЕОЛТЕХИКАЛАТ

А. К. ЛАРИОНОВ, В. А. ПРИКЛОНСКИЙ,

В. П. АНАНЬЕВ

ЛЁССОВЫЕ ПОРОДЫ СССР И ИХ СТРОИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1959

ПРЕДИСЛОВИЕ

Лёссовые породы, занимающие в пределах Советского Союза большие площади, представляют собой один из важнейших типов четвертичных отложений. Изучение этих образований имеет большое значение как для решения многих вопросов четвертичной геологии, так и для разрешения ряда важнейших практических проблем инженерной геологии.

В настоящей работе обобщен материал по изучению различных сторон лёссовой проблемы, а также изложены основные результаты многолетних исследований авторов. Особое внимание уделено вопросам инженерной петрографии лёссовых пород и их инженерно-геологической характеристике.

Настоящая книга является первой частью труда «Лёссовые породы и их строительные свойства», в которой рассматриваются общие положения. Вторая часть будет представлять собой региональную характеристику лёссовых пород различных районов Советского Союза.

Главы 8 (разделы «Пластичность и консистенция» и «Коллоидные свойства»), 9 и 13 написаны В. А. Приклонским, главы 4 и 12 — В. П. Ананьеву, «Плывунность» в 11 главе — Л. К. Танкаевой. Остальные главы составлены А. К. Ларионовым.

Авторы считают приятным долгом выразить благодарность профессору С. С. Морозову за просмотр рукописи и ценные замечания.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
3	6 снизу	Ананьеву	Ананьевым
12	18—19 снизу	покров этой	«покров в этой
55	18 сверху	CaS'_4	$CaSO''_4$
62	5 снизу	отличаются только со-	отличаются содержанием
80	6 снизу	держанием	—
93	3 сверху	среднесильные	пикотит
129	7 снизу	покотит	Н. П. Флоров
137	13 сверху	Н. П. Фролова	0,005
147	1 сверху	0,00	Рис. 50. Плотные
154	7 снизу	Рис. 50. Среднеплотные	молекулам воды
163	17 сверху	слоям воды	трех
169	6 сверху	двух	0,06
175	15 сверху	0,0,6	желательным
189	15—16 снизу	обязательным	типа
216	16 сверху	тина	> 18%
229	4 сверху	18%	и незначительной спо-
		и способностью	собностью
246	15 сверху	Н. Я. Денисовым	Н. Я. Денникова
252	1 графа, 6 сверху	0,25	> 0,25
269	13 сверху	10 г/л	1,0 г/л
280	8 сверху	$CaCO_3 \cdot H_2O$	$CaCO_3 + H_2O$
336	4 сверху	(h—h ¹)	(h—h ₁)
336	12 сверху	(h—h ¹)	(h—h ₁)
340	11 сверху	фундаментов в виде	фундаментов, выполнен-
			ных в виде
350	28 снизу	Материалы характе-	Материалы к характери-
		ристики	стике
363	2 снизу	Bollen R. F.	Bollen K. E.
364	1 сверху	Petrology	Petrology
364	10 сверху	Granman	Granman
364	15 сверху	Zusammensetzung	Zusammensetzung
364	23 снизу	Meriae Culie	Mariae Curie
364	22 снизу	Pettirhn	Pettijohn
364	13 снизу	Peria	Peoria
364	13 снизу	Knsas	Kansas
364	10 снизу	combared	compared
364	3 снизу	№ 5	№ 5, 1945

ВВЕДЕНИЕ

Лёссовые породы являются одним из наиболее распространенных типов континентальных четвертичных отложений. Площадь, покрытая ими, на территории Советского Союза достигает 3,3 млн. км², что составляет около 14% континентальной поверхности страны. Сплошным покровом они лежат на большей части территории Украинской ССР и юга Европейской части РСФСР. Обширные площади покрыты лёссовыми отложениями в Средней Азии, Закавказье и Западной Сибири. Они встречаются в Белоруссии, Якутии, Поволжье, центральных и северных областях Европейской части РСФСР и в других районах Советского Союза.

В последние 30 лет было установлено, что лёссовые породы обладают рядом своеобразных физических и механических свойств. Особенно важно их свойство изменять структуру при увлажнении, что сопровождается опусканием поверхности — явление, получившее название просадки.

Изучение лёссовых отложений необходимо для решения ряда важнейших теоретических вопросов, касающихся истории четвертичного периода. Этапы формирования современного облика фауны и флоры не могут быть полностью выявлены без изучения органических остатков, захороненных в лёссовых толщах.

Развитие человека и его предков от обезьяно-людей до современного типа теснейшим образом увязывается с временем накопления лёссового покрова.

Решение важнейших палеоклиматических и палеогеографических вопросов для четвертичного периода в значительной степени связано с исследованием лёссовых толщ.

Формирование современного рельефа степной и лесостепной зон Советского Союза до некоторой степени также зависит от ряда специфических свойств лёссового покрова.

Большой теоретический и практический интерес для агропочвоведения представляет изучение лёссовых отложений как материнской породы наиболее плодородных почв земного шара — черноземов и сероземов.

Изучение лёссовых пород для нужд строительства представляет собой важную народнохозяйственную задачу. Это вытекает прежде всего из того, что они являются одним из главнейших типов естественных оснований для промышленных и гражданских зданий и сооружений.

В резолюции Всесоюзного совещания по механике грунтов, основаниям и фундаментам, проходившем в г. Горьком в 1953 г., отмечалась необходимость дальнейшего углубленного исследования лёссовых грунтов как оснований сооружений. При строительстве дорог, плотин, дамб и других дорогостоящих сооружений лёссовые породы служат не только основанием, но и материалом для земляных насыпей. Достаточно сказать, что десятки крупнейших плотин возведены из лёссовых грунтов: Цимлянская, Сталиногорская, Боз-Суйская и др. Проведение каналов в лёссовых отложениях является другой, не менее сложной инженерной задачей. Наконец, лёссовые породы выступают в качестве важнейшего строительного материала. В этом направлении изучение их весьма перспективно. Так, помимо общеизвестного широкого применения лёссовых пород в качестве сырья для производства различных типов кирпича и черепицы, их можно использовать в качестве сырья для камнелитейной промышленности, применять как добавки к строительным растворам. В результате работ И. С. Концепольского и А. И. Милоградского из лёссовидных суглинков Каттакурганского и Нукусского месторождений получен эль-цемент.

Можно предполагать, что легкая доступность, широкая распространенность и значительная однородность сделают лёссовые отложения одним из экономически наиболее выгодных видов сырья для получения комплекса строительных материалов.

Таким образом, распространение, положение в стратиграфическом разрезе, специфические свойства и большое практическое и теоретическое значение делают лёссовые породы важнейшим объектом для исследования.

Главными направлениями изучения лёссов являются: 1) общегеологическое — познание их происхождения, истории развития, стратиграфии и распространения; 2) петрографическое — выявление их состава и структурных особенностей, без которых немислимо познание природы специфических свойств этого комплекса пород; 3) инженерно-геологическое — исследование физических и механических свойств, физико-геологических явлений и инженерно-геологических процессов, возникающих в лёссовых породах; сюда же относятся вопросы мелиорации лёссовых пород; 4) педологическое — изучение лёссовых пород как материнской породы комплекса почв; лёссовые породы рассматриваются также как один из типов древних почв; 5) геоморфологическое — исследование лёссовых толщ как одного из факторов, влияющих на формирование современного рельефа.

Перечисленные вопросы должны изучаться соответственно

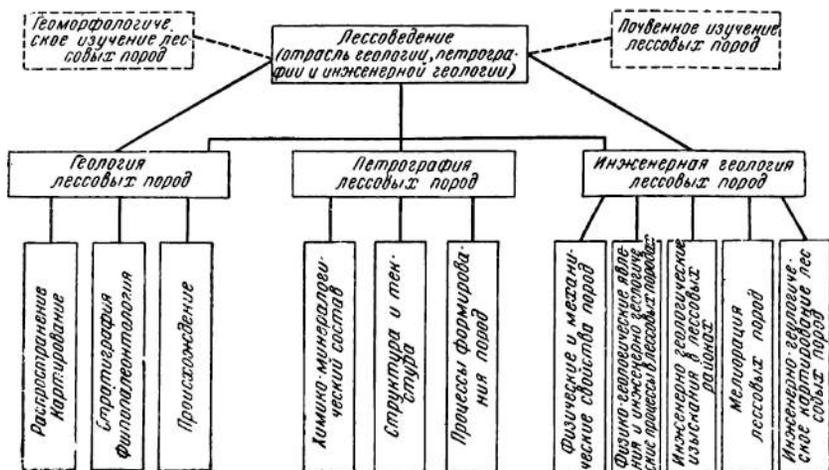


Рис. 1. Схема подразделений «лёссоведения»

геологией четвертичных отложений, петрографией, инженерной геологией, почвоведением и геоморфологией.

В настоящее время подавляющее большинство геологов пришло к выводу о необходимости комплексного изучения лёссовых пород. Одностороннее исследование их оказывается недостаточным для широких обобщений и выводов.

Большое теоретическое и практическое значение изучения лёссовых пород, а также необходимость комплексного исследования их заставляют говорить об отрасли геологии, названной академиком В. А. Обручевым (1948) «лёссоведение».

Из вышеоказанного вытекает, что в лёссоведении должно быть три раздела: геологический, петрографический и инженерно-геологический. Наличие теснейшей связи между этими разделами не вызывает сомнения. На рис. 1 приведена схема деления лёссоведения на разделы и отделы, охватывающие основные задачи изучения лёссовых пород.

Лёссоведение теснейшим образом связано со смежными науками: с одной стороны с почвоведением и геоморфологией, а с другой — с рядом технических наук.

Обратимся к истории исследования лёссовых пород Советского Союза. Широкое распространение лёссовых пород предопределило особый интерес ученых и практиков к этим образованиям. Только в Советском Союзе написано свыше 1000 работ, посвященных вопросам, связанным с этими своеобразными четвертичными отложениями. Особенно обширна литература, посвященная вопросу происхождения лёсса, получившему название «проблема лёсса».

История изучения лёссовых отложений Советского Союза может быть разбита на три периода: первый — дореволюцион-

ный, охватывающий значительный промежуток времени от середины XIX в. до Великой Октябрьской революции. Он характеризуется постепенным развитием интереса к лёссовым породам и появлением отдельных работ, связанных с описанием их геологических особенностей. В этот период возникают главнейшие гипотезы о происхождении этого комплекса отложений. Первой работой, в которой рассматривались лёссовые породы России, относимые в то время к «наносам», по праву считается труд Н. Д. Борисяка (1867), в котором описаны лёссовые отложения, распространенные от Северного Донца до Дона.

Особое значение в дореволюционный период имели работы А. П. Павлова, впервые давшего их генетическую классификацию и являющегося по существу основоположником изучения четвертичных отложений. Его перу принадлежит ряд работ о делювиальных и пролювиальных лёссовых породах юго-восточных районов России.

Сведения о лёссовых отложениях Европейской части России и Украины приводятся в трудах П. Я. Армашевского, А. С. Гурова, А. Д. Архангельского, Н. А. Соколова, В. В. Докучаева, А. И. Набоких и др. Среднеазиатские лёссовые породы описываются в работах И. В. Мушкетова, К. И. Богдановича, С. С. Неуструева и др. Изучением сибирских лёссовых отложений, главным образом в связи со строительством транссибирского железнодорожного пути, занимались К. И. Богданович, Н. Высоцкий, В. А. Обручев, И. Д. Черский и др. Лёссовые отложения Закавказья впервые описаны в работах С. А. Захарова.

В дореволюционный период возникают основные генетические представления о лёссах, изложенные в работах А. П. Павлова, В. А. Обручева, П. А. Тутковского, В. В. Докучаева, Л. С. Берга, П. А. Кропоткина и др., появляются первые карты распространения лёссовых пород. Так, Н. Кудрявцевым (1892) была составлена подобная карта для Черниговской, Орловской и Курской губерний. В литературе этого периода встречаются первые описания просадочных явлений в районах Северного Кавказа и Средней Азии.

Второй период — послереволюционный, охватывающий отрезок времени с 1918 по 1941 г. В это время на территории Советского Союза широко развернулись геологические исследования и работы по картированию четвертичных отложений.

В годы первых пятилеток в лёссовых районах началось промышленное строительство, возведение крупных гидротехнических сооружений (Средняя Азия, Украина и Северный Кавказ), что вызвало необходимость инженерно-геологических исследований.

К 1928—1929 гг. приурочено начало глубокого изучения строительных свойств лёссовых пород, так как на ряде крупных каналов обнаружилась их способность к образованию просадок.

В послереволюционный период на основе познания физических, механических, химических и других свойств лёссов формируются главные представления об этих важных породах.

В 1935 г. в Москве впервые была проведена Всесоюзная конференция по строительству на лёссовидных грунтах, а позднее, в 1938 г., совещание по тому же вопросу было проведено в Запорожье.

В 20-х годах текущего столетия появляется ряд карт распространения лёссовых пород в Советском Союзе, составленных Л. С. Бергом и Г. Ф. Мирчинком. В 1932 г. ЦНИГРИ была опубликована карта четвертичных отложений Европейской части СССР, а в 1936 г. — карта распространения лёссовых пород в Азиатской части СССР, выполненная Геологическим институтом Академии наук СССР.

В 1935 г. П. К. Заморий, Г. Н. Молякко и др. составили карту четвертичных отложений Украины с указанием областей распространения лёссовых пород.

В этот период появляется большое количество работ, посвященных вопросам распространения, генезиса и стратиграфии лёссовых отложений (В. А. Обручева, Л. С. Берга, Г. Ф. Мирчинка, В. И. Крокоса, А. И. Москвитина, В. Г. Бондарчука, И. П. Герасимова, К. К. Маркова, Д. Н. Соболева, П. К. Замория, Н. И. Дмитриева и др.).

Как уже упоминалось, в 1928—1929 гг. началось исследование инженерно-геологических свойств лёссовых пород и возникающих в них явлений. По этим вопросам публикуются работы В. С. Гвоздева, Н. Я. Денисова, К. И. Лисицына, Ф. Л. Андрухина, В. И. Батыгина, Ф. И. Воронова, Ю. М. Абелева, Р. А. Токаря и др.

Начало третьего периода познания лёссовых отложений относится к 1943—1945 гг., когда лёссоведение сделало большой шаг вперед. Создание крупнейших гидроэлектростанций, каналов, водохранилищ, новых заводов и городов, строительство магистральных автотрасс — все это потребовало новых исследований лёссовых пород.

Общегеологическое изучение лёссовых пород в третьем периоде сосредоточивалось в четвертичной комиссии Академии наук СССР, где над решением вопросов стратиграфии и генезиса работали А. И. Москвитин, В. И. Громов и др., в четвертичной комиссии Украинской ССР, руководимой В. Г. Бондарчуком, а также в учреждениях Министерства геологии и охраны недр. В области изучения инженерно-геологических особенностей лёссовых пород большую роль в это время играли работы Н. Я. Денисова, создавшего прогрессивную теорию просадочности.

Изучение строительных свойств лёссовых оснований проводилось под руководством Ю. М. Абелева во Всесоюзном научно-исследовательском институте оснований и подземных сооружений Академии строительства и архитектуры СССР.

В 1948 г. в Ташкенте было созвано совещание по четвертичному периоду, посвященное главным образом вопросам распространения и генезиса лёссовых пород. В 1955 г. в Киеве было проведено совещание по лёссовым породам УССР, где наряду с общегеологическими рассматривались инженерно-геологические вопросы изучения лёссового покрова. Широкое развитие получило исследование минералогического состава лёссовых пород. В этой области большую роль играют работы И. Д. Седлецкого и его учеников, занимавшихся изучением коллоидно-дисперсной части лёссовых отложений.

Петрографическое исследование лёссовых пород в связи с их инженерно-геологическими свойствами проводилось И. И. Трофимовым (1953), А. К. Ларионовым (1955, 1956 и 1957).

Изучением лёссовых пород в Советском Союзе в настоящее время занимаются учреждения Академии наук СССР, кафедры геологического факультета Московского государственного университета, кафедры инженерной геологии Московского геологоразведочного института, Научно-исследовательский институт оснований и подземных сооружений Академии строительства и архитектуры СССР и ряд других исследовательских и производственных организаций (Москва), Геологический институт Украинской Академии наук и Киевский государственный университет (Киев), Геологический институт Узбекской Академии наук, кафедры Среднеазиатского государственного университета и ряд среднеазиатских производственных организаций. (Ташкент). Кроме того, лёссовые породы изучают в Ленинградском государственном университете, Минском государственном университете, Днепропетровском институте инженеров железнодорожного транспорта, Харьковском государственном университете, Ростовском государственном университете, Ростовском инженерно-строительном институте, Воронежском инженерно-строительном институте, Гидропроекте Министерства строительства электростанций и в других организациях.

Изучением лёссовых отложений занимается большой круг специалистов: Ю. М. Абелев, Н. Я. Денисов, Н. И. Кригер, Г. А. Мавлянов, В. Г. Бондарчук, А. Н. Соколовский, М. Н. Гольдштейн, И. П. Герасимов, К. К. Марков, С. С. Морозов, А. И. Москвитин, И. И. Трофимов, П. К. Заморий и многие другие.

Советское лёссоведение сейчас занимает ведущее положение в мировой науке.

Однако еще много вопросов, касающихся лёссовых отложений, остаются неясными. Особенно негерпима на настоящем этапе развития лёссоведения путаница в терминологии. Общепринятым можно считать термин «лёссовые породы», под которым понимают континентальные породы разного происхождения, содержащие более 50% фракции 0,05—0,005 мм (при микроагрегатном способе подготовки образца) и обладающие высокой пори-

стостью и наличием макропор. Это определение было принято на совещании по лёссовым породам УССР 1955 г. по предложению А. К. Ларионова. Термины «лёсс» и «лёссовидная порода», в определении которых одни специалисты основывались на генезисе, а другие — на петрографических свойствах, должны быть в ближайшее время рассмотрены на каком-либо авторитетном совещании и уточнены. В настоящее время лучше употреблять общий термин — «лёссовые породы», объединяющий понятия «лёссы» и «лёссовидные породы». От термина «макропористые» породы, как неоднократно указывалось в литературе, необходимо отказаться как от явно ошибочного, так как макропористостью могут обладать различные типы горных пород.

Под термином «просадочные явления» необходимо понимать уплотнение лёссовых пород, возникающее в результате перестроения их структуры под действием увлажнения. В соответствии с предложением Н. Я. Денисова (1951) в практику инженерно-геологических работ прочно вошло разделение этих явлений на просадки, являющиеся результатом деформаций, возникающих при увлажнении лёссовых пород только под действием собственного веса, и «дополнительные осадки», происходящие под действием давления сооружений. В обоих случаях явления имеют одну и ту же природу, отличаясь лишь типом действующей нагрузки: в первом случае это собственный вес пород, а во втором — собственный вес пород плюс вес сооружений.

В литературе широко распространено выражение «проблема лёсса», под которым до последних лет понимали решение задачи о происхождении лёссовых пород. В настоящее время круг вопросов, составляющих «проблему лёсса», значительно расширился и охватывает вопросы стратиграфии и выявления природы специфических инженерно-геологических свойств этих своеобразных отложений.

Особенностью современного этапа развития лёссоведения является применение при изучении генезиса и стратиграфии лёссовых пород новых методов исследования. В области инженерно-геологического изучения особенно большое значение приобретает выявление природы свойств, увязка физических и механических показателей пород с геологическими и петрографическими характеристиками.

Следует отметить, что значение инженерно-геологических показателей не ограничивается решением вопросов строительной техники, они все чаще используются для разрешения некоторых вопросов стратиграфии и генезиса лёссовых толщ.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Глава I

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕССОВЫХ ПОРОД

Лёссовые породы встречаются на всех континентах, но основными областями их распространения являются Европа, Азия, Северная и Южная Америка. Наиболее значительная территория занята ими в Европейской части СССР, Сибири и Китае. Лёссовый пояс в Евразии начинается на п-ове Бретань (Франция) и простирается до берегов окраинных морей Тихого океана. В Европейской части СССР северная граница распространения лёссовых пород не заходит выше 62° с. ш. (Берг, 1947). В районах Сибири они встречаются значительно севернее. М. М. Ермолаев (1932) описал лёссовидные суглинки, встреченные им на острове Большой Ляховский под 74° с. ш. Значительную площадь занимают лёссовые отложения в пределах Якутии.

Что касается южной границы распространения лёссовых пород, то в Советском Союзе она проходит почти по южной пограничной линии, в Китае — по правобережью р. Янцзы, достигая 28° с. ш.

По геоморфологическим признакам и некоторым другим особенностям можно выделить следующие области и районы распространения лёссовых пород:

1. Области распространения лёссовых пород на низменных равнинах и плитах¹.

Область делится на районы двух типов:

- а) сплошного распространения лёссовых отложений;
- б) островного распространения лёссовых пород.

¹ Плиты — невысокие плато (по Я. С. Эдельштейну).

2. Области распространения лёссовых пород в предгорьях и горах.

Здесь могут быть выделены:

- а) районы горных склонов;
- б) районы предгорных равнин и межгорных котловин.

Нет сомнения, что генетические условия образования лёссовых толщ в выделенных областях различны, поэтому и лёссовый покров в каждой из них имеет свои характерные особенности.

К областям распространения лёссовых пород на низменных равнинах и плитах относятся: Украина (без Предкарпатской предгорной равнины и Донбасса), центральные и южные районы Европейской части РСФСР (без Предкавказья), Западно-Сибирская низменность. На этих площадях лёссовые отложения имеют сплошное распространение.

К районам островного распространения относятся территории Северной Украины, Белоруссии, Смоленской, Московской и Горьковской областей, Башкирской АССР, Северного Прикаспия.

Лёссовые области на низменных равнинах и плитах отличаются следующими чертами:

1) преобладанием на обширных территориях почти сплошного распространения лёссового покрова;

2) возрастанием мощности отложений от первых надпойменных террас к водоразделам;

3) значительным постоянством (в пределах однотипных элементов рельефа) характера лёссовых пород, их окраски, минералогического состава и т. д.;

4) размещением наиболее полных в стратиграфическом отношении разрезов в пределах водоразделов.

Необходимо отметить, что во всех случаях лёссовый покров этой области отсутствует в пределах пойменных террас рек.

К областям распространения лёссовых пород в предгорных и горных районах относятся: Прикарпатская равнина и склоны Карпат, Донбасс, Предкавказская равнина и склоны Северного Кавказа, Закавказье, Средняя Азия, Предалтайская равнина и склоны Алтая.

Характерными чертами лёссовых отложений этих областей являются:

1) наличие вертикальной зональности;

2) многообразии генетических типов лёссовых отложений;

3) разнообразии пород по окраске, минералогическому составу, морфологическим особенностям и т. д.;

4) распространение на определенных геоморфологических участках;

5) залегание наиболее мощных толщ в депрессиях; в пределах склонов мощность толщ лёссовых пород быстро уменьшается по мере увеличения высоты;

б) размещение стратиграфических наиболее полных разрезов в пределах депрессий.

На схематической карте (рис. 2) показаны границы распространения лёссовых пород на территории Советского Союза.

При рассмотрении распространения лёссовых пород по вертикали можно говорить о наличии двух границ: нижней, соответствующей минимальным отметкам залегания толщи, и верхней, проведенной по наибольшим отметкам распространения лёссовых отложений.

Нижняя граница распространения лёссовых пород на территории Советского Союза имеет отметку минус 5 м. На этой отметке при бурении были встречены лёссовые отложения, погребенные на дне Азовского моря в районе современных погружений Южного Приазовья. Областью низкого залегания лёссовых пород, кроме Южного Приазовья, является Северный Прикаспий. Здесь лёссовые породы, представленные лёссовидными суглинками и супесями, были встречены шурфами и скважинами на отметках плюс 0,11 — 4 м. Таким образом, наиболее низкое положение описываемые породы занимают в районах интенсивных современных движений земной поверхности, приуроченных к Азовскому и Каспийскому морям.

Верхняя граница залегания лёссовых пород в предгорных и горных районах различных частей Советского Союза находится на разных отметках.

В табл. 1 приведены наибольшие высоты, на которых встречены лёссовые отложения в пределах различных горных систем (по данным разных исследователей).

Из табл. 1 видно, что лёссовые породы в горных областях Советского Союза распространены на высотах от 400 до 4500 м.

Таблица 1

Горные системы	Верхняя граница распространения лёссовых пород (абсолютная высота в м)	Ф. и. о. исследователя	Год
Карпаты (северный склон)	400—500 (предположительно)	И. Л. Соколовский	1955
Северный Кавказ	1300—1500	А. К. Ларионов	1955
Закавказье	1200—1300	Д. М. Мшвениерадзе	1950
Таджикистан (горные районы Памира)	4500	И. И. Трофимов	1953
Памир	3200	Г. А. Мавлянов	1953
Зайлиийский Алатау	2000	М. И. Ломонович	1953
Юго-Восточный Казахстан	2000—2400	В. Г. Терebinский	1953
Северные и Западные цепи Тянь-Шаня	2000—2500	Н. И. Кригер и М. Р. Москалев	1953
Киргизский хребет	2000	Н. И. Кригер	1951

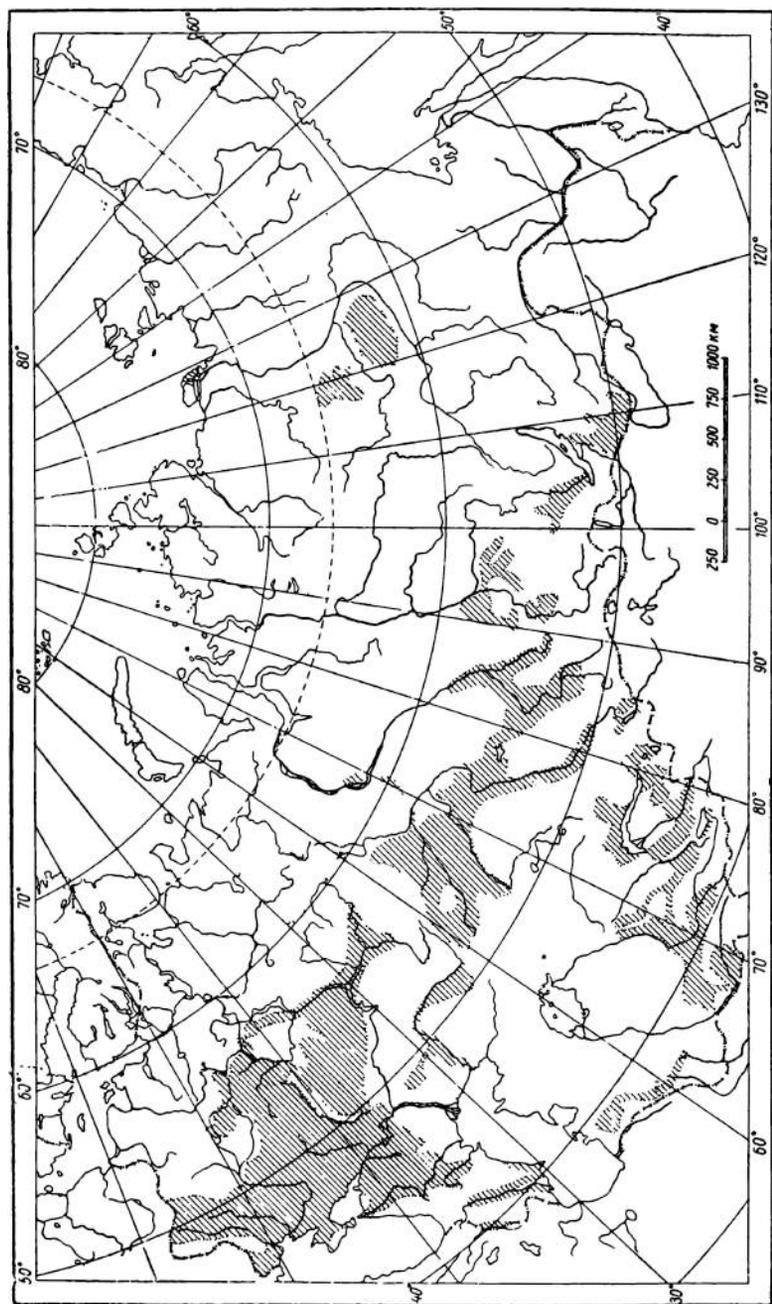


Рис. 2. Схематическая карта распространения лёссовых пород на территории Советского Союза

В характере верхней границы залегания лёсса отмечается следующая закономерность: наиболее низкое положение она занимает в западных частях страны и, наоборот, наиболее высокое — в районах Средней Азии.

Подобная закономерность вытекает, в первую очередь, из климатических особенностей этих районов. Чем засушливее климат в данной горной местности, тем слабее воздействие эрозионных факторов и энергичнее течение процесса облёссования пород. Это является главной причиной более высокого расположения границы лёссовых пород в районах Средней Азии. В областях с более влажным климатом (Карпаты и Кавказ) верхняя граница распространения лёссовых пород располагается на более низких отметках.

В областях низменных равнин и плит наиболее высокие отметки распространения лёссовых пород приходятся на водораздельные участки Приднепровской возвышенности (322 м), Приазовской возвышенности (327 м), Ергеней (214 м), Средне-Русской возвышенности (310 м), Приволжской возвышенности (372 м) и др.

Лёссовые породы распространены на различных по морфологии и генезису макро- и мезорельефных формах. В пределах областей низменных равнин и плит лёссовый покров развит на следующих макрорельефных формах:

1) морских аккумулятивных равнинах (Причерноморской, Прикаспийской, Западно-Сибирской и др.);

2) аллювиальных равнинах (Днепровской, Донской, Кубанской, Тобольской, Иртышской и др.);

3) озерно-аккумулятивных равнинах (Северная Украина, Северный Прикаспий);

4) ледниковых равнинах (Киевское полесье, Смоленско-Московская гряда, Приднепровская низменность и др.);

5) внутриваллиных возвышенностях и невысоких плато (Приднепровская возвышенность, Приволжская возвышенность, Ергени, Средне-Русская возвышенность и др.).

Наиболее распространенными мезорельефными формами, покрытыми лёссовыми породами в областях низменных равнин и плит, являются водораздельные гряды и плато, склоны водоразделов, холмы, увалы, надпойменные террасы речных долин, а также древние морские террасы.

Отсутствует лёссовый покров на поймах речных долин, бортовых террасах рек и на современных морских террасах.

В областях предгорий и горных систем лёссовые породы распространены на следующих главнейших макрорельефных формах:

1) предгорных наклонных равнинах (Прикопетдагской, Предкавказской, Предкарпатской и др.);

2) межгорных долинах и котловинах (Ангренской, Ферганской, Куvasайской и др.);

3) предгорных террасах, платообразных равнинах (Заилийского Алатау, Киргизского хребта и др.);

4) горных склонах (Северного Кавказа, Чаткальского хребта, Закавказья и т. д.).

Мезорельефные формы, покрытые лёссовыми отложениями в областях предгорий и гор, весьма разнообразны: надпойменные террасы речных долин, пролювиальные конусы выноса и потоки, склоны различной морфологии и др.

В ряде случаев в горных районах обнаруживаются некоторые закономерности в размещении лёссового покрова на элементах рельефа. Так, М. И. Ломонович (1953₃) указывает на наличие следующих геоморфологических закономерностей в распространении лёссовых пород в Заилийском Алатау.

1) в области крутосклонного рельефа лёсс отсутствует;

2) в области предгорий он занимает все плоские водоразделы и положительные формы рельефа.

На Северном Кавказе вторая закономерность не всегда наблюдается: в области предгорий на водоразделах лёссовый покров в ряде случаев отсутствует, покрывая лишь склоны и депрессии. Что касается первой закономерности, то она характерна для всех горных систем.

Необходимо отметить, что лёссовый покров отсутствует на Черноморском побережье Кавказа (южнее Анапы), на южном берегу Крыма, на обширных площадях, прилегающих к северо-западной части побережья Каспийского моря, в пределах крутых склонов и высокогорий, на большей части Полесья, на территории Прибалтики и севера Европейской части СССР, на обширных площадях севера Сибири и Дальнего Востока.

Во всех случаях пойменные террасы, а иногда и нижние надпойменные террасы, являются безлёссовыми.

Отсутствие лёссовых отложений на Черноморском побережье может служить свидетельством того, что в формировании лёссового покрова большую роль играет привнос пыли с востока (из Средней Азии и Прикаспия) и с севера (из областей четвертичного оледенения), от которого этот район защищен горными хребтами.

С другой стороны, Кавказское побережье отличается большой влажностью и значительным количеством выпадающих атмосферных осадков, что является второй причиной отсутствия здесь лёссовых отложений. Таким образом, для облессования пород, сопровождающегося образованием своеобразных структур лёссового типа, необходимы привнос достаточного количества пылеватых частиц и небольшая влажность климата. Выпадение очень большого количества осадков в условиях горных склонов ведет к интенсивному развитию эрозии рыхлых отложений и сносу лёссовой пыли в долины.

Отсутствие лёссового покрова на пойменных террасах речных долин свидетельствует о том, что в конце четвертичного

периода не происходило массового накопления лёссовых пород. Отсутствие лёссовых пород на нижних надпойменных террасах рек может указывать на то, что либо эти террасы одновозрастны с поймой, либо на наличие энергичных эрозионных процессов, уничтоживших маломощный лёссовый покров.

Отсутствие лёссового покрова в пустынных районах Прикаспия, возможно, свидетельствует о том, что эти площади освободились от моря сравнительно недавно, во всяком случае после окончания последнего этапа интенсивного отложения лёссовых осадков.

Наконец, на территории районов последнего оледенения, а также северных и восточных частей Сибири лёссовый покров не смог накопиться вследствие определенных палеоклиматических и геологических условий, существовавших здесь в плейстоцене.

Как уже отмечалось, на характер залегания и распространения лёссовых пород оказывает определенное влияние рельеф поверхности. Но имеется и обратная зависимость. В районах развития лёссового покрова образуются разнообразные рельефные формы, обязанные своим существованием рыхлости, водонестойкости лёссовых пород, а также содержанию воднорастворимых соединений в их составе. Особенно интенсивно образуются овраги, характерной чертой которых в лёссовых районах являются чрезвычайно быстрые темпы роста (по наблюдениям А. К. Ларионова, до 25—35 м в год) и развитие вертикальных откосов.

Другие формы рельефа лёссовых равнин (степные блюдца и западины) связывались К. И. Лисицыным (1932) с просадочностью лёссовых пород. И. Д. Седлецкий (1954) считает, что эта форма рельефа связана со специфическим составом коллоидно-дисперсионных минералов в составе лёссовых пород.

Польский исследователь Г. Марущак (Magusczak, 1953) связывает образование блюдец с механической суффозией и выносом из лёссовых пород воднорастворимых соединений. М. П. Воскресенский (1940) предполагает, что на образование западин наряду с просадочностью влияли различные геологические процессы (эрозия, действие ветра и т. п.).

Можно считать несомненным, что степные блюдца являются характерной микрорельефной формой, образующейся в лёссовых отложениях. Помимо блюдец, в литературе описаны явления лёссового псевдокарста.

В результате детального исследования геологического строения, минералогического состава, физико-механических свойств лёссовых толщ и анализа развитых на поверхности микрорельефных форм, образующихся в лёссовых районах, А. К. Ларионов дал классификацию этих форм по морфологическим признакам.

1. Волнистость пологих склонов. Разность отметок не превышает 0,5—0,8 м.

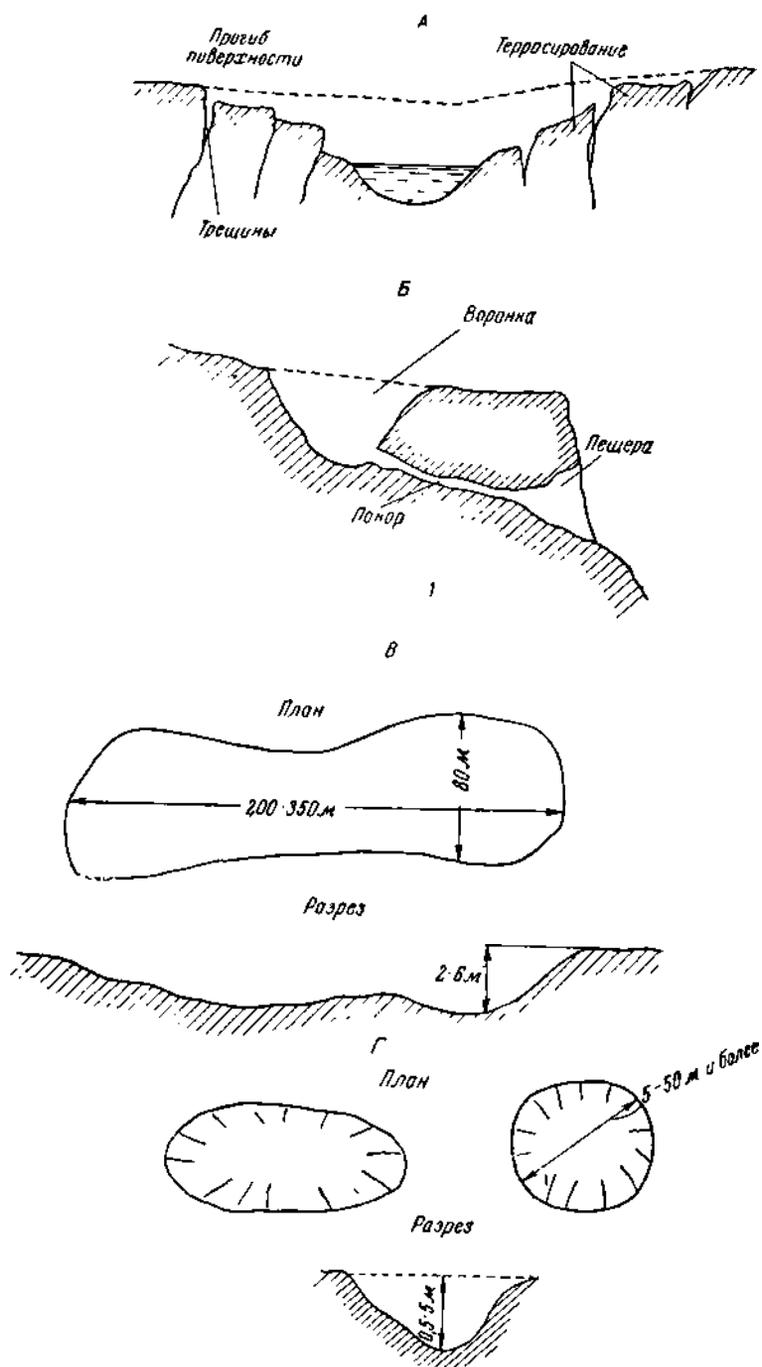


Рис. 3. Схема микрорельефных форм просадочного генезиса
 А — антропогенные формы; Б — лесовой псевдокарст; В — бессточные доли; Г — стеновые блюдца

2. Степные блюдца (округлой и эллиптической формы):
 - а) небольшие — диаметром 5—50 м, при глубине 0,5—1,5 м;
 - б) крупные — диаметром более 50 м, при глубине 1,5—5 м.
3. Бессточные доли (просадочного происхождения), достигающие длины 200—350 м, при ширине 40—80 м и глубине до 6 м.
4. Формы лёссового псевдокарста: воронки с понорами диаметром 2—20 м, пещеры высотой до 2—3 м.
5. Эрозионные формы: рытвины, овраги.
6. Антропогенные формы — просадочные трещины, террасы и прогибы вокруг водоемов, по берегам каналов и других сооружений (рис. 3).

Таким образом, на формирование рельефа лёссовых районов оказывают определенное влияние своеобразные свойства лёссовых пород.

Необходимо отметить, что развитые в районах Причерноморской равнины подовые образования, относимые одно время к формам, аналогичным степным блюдцам, как показали исследования Б. П. Булавина (1954), носят характер реликта ископаемых водоемов лиманного типа.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Характер залегания играет большую роль в расшифровке генезиса и стратиграфии лёссовых толщ. Не менее важно его изучение при инженерно-геологических исследованиях.

В настоящее время имеется богатый полевой материал, накопившийся в результате работы многих исследователей, который позволяет сформулировать главные особенности залегания лёссовых толщ:

- а) лёссовые породы, как правило, занимают покровное положение, венчая собой четвертичный разрез;
- б) для них характерно залегание на самых различных геоморфологических элементах;
- в) подстилаются лёссовые породы различными по возрасту, генезису и литологии отложениями;
- г) граница между лёссовой толщей и подстилающими осадками встречается двух типов: резкая или неясная; в последнем случае наблюдается постепенный переход одной породы в другую;
- д) мощность лёссовых отложений колеблется в широких пределах — от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров;

е) в текстурном отношении лёссовые толщи весьма разнообразны, отличаясь по характеру слоистости, наличию различных включений, прослоев погребенных почвенных горизонтов, морены и т. п.

Как указывалось, лёссовые толщи лежат на различных породах независимо от их генезиса, возраста и литологии. Примером могут служить равнины юга Европейской части РСФСР, где в речных долинах лёссовые толщи подстилаются четвертичными аллювиальными песчано-глинистыми породами, а на водоразделах и их склонах под лёссовыми толщами лежат плиоценовые отложения: красно-бурые глины (скифские), ергенинские пески, а в отдельных случаях — миоценовые пески и понтические известняки. В районах Среднего Дона подстилающими породами, кроме плиоценовых красно-бурых глин, являются палеогеновые отложения, среди которых большую роль играют полтавские пески. В пределах Воронежской области в качестве подстилающих пород служат флювиогляциальные пески, а также меловые толщи.

Е. М. Матвиенко (1957) указывает, что в районах Приднестровья лёссовую толщу подстилают третичные отложения, а местами и докембрий.

Еще более пестрая картина наблюдается в горных районах: здесь лёссовые породы на больших площадях подстилаются гравийно-галечниковыми аллювиальными и пролювиальными четвертичными отложениями, слагающими древние террасы, а также комплексом самых разнообразных пород — от кайнозоя до докембрия. Примером может служить западная часть предгорной равнины Северного Кавказа. В. П. Колесников (1933) указывает, что здесь лёссовые породы залегают в зависимости от рельефа на верхнемеловых отложениях (C_1), фораминиферовых слоях (Pg_{1+2}), майкопской свите (Pg_3), среднем миоцене (N_1^2), нижнем сармате (N_1^3), среднем сармате (N_2^3) и на четвертичных галечниках.

При решении вопроса о генезисе лёссовой толщи большое значение приобретает изучение характера границы перехода ее в подстилающую породу. Как ранее было указано, между лёссовыми и подстилающими их породами может наблюдаться или четко выраженная граница или постепенный переход. Наиболее распространен первый случай, наблюдающийся в областях низменных равнин и плит. Изучение зоны контакта между плиоценовыми красно-бурыми глинами и лёссовыми отложениями позволило выявить в районах юга Европейской части СССР (районы Криворожья, Ростова, Сало-Маньча и др.) наличие достаточно четкой границы между лёссовыми отложениями и третичными осадками. Во всех случаях (более 100 разрезов) было установлено залегание лёссовых пород на размытой поверхности красно-бурых глин. Такая же четкая граница установлена в Ергенях на контакте ергенинских песков и лёссовой толщи, в предгорьях Кавказа между древнечетвертичными галечниками и лёссовой толщей.

Наличие четко выраженной зоны раздела свидетельствует об отсутствии прямой связи между покровными лёссовыми отложениями и подстилающими их осадками. Размытая поверхность

кровли подстилающих пород свидетельствует о предшествующей этапу накопления покровных толщ эпохе интенсивного увлажнения, богатой осадками, эродировавшими древнюю поверхность.

Постепенный переход лёссовой толщи в подстилающие породы наблюдается значительно реже. Так, подобный переход лёссового покрова в элювий хвалыньских глин и, наконец, в хвалыньские глины, можно наблюдать в районах Северного Прикаспия на междуречье Волги и Урала. Здесь признаки лёссовидности (макропористость, пылеватость) постепенно исчезают на глубине 3—4 м. Лёссовые породы незаметно сменяются слоистыми нелёссовидными суглинками и глинами. Я. С. Эдельштейн (1932) описывает постепенный переход от типичных лёссов к речным слоистым пескам в долине Енисея в разрезе II террасы. В долине р. Куры, в Восточном Ставрополье, также отмечен постепенный переход лёссовых супесей в нелёссовидные супеси и пески. Лёссовые суглинистые слоистые породы, образующие покров II террасы Маныча, также незаметно переходят в нелёссовые супесчаные породы. М. П. Сахарова (1935) описала постепенный переход лёссовидных суглинков в залегающие ниже мергели в пределах Московской области.

М. Ф. Веклич (1955) для района Киева указывает на часто встречающийся постепенный переход лёсса в подстилающие породы и более редкие случаи существования резкой границы.

Во многих разрезах Западной Украины можно наблюдать постепенный переход лёссовых суглинистых пород, часто обладающих видимой слоистостью, в нижележащие суглинистые отложения, не имеющие следов облессованности. Подобный переход характерен для лёссовых пород с признаками аллювиального происхождения (обладающих слоистостью и содержащих пресноводную фауну) или имеющих элювиальное происхождение.

Мощность лёссовых отложений колеблется в значительных пределах в зависимости от географического расположения местности и геоморфологического элемента. В области низменных равнин и плит наибольшая мощность лёссовых пород приурочена к водоразделам районов их сплошного развития. В районах островного распространения мощность лёссового покрова незначительна. Так, по данным Я. Афанасьева (1924), около Витебска мощность лёссового покрова не превышает 1 м. Южнее Смоленска на ледниковых холмах можно наблюдать 3—4-метровый покров лёссовых пород, как правило подстилаемый песками. А. М. Жирмунский пишет (1925₁), что в скважине, пробуренной у г. Рославля, лёссовая толща достигает мощности 15,2 м.

В результате анализа большого количества буровых скважин автор на междуречье Уфимки и Белой установил колебание мощности лёссовых пород от 1—2 до 10—12 м. Л. С. Осокин

(1945) указывает, что на правом берегу р. Воронеж лёссовые породы залегают отдельными участками, при этом мощность их не превышает 10—12 м. М. П. Казаков (1939) описывает покровные лёссовые породы мощностью 6—7 м, залегающие в бассейне рек Суры и Мокши.

Таким образом, в центральной и северной частях Европейской части СССР, для которых характерно островное расположение лёссовых пород, мощность последних колеблется от 1—2 до 10—15 м.

В районах сплошного распространения лёссовых пород, занимающих большую часть Украины, юг Европейской части РСФСР и Западно-Сибирскую низменность, наибольшая мощность отмечена на Сало-Маньчском водоразделе, где скважинами вскрыта толща лёссовых отложений в 70—74 м.

По данным В. Гниловского и Д. Панова (1945), в бассейне р. Куры (Восточное Ставрополье) мощность лёссовых отложений достигает 100 м.

В. Г. Бондарчук (1947) указывает, что наибольшую мощность толща лёссов на Украине имеет на левобережье Днепра и в Причерноморской низменности, причем максимальные ее значения отмечались у ст. Баглей, где она равна 47,24 м.

В приднепровской части Азово-Подольской кристаллической плиты, по данным В. Г. Бондарчука, наблюдается закономерность в распределении мощности лёссовых пород: чем дальше от края ледника, тем она меньше.

Важный вопрос о характере изменения мощности лёссового покрова по элементам рельефа не имеет однозначного решения. Н. Н. Карлов (1953) указывает, что в Среднем Приднпровье наибольшая мощность лёссовых пород приурочена к водоразделам; на склонах она уменьшается на 10—15%, на V террасе — на 43—47%, на IV террасе — на 64—70%, на III террасе — на 85—88%.

Е. М. Матвиенко (1957) приходит к выводу, что наибольшая мощность лёссовых пород в южной части Среднего Приднпровья отмечается на плато, на склонах она уменьшается и, наконец, на II надпойменной террасе рр. Днепра и Самары имеет минимальные значения.

По данным А. К. Ларионова, мощность лёссовых пород в районах Доно-Маньчского междуречья, Ергеней и Нижнего Дона достигает максимума на водоразделах и минимума на I надпойменной террасе.

Примером может служить изменение мощности лёссового покрова, по данным бурения, от I надпойменной террасы Дона до вершины Сало-Донского водораздела. Здесь были установлены следующие мощности лёссовых отложений:

I надпойменная терраса	. 4 м
II надпойменная терраса	. 9 »
III надпойменная терраса	. 16 »
IV надпойменная терраса	. 33 »
Склон водораздела	. 33 »
Водораздел	. 52 »

Т. С. Кавеев (1954) приводит для участка хутора Веселый следующие данные об изменении мощности лёссовых отложений: если принять толщину на водоразделе за 100%, то на V террасе — 30% и III террасе — 12%.

Аналогичные данные приводит И. Ю. Лапкин (1946) для левого бережья Северного Донца, где мощность лёссовой толщи возрастает от нижней надпойменной террасы к плато.

Но подобная закономерность не во всех случаях выдерживается. По наблюдениям А. К. Ларионова, в верхних частях Чирско-Калитвенского водораздела мощность лёссового покрова ничтожна, и на поверхность выступают подстилающие лёссовую толщину полтавские пески. В этом районе наибольшую мощность лёссовые породы имеют на склонах.

В. Г. Бондарчук (1938, 1955) считает, что для территории УССР более характерно повышение мощности лёссового покрова от возвышенных частей к низинам.

Таким образом, для равнинной территории характерно увеличение мощности от первых надпойменных террас к водоразделам, но наблюдаются и обратные закономерности. Причины подобного разнообразия в изменении мощности лёссовых толщ следует искать в условиях генезиса и последующих процессах выветривания и переотложения лёссового материала.

В предгорных и горных районах наибольшей мощности лёссовые породы достигают в депрессиях и долинах.

По Ю. А. Скворцову (1953), максимальные толщи лёссовых пород в Средней Азии приурочены к долине р. Чирчика, где их мощность достигает 60—80 м.

М. И. Ломонович (1953) указывает, что в Заилийском Алатау глубокие депрессии заполнены толщами лёссовых пород мощностью до 100 м. Д. М. Мшвениерадзе (1950) утверждает, что в Закавказье мощность лёссовых осадков делювиального происхождения достигает 12—15 м.

Наибольшая мощность лёссовых пород в низинах, окаймленных горными хребтами, отмечена Г. А. Мавляновым (1954) в Голодной степи, где, по его данным, она превышает 130 м.

Необходимо отметить, что наиболее мощные толщи лёссовых пород, приуроченные к горным и предгорным областям, обнаружены в депрессиях Средней Азии. Для этих областей характерно увеличение мощности лёссового покрова от склонов к долинам. В этом заключается коренное отличие их от областей низменных равнин, обусловленное различием действующих генетических факторов.

В текстурном отношении лёссовые толщи характеризуются большим разнообразием. Прежде всего их можно различать по характеру слоистости. По этому признаку можно выделить следующие разновидности лёссовых пород:

I. Лёссовые породы без признаков слоистости.

II. Лёссовые породы скрытослоистые. Слоистость обнаруживается при ударах по воздушно-сухим образцам. Последние раскалываются с образованием более или менее выдержанных плоскостей.

III. Лёссовые породы слоистые (слоистость может наблюдаться визуально или с применением 5—10-кратной лупы):

1) тонкослоистые (толщина слоев не превышает 0,5 мм),

2) среднеслоистые (толщина слоев колеблется от 0,5 до 10 мм),

в) крупнослоистые (толщина слоев больше 10 мм и может достигать десятков сантиметров).

Лёссовые породы, не содержащие даже скрытых признаков слоистости, широко распространены в Среднем Приднепровье и на территории юга Европейской части РСФСР.

Скрытослоистые лёссовые породы встречаются в районах Северной Украины. Так, например, они описаны М. Ф. Векlichem (1955) в районе г. Киева. Скрытослоистые лёссовые породы встречаются также в центральных районах Европейской части РСФСР, в Приазовье. А. К. Ларионов наблюдал подобные отложения на Западно-Сибирской низменности в районе г. Тюмени.

Скрытослоистые породы встречаются также в Средней Азии — в районах Таджикистана (Трофимов, 1953). Н. И. Толстихин (1929) описывает скрытослоистые породы в Ташкентском районе.

Скрытая слоистость указывает на вторичное происхождение лёссового материала и является одним из признаков делювиального переотложения.

Слоистые лёссовые породы широко распространены в районах Западной Украины, аллювиальной равнины Кубани, Западно-Сибирской низменности, в районах предгорий и склонов Средней Азии, Кавказа и в других местах.

Тонкослоистые лёссовые породы А. К. Ларионову довелось наблюдать в районах Западной Украины. В средней части обнажения у г. Нововолочиска залегают тонкослоистые лёссовые породы, содержащие слои толщиной 0,2—0,5 мм, которые особенно хорошо видны в сухой породе вследствие появления тончайших трещин, ориентированных вдоль слоистости.

И. Л. Соколовский (1955) описывает в районе с. Крупа среднеслоистые лёссовые породы с толщиной слоев 3—10 мм. Им же приведены многочисленные описания слоистых лёссовых пород в районах Вольно-Подольской возвышенности и Предкарпатья. А. К. Ларионов описал лёссовые породы с различной слоистостью в районах Предкавказья.

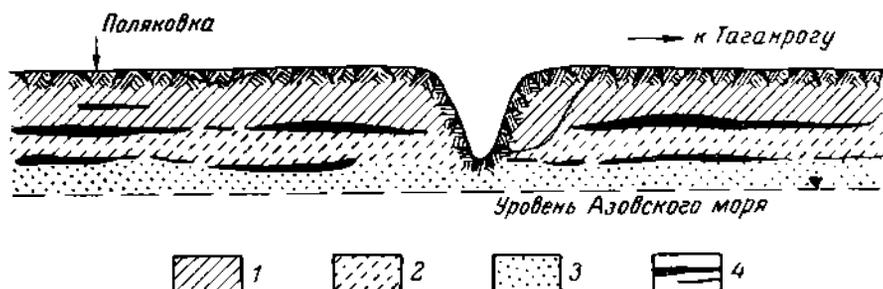


Рис. 4. Панорама части берега Азовского моря между с. Поляковка и г. Таганрогом

1 — лёссовый суглинок; 2 — лёссовая супесь; 3 — песок; 4 — погребенная почва

Г. А. Мавлянов (1953) указывает, что среднеазиатский пролювиальный лёсс часто обладает крупной слоистостью, а аллювиальные лёссовидные породы Приташкентского района — разной слоистостью.

А. И. Москвитин (1940) приводит сведения о слоистости лёссовых пород Западно-Сибирской низменности.

Слоистость лёссовых отложений несомненно является важным признаком аллювиального, пролювиального, озерного или, наконец, флювиогляциального генезиса породы.

На юго-западном склоне Ферганского хребта наблюдается оползневая слоистость лёссовых пород (Козлов, 1949). Толщина слоев здесь достигает 7 мм, длина 20—50 мм. В области иллювиального горизонта почвы слои расположены параллельно склону, а ниже — перпендикулярно дневной поверхности.

Другим текстурным признаком лёссовых пород является характерное для них пластовое залегание. Б. П. Булавин (1954₂) указывает на правильное пластовое строение лёссовой толщи Западного Приазовья, выделяя в этом районе до 12 хорошо выраженных пластов. На построенной А. К. Ларионовым на основании детальной съемки панораме берега Азовского моря между с. Поляковка и г. Таганрогом видно, что мощность пластов лёссовых пород то уменьшается, то, наоборот, увеличивается. В обрывах на этом участке то появляются горизонты «погребенных» почв, то они раздваиваются или совсем исчезают. Наконец, здесь обнаружены погребенные древние балочные долины (рис. 4). Таким образом, выводы Б. П. Булавина об отсутствии морфологических следов ископаемого рельефа суши в пределах Западного Приазовья (у г. Осипенко) неприемлемы для восточной части Северного Приазовья.

Лёссовая толща включает разнообразные прослойки. Наиболее распространены в ней так называемые ископаемые, или погребенные почвы (рис. 5). Наблюдениями установлено, что в лёссовых толщах широко распространены гумусированные прослойки

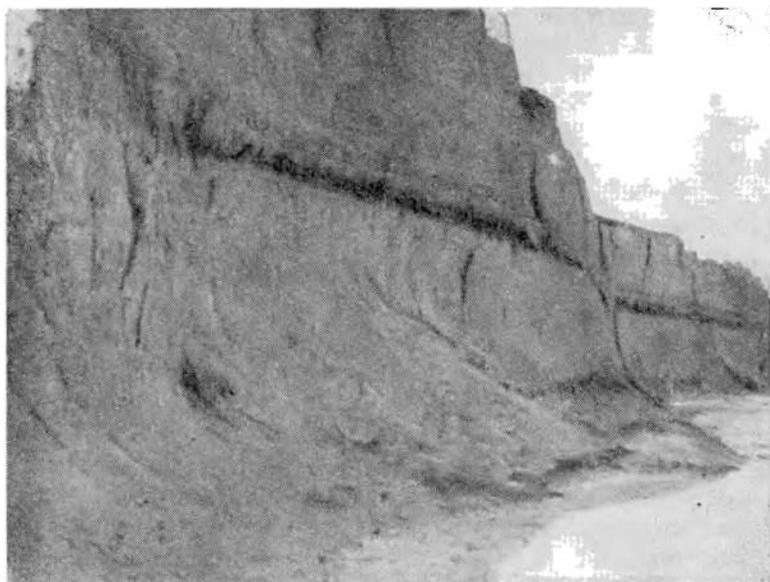


Рис. 5. Погребенные почвы в лёссовых породах Северного Приазовья

расположенным ниже четко выраженным иллювиальным карбонатным горизонтом. Их структура, окраска и состав характерны для соответствующих типов почв. На Украине В. И. Крокосом (1933) были выделены, а П. К. Заморием (1955) подтверждены пять горизонтов ископаемых почв.

В Среднем Приднепровье Н. И. Дмитриевым (1952) также описано пять горизонтов ископаемых почв.

На юге Европейской части РСФСР в лёссовых породах встречено до четырех горизонтов ископаемых почв. По данным Н. И. Кригера и М. Р. Москалева (1953₁), в Средней Азии погребенные почвенные горизонты встречаются большей частью в аллювиальных и реже делювиальных лёссовых породах. Иногда вместо ископаемой почвы встречается иллювиальный горизонт («С»), представляющий собой скопление известковистых новообразований (кулолок, белоглазки, лжегрибницы и т. п.). В этом случае можно говорить об «обезглавленных» погребенных почвах, в которых верхние горизонты смыты.

Наконец, встречаются переотложенные гумусовые горизонты. В последнем случае отсутствует нормальная последовательность почвенных горизонтов.

В районах севера УССР, а также в центре Европейской части РСФСР лёссовая толща делится мореной Днепровского оледенения на две серии: надморенную и подморенную. Морена состоит, как правило, из валунных суглинков желто-бурого или бурого цвета, часто слоистых.



Рис. 6. Развертка шурфа с кротовинами в стенках (район Дона)

В лёссовых толщах широко распространены прослой и линзы песка, галечника и гравия, мощность которых колеблется от сантиметров до нескольких метров. В районе Сало-Маньча и Ергеней подобные прослой описаны Г. Н. Родзянко (1941) как «горизонты размыва». Судя по их гранулометрическому составу, неоднородности, а в ряде случаев и слоистости, это соответствует действительности. Прослой песка и супеси встречаются также в лёссовом покрове первых надпойменных террас речных долин. Такие прослой наблюдались автором в долинах рр. Дона, Кубани, Тобола. Мощность их достигает 1—2 м. Часто встречаются прослой песка и гальки в подморенных лёссовых породах районов Днепровского оледенения на территории Украины.

В предгорных и горных районах лёссовые породы делювиального, аллювиального и пролювиального происхождения зачастую содержат линзы, прослой щебня, гальки, гравия, песка и супеси. Подобные прослой описаны во многих работах по лёссам Средней Азии (Г. А. Мавлянова, Ф. И. Воронова, Ю. А. Скворцова, М. И. Ломоновича, И. И. Трофимова, В. П. Ананьева и др.), Закавказья (С. А. Захарова, Д. М. Мшвениерадзе), Северного Кавказа (А. К. Ларионова, И. В. Попова и др.).

Большой интерес с точки зрения оценки генезиса лёссовых пород представляют прослой вулканического пепла. Толщина их колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. В Крыму и на Украине прослой вулканического пепла описаны П. К. Замориём

(1935, 1953), М. Н. Грищенко (1951), И. Д. Седлецким и В. П. Ананьевым (1956), Н. Н. Карловым (1951) и др., в пределах Нижнего Дона Г. И. Поповым (1947). В долине Кубани слои вулканического пепла в лёссовых породах обнаружены П. А. Православлевым и О. М. Аншелес (1930).

В лёссовых толщах встречаются также захороненные поды, описанные в Приазовье Б. П. Булавиным (1954₂), захороненные овраги и степные блюдца, обнаруженные А. К. Ларионовым в районе с. Поляковка в обрывах берега Азовского моря.

Лёссовые породы, залегающие на равнинах, в верхней части имеют или палевый или желто-бурый цвет, а в нижней части приобретают более темную, бурю окраску, иногда красновато-бурю и даже шоколадную. В ряде случаев наблюдаются пятна различных цветов.

В лёссовых толщах выделяются горизонты, в которых сконцентрированы те или иные новообразования: гипсы, железисто-марганцевые стяжения, карбонаты. Так, для юга Европейской части РСФСР и Украины характерно появление сульфатного горизонта, залегающего в верхнем ярусе на глубине 3—4 м от поверхности.

Наконец, наблюдаются горизонты, содержащие кротовины, червеходы и другие пустоты биогенного происхождения. На рис. 6 показана развертка шурфа в районе Нижнего Дона, в стенках которого обнаружено скопление кротовин.

Текстурные особенности лёссовых пород довольно многообразны. Изучение их имеет большое значение как для решения вопросов о возрасте и происхождении лёссовых отложений, так и для выявления ряда инженерно-геологических особенностей лёссовых толщ.

ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

О наличии зональности в распространении лёссовых пород в горизонтальном направлении на отдельных участках указывалось уже давно. Так, сведения о зональности лёссовых пород на Украине приводились А. И. Набоких (1911), Н. П. Флоровым (1916), Г. Г. Маховым (1924), С. С. Морозовым (1932), В. И. Крокосом (1927), Л. С. Бергом (1928), С. С. Соболевым (1935) и др.

Установленная этими исследователями закономерность сводится к тому, что в южных районах Европейской части СССР залегают глинистые лёссы, а по мере приближения к области оледенения содержание тонких фракций уменьшается, и порода становится более легкой по гранулометрическому составу. Наконец, в области оледенения распространены суглинистые и супесчаные лёссы, которые переходят на севере в покровные супеси, залегающие на моренном суглинке (Махов, 1924, Красюк, 1925).

Л. С. Берг (1947), считая лёссовые породы водно-ледниковы-

ми образованиями, указывает на наличие следующей зональности в распространении гранулометрических типов лёссовых пород с севера на юг: покровные супеси, лёссовидные суглинки и покровные глины, лёссы супесчаные, лёссы суглинистые, лёссы глинистые.

И. И. Трофимов (1945) предполагает, что лёссовые породы подчиняются в определенной степени общей природной зональности. Он выделяет:

- 1) лёссы зоны вечной мерзлоты (Якутия);
- 2) лёссы зоны лесов и лесостепей с высоким уровнем грунтовых вод;
- 3) лёссы степей с низким уровнем грунтовых вод;
- 4) лёссы сухих степей и полупустынь.

К. И. Лисицын (1931) полагал, что лёссовые породы присущи определенным зонам Евразии, в условиях которых их толщи мало увлажнялись.

На основании детальных полевых и лабораторных исследований А. К. Ларионов установил в пределах равнин юга Европейской части РСФСР определенную зональность в распределении лёссовых пород. Выделенные им три зоны развития лёссовых пород в общем совпадают с климатическими поясами. Лёссовые породы, обладающие высокой пористостью, малой глинистостью и большой способностью к просадке, занимают восточную и юго-восточную площади Европейской части РСФСР (Ставропольский край и юго-восток Ростовской области) и относятся к первой зоне. Эта зона характеризуется небольшим количеством атмосферных осадков (менее 350 мм в год).

В западной и северо-западной частях (Краснодарский край, Ростовская область, Каменская область) развиты более глинистые, менее пористые и слабо просадочные лёссовые породы. Эта зона характеризуется более увлажненным климатом (в течение года здесь выпадает более 450 мм атмосферных осадков).

Третья зона является переходной от первой ко второй.

Таким образом, зональность в распределении лёссовых пород несомненно имеет место. Она обусловлена тремя главными факторами: а) характером привноса первичного материала, из которого образуются лёссовые толщи (здесь играют роль как вид транспортирующего агента и расстояние транспортирования, так и направление минералогических векторов); б) климатическими условиями, благоприятными для определенных типов почвообразовательных процессов и влияющими на характер процессов выветривания; в) влиянием рельефа поверхности. Последний в горных районах является причиной интенсивного сноса материала со склонов и широкого развития делювиальных и пролювиальных процессов.

Кроме этих трех главных факторов, определенную роль играют подземные воды, при высоком залегании уровня которых возникает увлажнение лёссовых толщ, ведущее к их уплот-

нению. Подземные воды оказывают влияние также на процессы выветривания и минералообразования.

Учитывая влияние рельефа на зональность в распределении лёссовых отложений, необходимо рассматривать отдельно области равнин и плит и области предгорий и гор. Области предгорий и гор отличаются от областей равнин и плит вертикальной зональностью развития лёссовых пород, на которую впервые указал С. С. Неструев (1912) для районов Средней Азии. На опыте изучения пород Гиссарской долины И. И. Трофимов (1946) для учета влияния рельефа предложил ввести понятие фации лёссовых пород. Так, в покровных эоловых лёссах им выделены фации сухих равнин, повышенных плоскогорий, резко расчлененного рельефа и крупных склонов, замкнутых и полужамкнутых водоемов и болот, побережья рек и низких террас. В делювиальных лёссах он выделил фации верхней и нижней частей склона, а в пролювиальных лёссах — фации вершинной части конуса выноса и фации периферии конуса выноса, наконец, в аллювиальных лёссах — фации террасовой равнины, внутреннего или тылового края и внешнего края террас.

Выделение таких дробных фаций может представлять интерес при детальном инженерно-геологическом исследовании лёссовых районов.

Вопросы зональности областей низменных равнин и плит

При выявлении зональности в распределении типов лёссовых пород необходимо учитывать совокупное действие трех указанных ранее факторов.

Для равнин Советского Союза современные климатические зоны с определенным количеством атмосферных осадков установлены достаточно четко, но много неясного остается в распределении климатических условий в течение всего четвертичного периода, в частности в эпоху лёссообразования.

По среднегодовому количеству атмосферных осадков в равнинных частях распространения лёссовых пород можно выделить три климатические зоны:

1. Зона засушливая, занимающая районы Причерноморской низменности, Северного Прикаспия, нижнего течения Волги, часть Среднего Дона, Южный Урал и южную и среднюю части Западно-Сибирской низменности. Эта зона характеризуется малым среднегодовым количеством атмосферных осадков (не более 400 мм).

2. Зона умеренного увлажнения (количество годовых осадков 400—500 мм), охватывающая большую часть Западно-Сибирской низменности, Среднее Поволжье, Южное Приазовье и центральную часть Украины.

3. Зона значительного увлажнения (количество годовых осад-

ков более 500 мм) занимает Западную и Северную части Украины и центральные области Европейской части РСФСР.

Общепризнано, что в качестве главных областей выноса материала, послужившего основой для накопления лёссовых толщ в равнинных районах, явились области четвертичного оледенения и области полупустынь и пустынь Средней Азии и Прикаспия. Кроме того, большую роль играл материал, выносимый из горных областей, а также долин крупных рек.

Таким образом, на зональность лёссовых пород должна влиять удаленность тех или иных районов от основных областей выноса.

Мы сейчас не предпрещаем способ транспортирования материала, но несомненно, что вынос мог протекать как путем эолового, так и водного переноса частиц. Этот вопрос рассматривается в главе о генезисе пород.

В соответствии с расположением главных источников лёссового материала можно выделить три зоны:

1. Зона, прилегающая к ледниковым районам.

2. Зона, расположенная в отдалении от обоих главных источников выноса материала.

3. Зона, в которой преобладающее значение имеет привнос частиц из Прикаспия и среднеазиатских пустынь.

Наконец, влияние рельефа в равнинной части сводится к роли речных долин и возвышенностей (Приднепровской, Приазовской, Средне-Русской и др.). В пределах возвышенностей, вследствие более энергичной эрозии, обусловленной значительной энергией рельефа, большую роль играют делювиальные процессы.

На основании работы советских геологов, изучавших особенности лёссового покрова различных районов Советского Союза, в настоящее время схематично можно выделить следующие главные зоны развития лёссовых пород в пределах областей низменных равнин и плит:

1. Зона, расположенная в области распространения Днепровского оледенения и прилегающих к ней участков. Она характеризуется супесчано-суглинистым составом лёссовых пород, наличием морены, делящей лёссовую толщу на две части, присутствием в толще пород песчаных, галечниковых или гравийных прослоев. На значительных площадях распространены островные образования лёссовых пород вторичного происхождения, включающие гальку и гравий и во многих случаях постепенно переходящие в подстилающие слои.

К этой зоне относятся Киевская, Полтавская, Воронежская, Смоленская, Московская, Горьковская и другие области, расположенные в пределах днепровского оледенения. В климатическом отношении это область значительного увлажнения.

В пределах зоны выделяются следующие районы:

1) район островного расположения лёссовых пород;

2) район сплошного распространения лёссовых пород, который по геоморфологическим признакам делится на три подрайона: а) речных долин, б) водоразделов и в) плит (небольших возвышенностей).

2. Зона, находящаяся в отдалении от главных областей выноса. Характеризуется она суглинистым, тяжелосуглинистым и глинистым составом лёссовых пород, а также наличием значительных по мощности толщ, выдержанных на больших пространствах. К этой зоне относятся районы Южной Украины, Крыма, Приазовья, Центрального Поволжья, Западного Приуралья и Западно-Сибирской низменности.

В пределах второй зоны выделяются районы умеренного увлажнения (часть Приазовья, Нижний Дон, часть Южной Украины, Поволжье) и засушливые районы (причерноморская часть Украины и Западно-Сибирская низменность).

Внутри районов, в свою очередь, выделяются подрайоны речных долин, водоразделов и равнинных междуречий.

3. Зона, в которой преобладающее значение имеет вынос материала из полупустынь и пустынь Прикаспия и Средней Азии, а также южных горных хребтов. Для нее характерно наличие мощных толщ легкосуглинистых лёссовых пород, в которых значительная роль принадлежит минералам среднеазиатской и кавказской петрографических провинций. В эту зону входят районы Ставрополя, восточной равнинной части Северного Кавказа, Ергеней, Сало-Маньча, Южного Поволжья и Голодной степи, отличающиеся засушливым климатом. Здесь также выделяются подрайоны речных долин и водоразделов.

Переход из одной зоны в другую постепенный, что объясняется условиями накопления материала, климатическими факторами и морфологией равнин, поэтому границы зон и районов определяются только условно.

В пределах каждой зоны общность действующих факторов приводит к появлению определенного комплекса лёссовых пород.

В табл. 2 приведена классификация выделяемых в пределах областей низменных равнин и плит районов и подрайонов.

Зональность лёссовых пород областей предгорий и гор

В горных областях особую роль играет изменение условий накопления исходного материала в зависимости от высотного положения и морфологии территории. С. С. Неуструев (1912) для района Андижана выделил: 1) лёсс равнин, 2) лёсс предгорий, 3) лёсс высоких предгорий, 4) глинисто-щебенчатые наносы.

Для Заилийского Алатау М. И. Ломонович (1953₃) также указывает на наличие определенной вертикальной зональности

Главные зоны развития лёссовых пород в пределах областей низменных равнин	Районы	Подрайоны
<p>I. Зона днепровского оледенения и прилегающей к нему территории (северная часть УССР, Смоленская, Московская, Горьковская и другие области)</p>	<p>1. Островного расположения лёссовых пород 2. Сплошного распространения лёссовых пород</p>	<p>а) Речные долины б) Водоразделы в) Плиты (небольших возвышенностей)</p>
<p>II. Зона, расположенная вдали от главных областей выноса (Южная Украина, Крым, Приазовье, Западно-Сибирская низменность)</p>	<p>1. Умеренного увлажнения 2. Засушливый</p>	<p>а) Речные долины б) Водоразделы в) Равнинные междуречья</p>
<p>III. Зона, прилегающая к полупустыням и пустыням Прикаспия и Средней Азии, а также южным горным хребтам</p>	<p>1. Засушливый 2. Полузасушливый</p>	<p>а) Речные долины б) Водоразделы в) Низменные равнины</p>

в распределении лёссовых пород, которая сводится к повышению глинистости пород с высотой.

В. Г. Терebinский (1953) приходит к выводу о вертикальной зональности в распределении лёссовых пород в Юго-Восточном Казахстане. Он отмечает, что на высоте 1200—1700 м количество глинистых фракций увеличивается до 20—24%, а на высоте 1700—2300 м достигает 25—32%. Б. А. Федорович (1948) подобное явление увязывает с направлением преобладающих ветров и расстоянием от областей выноса.

Н. И. Кригер и М. Р. Москалев (1953,) для северного склона Киргизского хребта приводят обратную зависимость увеличения количества песчаных фракций с высотой.

Большое значение для зональности распределения лёссовых пород имеет ориентировка хребтов по отношению к областям выноса. Особенно ярко отражается влияние областей выноса в районах Северной Киргизии.

В. П. Ананьев и В. А. Вахрушев, работая в 1950 г. в долине р. Чу и Иссык-Кульской котловине, установили, что лёссы здесь развиты преимущественно на склонах и террасах со стороны, обращенной к областям выноса, которыми являются для долины р. Чу пустыня Муюнкум, а для Иссык-Куля — пустыня Гоби. По направлению к областям выноса увеличивается мощность лёссовых толщ и укрупняется их гранулометрический состав.

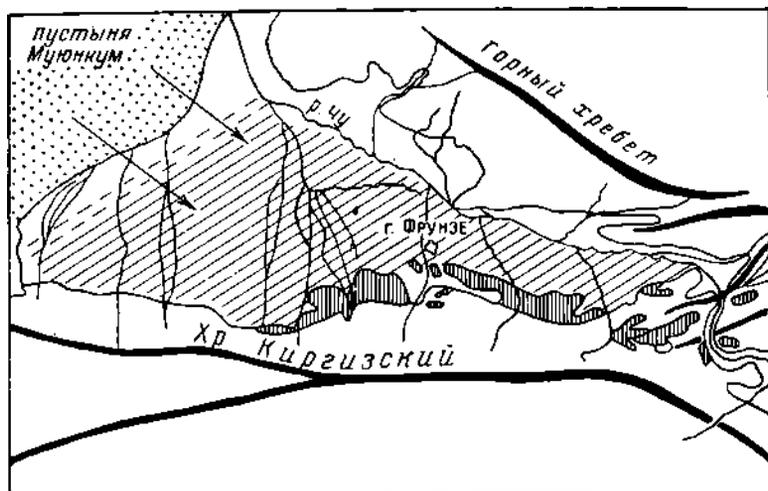


Рис. 7. Схема распространения лёссовых пород в долине р. Чу

1 — пески; 2 — легкосуглинистые и супесчаные лёссовые породы; 3 — средне- и тяжелосуглинистые лёссовые породы небольшой мощности; 4 — отложения, переходные от песков к лёссовым породам; 5 — направление привноса лёссового материала

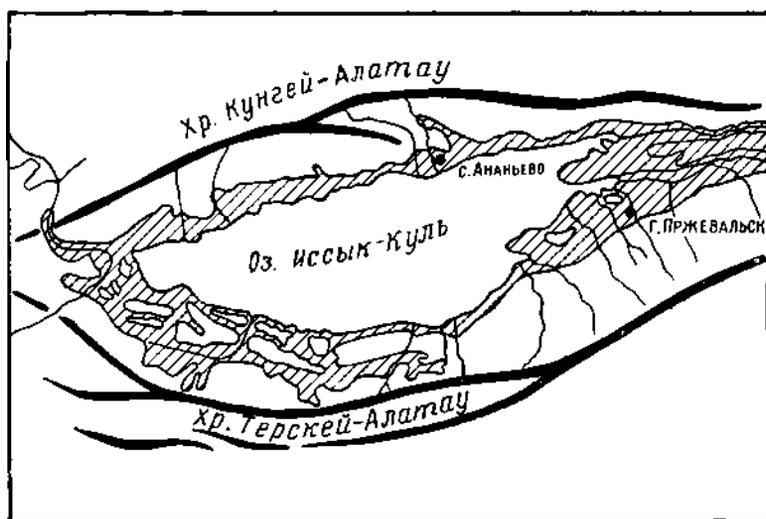


Рис. 8. Схема распространения лёссовых пород в районе оз. Иссык-Куль

Схема распространения лёсса в долине р. Чу и районе Иссык-Куля показана на рис. 7 и 8.

Подобное распространение имеют лёссовые породы и в Закавказье, где они приурочены лишь к областям, открытым на восток.

Судя по характеру лёссового покрова в районах предгорий Северного Кавказа и Копет-Дага, можно сделать вывод о наличии там определенной зональности в распределении лёссовых отложений.

На основании имеющихся материалов изучения лёссовых пород в предгорных и горных районах можно выделить следующие зоны:

I. Зона предгорных равнин и межгорных котловин, характеризующаяся сплошным лёссовым покровом значительной мощности, залегающим на различных морфологических уровнях. Так, Ф. Л. Андрухин (1937) указывает, что в Средней Азии лёссовые породы развиты по долинам рек, где они покрывают I, II, III и IV надпойменные террасы. Мощность покрова увеличивается от I к IV террасе.

М. И. Ломонович (1953₂) указывает, что в пределах Заилийского Алатау сплошное распространение и наибольшую мощность лёссовые породы имеют в районах предгорной равнины.

В восточной части Северного Кавказа сплошной лёссовый покров приурочен к аллювиальным равнинам рек Сунжи и Терек и межгорной Алханчуртовской долине.

II. Зона склонов. Здесь отсутствует сплошной покров, лёссовые породы резко переходят в участки с глинисто-щебенчатыми отложениями. Лёссовые породы отличаются пестротой состава, наличием прослоев и включений щебня, песка и дресвы. Мощность их быстро уменьшается по мере увеличения высоты и крутизны склонов. По горным долинам лёссовый покров прослеживается до значительных высот. И. И. Трофимов (1953) указывает, что в Западном Памире и Каратегине лёссовые породы прослеживаются по горным долинам до высоты 4500 м.

В пределах горных систем наибольшая мощность лёссовых отложений характерна для депрессий и котловин. Эта закономерность подтверждается при исследовании всех горных районов, а также территории Донбасса (Дубовская, 1947).

Таким образом, в горных и предгорных областях имеется местное, подчас очень сложное распределение типов лёссовых пород.

Во всех случаях зональность определяется действием трех факторов:

1) ориентировкой горных систем по отношению к главным областям выноса, которыми являются для Кавказа и хребтов Средней Азии обширные пустыни типа Каракум, Кызылкум, Муюнкум, Гоби и др.,

- 2) влиянием высотной зональности,
- 3) климатических.

При построении схемы зональности лёссовых пород в пределах определенных горных систем можно использовать понятие фации, введенное И. И. Трофимовым.

Г л а в а 2.

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ЛЁССОВЫХ ТОЛЩ

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛЁССОВЫХ ТОЛЩ И МЕТОДЫ ИХ РАСЧЛЕНЕНИЯ

Место лёссовых толщ среди других отложений определяется их покровным положением. Несомненно, вся лёссовая толща относится к осадкам четвертичного (антропогенного) периода. Остается неясным происходило ли накопление лёссовых осадков в течение всего четвертичного периода или лишь его части. На этот вопрос можно получить ответ только после установления возрастного положения постели лёссовой толщи.

Несколько усложняется решение этого вопроса неопределенностью нижней границы четвертичной системы, которая различными исследователями устанавливается по-разному. В стратиграфических схемах Г. Ф. Мирчинка (1935), К. К. Маркова и И. П. Герасимова (1939), Московского геологического управления (1946), С. А. Яковлева (1950), А. И. Москвитина (1954₂, *) и др. в качестве границы четвертичной системы принимается кровля акчагыльских отложений.

В. И. Громов (1955), основываясь на био-стратиграфическом и антропологическом принципах, предложил схему стратиграфического деления четвертичной системы, в которой нижняя граница приводится сразу же выше среднего плиоцена. По этой схеме отложения верхнего плиоцена (акчагыл и апшерон) полностью относятся к низам четвертичной системы. А. И. Москвитин (1956) поддерживает такое снижение границы четвертичной системы, указывая, что морскими аналогами древнечетвертичных оледенений (окского и березинского) на территории Европейской части СССР являются отложения акчагыльской и апшеронской трансгрессий. Эту же точку зрения отстаивает на основании анализа обширных флористических данных В. П. Гричук (1956).

Изменение положения нижней границы четвертичной системы было поддержано на XVIII международном геологическом конгрессе, а также на II геологическом совещании в Варшаве в 1956 г. (Громов, 1956).

Лёссовые толщи, по представлениям Г. Ф. Мирчинка, С. А. Яковлева и др., относятся к осадкам, формировавшимся в течение большей части четвертичного периода. При этом ниж-

няя их граница совпадает или приближается к нижней границе четвертичной системы.

С точки зрения В. И. Громова, лёссовые породы являются отложениями среднего отдела четвертичной системы — плейстоцена, и их нижняя граница расположена на эоплейстоценовых осадках. В. Г. Бондарчук (1955) в своей стратиграфической схеме четвертичных отложений юго-западной части Русской равнины также отнес лёссовую толщу к отделу ледникового плейстоцена, считая, что накопление лёссовых осадков началось с эпохи днепровского оледенения. Кстати сказать, скифский ярус (красно-бурые глины) он относит к низам четвертичной системы.

Интересна в связи с вопросом о положении лёссовых отложений стратиграфическая схема четвертичных отложений, предложенная для территории Узбекской ССР Ю. А. Скворцовым (1953). Он разделил их на три отдела: долёссовый, лёссовый и послелёссовый. Это расчленение базируется на предположении о плейстоценовом возрасте лёссовых пород.

В связи с вопросом о возрастном положении нижней границы лёссовой толщи представляют интерес находки погребенных лёссовых горизонтов («каменных лёссов») в ряде мест Советского Союза. Впервые они были описаны С. С. Неуструевым (1910), затем упоминались в работах других исследователей, в частности Н. И. Кригера и М. Р. Москалева (1953₁), которые считают, что возраст «каменных лёссов» может быть различным — от неогенового до четвертичного.

В. А. Вахрушев (1952) обнаружил погребенный лёссовый слой мощностью 6 м в Ошской области Киргизской ССР на глубине 35 м среди неоген-нижнечетвертичных отложений.

Н. И. Кириченко в 1954 г. описал погребенный лёссовидный суглинок, встреченный им под нижнечетвертичными андезитобазальтовыми лавами. Разведанная мощность суглинка около 4 м, залегает он над олигоценовыми лиларитами.

Таким образом, «каменные лёссы», очевидно, являются лёссовыми породами, накопившимися в древнечетвертичное время, а возможно, и в конце неогена, так как в то время уже существовали условия, при которых стало возможным накопление и формирование лёссовых отложений. Материалом для этих осадков могли служить продукты выветривания и местный делювий, о чем свидетельствует отсутствие следов окатанности зерен кварца и полевых шпатов в «каменных» и погребенных лёссовых породах.

Возрастное расчленение лёссовых толщ в связи с бедностью их органическими остатками весьма затруднительно. Вследствие непродолжительности времени накопления лёссовых отложений фауна и флора почти не изменились. Это вызывает определенные трудности в разработке их стратиграфии. Еще более затрудняет расчленение континентальный характер лёссовых толщ, а

следовательно, многообразие генетических условий, усложняющихся влиянием рельефов. Процессы выветривания и почвообразования маскируют, а подчас полностью уничтожают признаки генезиса пород. Общепринятая стратиграфическая схема расчленения лёссовых толщ до настоящего времени по существу отсутствует. В настоящее время для построения стратиграфических схем применяются новые методы выделения стратиграфических горизонтов: палинологический, палеоклиматологический, археологический, литолого-петрографический, геоморфологический и тектонический.

Палинологический и археологический методы дают возможность выяснить лишь общие вопросы стратиграфии, так как на больших пространствах в лёссовых толщах органические остатки и следы жизнедеятельности человека обнаруживаются в весьма незначительном количестве. Кроме того, затруднения вызывает также упомянутая выше слабая изменчивость органических форм на протяжении сравнительно малого отрезка времени накопления лёссовых отложений.

Широкое распространение на Украине получил палеопедологический метод, основанный на выделении ярусов лёссовых пород, ограниченных слоями погребенных почв. Впервые предложенный А. И. Набоких (1914), он получил развитие в трудах В. И. Крокоса (1927, 1932), Н. И. Дмитриева (1937) и П. К. Загорий (1957), которые относили образование погребенных почв к межледниковым эпохам, а ярусов лёсса — к ледниковым. Вслед за Украиной палеопедологическая основа для расчленения лёссовых толщ была принята в районах юга Европейской части РСФСР, где ее применили Г. И. Попов (1947) и Г. Н. Родзянко (1947). В других частях Советского Союза, вследствие отсутствия четко выраженных ископаемых почв, этот метод стратиграфического расчленения лёссовых отложений не нашел широкого применения.

Стратиграфическое значение погребенных почв для равнинных территорий отрицает В. Г. Бондарчук (1947), считающий, что последние отражают только изменение местных условий накопления и зависят от общей мощности лёссовой толщи. М. И. Ломонович (1953₂) отмечает, что «для горных лёссов, в условиях пересеченного рельефа, стратиграфическое значение погребенных почв практически сводится к нулю». Объясняет это он сложными условиями смыва и переотложения осадков на склонах. Н. И. Крйгер и М. Р. Москалев (1953₁), исследовавшие лёссовые породы северных и западных цепей Тянь-Шаня, приходят к выводу о невозможности построения для горных местностей стратиграфических схем, основанных на палеопедологической основе.

С. С. Морозов (1950) указывает, что гумусовые горизонты часто не являются частью погребенной почвы, а образуются в результате аккумуляции и выноса органического вещества из

почв и грунтовых вод или представляют собой первичную составную часть отлагающихся пород.

Опыт изучения автором лёссовых толщ в районах юга Европейской части позволяет сделать ряд выводов о стратиграфической роли погребенных почв:

1. Погребенные почвы в количестве 3—4 горизонтов, по данным разбуривания поперечников, пересекающих Сало-Донское и Сало-Маньчское междуречья, более или менее выдержаны только в пределах собственно водоразделов. На склонах они либо исчезают, либо прослеживаются в количестве 1—2, реже 3 горизонтов. Это позволяет считать возможным пользоваться погребенными почвами для стратиграфического расчленения лишь водораздельных частей равнин. Для склонов водоразделов они стратиграфического значения не имеют.

2. Стратиграфическое значение могут иметь только погребенные почвы с ясно выраженным «иллювиальным» горизонтом («С»). Часто встречаются гумусовые прослои без наличия этого горизонта, что указывает на их вторичное залегание, связанное с переотложением. В последнем случае они не имеют существенного значения для расчленения толщ.

3. Для предгорий и склонов Северного Кавказа погребенные почвы стратиграфического значения не имеют.

4. Погребенные почвы приобретают стратиграфическое значение только при полном разрезе лёссовой толщи; там, где встречается только один слой ископаемой почвы, установить возраст слоев не представляется возможным.

Практическое применение палеопедологического метода в съемочных работах и при инженерно-геологических изысканиях весьма затруднительно, поэтому он не нашел широкого распространения.

Геоморфологический метод широко применяется при расчленении толщ в Средней Азии (Ю. А. Скворцов, Н. И. Кригер, М. И. Ломонович и др.), в пределах Украины (В. Г. Бондарчук, И. Л. Соколовский и др.), Восточного Предкавказья (Н. И. Лупарев, Н. М. Прохоренко). В основу этого метода положен принцип разновозрастности лёссовых пород, залегающих на разных геоморфологических ступенях. Особенно большой интерес представляет стратиграфическое расчленение лёссовых толщ, залегающих на аллювиальных террасах, возраст которых может быть охарактеризован палеонтологически. М. И. Ломонович (1950) предложил выделять лёссовые комплексы, отличающиеся друг от друга возрастными особенностями, определяемыми количеством ярусов лёсса. Выделение комплексов должно основываться на возрасте подстилающих пород и геоморфологическом положении лёсса.

По такому же принципу Н. И. Кригер (1951₁) проводил исследования в районе Киргизского хребта. К сожалению, толщи

в пределах каждого из выделяемых лёссовых комплексов пока не расчленяются.

Геоморфологический метод расчленения лёссовых толщ имеет большое практическое значение, но с его помощью невозможно полностью разрешить задачу выделения возрастных групп лёссовых пород.

Большие потенциальные возможности таит в себе литолого-петрографический метод расчленения лёссовых отложений. Многие исследователи при построении местных стратиграфических схем успешно применяют его в комплексе с другими методами. Наиболее широко применяется сопоставление слоев по гранулометрическому составу. Вследствие ряда недостатков гранулометрического анализа (которые рассматриваются в главе 6) выделяются только основные разновидности пород: лёссовые глины, лёссовые супеси, лёссовые суглинки и др.

В ряде случаев стратиграфическое расчленение лёссовых толщ некоторые исследователи предлагают производить по отдельным литологическим признакам. Как уже упоминалось, в районах Средней Азии установлено присутствие «каменных» лёссов, относимых к верхам неогена (возможно, к эоплейстоцену) или к нижнечетвертичным слоям (плейстоцену). Признаками «каменных» лёссов являются, по М. П. Лысенко (1955₁), желтовато-серый и палевый цвет и высокая прочность. Сопротивление сжатию кубиков, вырезанных из монолита такого лёсса естественной влажности, достигает 35 кг/см^2 . Они макропористы и размокают в воде, распадаясь на тонкие агрегаты в течение 30—50 сек. М. П. Лысенко считает, что «каменные» лёссы могут служить в качестве стратиграфического признака нижнечетвертичных отложений. Н. И. Кригер и М. Р. Москалев (1953) предлагают выделять отдельные горизонты по числу макропор на площади 1 см^2 .

К. А. Баранов (1953) считает, что для расчленения лёссовых толщ маркирующим горизонтом может служить горизонт известковых конкреций. Так, в лёссах Днепропетровска и Харькова в качестве маркирующего он выделяет горизонт «погремушей».

В. П. Ананьев (1954₁) на основании изучения минералогического состава лёсса левобережья Нижнего Днепра установил для различных горизонтов следующие минералы-коррелятивы:

1) современная почва — монтмориллонит, андалузит, коллофанит, эгирин;

2) третий ярус лёсса — ассоциация гидрослюда — кварц, к низам яруса — гидрослюда — ферригаллуазит, а также бронзит, мусковит, хлорит;

3) третья ископаемая почва — монтмориллонит, гипс, шпинель;

4) второй ярус лёсса — ассоциации монтмориллонит — кварц, гидрослюда — кварц, монтмориллонит — каолинит, магнетит, энстатит, гипс, топаз;

5) вторая ископаемая почва — монтмориллонит, силлиманит, гипс;

6) первый ярус лёсса — ассоциации монтмориллонит — гидрослюда, гидрослюда — кварц;

7) первая ископаемая почва — монтмориллонит, шпинель.

Противоположные взгляды были высказаны М. Г. Дядченко на совещании по лёссовым породам УССР. Она утверждала, что в лёссовой толще состав крупных фракций по вертикали не изменяется. М. Г. Дядченко приходит к выводу о том, что на основании одних лишь данных минералогического анализа нельзя расчленять лёссовые отложения. Но она исследовала лишь крупные фракции, что на современной стадии развития наших представлений о лёссовых породах является недостаточным. Кроме того, широкие выводы нельзя делать на сравнительно небольшом числе образцов.

Данные минералогического анализа несомненно являются важным критерием при расчленении лёссовых отложений на отдельные горизонты. Так как материал при накоплении лёссовых толщ поступал из более или менее постоянных минералогических провинций, то стратиграфическая роль первичных минералов сравнительно невелика. В этом случае большее значение имеют вторичные минералы.

Особый интерес представляет изучение распределения коллоидно-дисперсных минералов, а также таких образований как карбонаты, гипс, лимонит и др.

Наряду с пранулометрическим составом, макропористостью и минералогическим составом пород следует учитывать петрографические характеристики пород: 1) тип структуры; 2) степень агрегированности; 3) тип макропор; 4) содержание коллоидных фракций; 5) содержание адсорбированной влаги в сухих образцах, характеризующее состав и количество коллоидно-дисперсных минералов; 6) текстурные особенности; 7) типы карбонатов; 8) цвет пород.

Кроме того, для расчленения лёссовых толщ можно применять метод меченых атомов. Автором было установлено, что разные типы лёссовых пород обладают различной способностью к поглощению изотопа кальция из растворов, что может быть использовано в качестве вспомогательного признака.

Спектральный анализ показал также присутствие в составе лёссовых пород ряда редкоземельных элементов, в том числе тория. Не исключена возможность, что в лёссовых породах находятся и некоторые типы радиоактивных изотопов, что также может служить одним из признаков для расчленения толщ.

Широкое применение литолого-петрографического метода — один из прогрессивных путей дальнейшего развития стратиграфии лёссовых толщ, в значительной степени являющихся «немыми» (не содержащими органических остатков).

Палеоклиматический метод применяется в качестве вспомогательного при выявлении главных этапов формирования четвертичных отложений. Примером его применения может служить расчленение лёссовых толщ Таджикистана, разработанное И. И. Трофимовым (1953), считавшим, что в раннечетвертичную эпоху климат не достиг достаточной аридности, поэтому отложения лёсса были незначительны. В среднечетвертичное время благодаря высокой аридности климата произошло максимальное накопление лёсса. Позднечетвертичная эпоха характеризовалась в первой половине аридным климатом, а во второй — после отступления ледников — более теплым и влажным. Лёссы накапливались в первой половине этого периода, после чего лёссовобразование фактически прекратилось.

А. Н. Вознесенский (1946) сделал попытку увязать три комплекса четвертичных отложений Украины с кривой изменения солнечной радиации Миланковича. Он дал абсолютную геохронологию четвертичных отложений территории СССР.

Для стратиграфического расчленения лёссовых толщ большое значение имеет вопрос восстановления в пределах лёссовых районов палеоклиматических условий на протяжении плейстоцена. Выявление закономерности чередования засушливых и холодных эпох с влажными и теплыми может способствовать правильному делению четвертичной системы на отделы и ярусы. Большое значение в связи с этим имеют работы А. И. Москвитина (1954_{2,3}), который, пользуясь палеопедологическим методом, анализом флоры и фауны и разработанным им методом исследования следов, оставляемых в грунтах в результате действия постоянной мерзлоты, дал обоснованную схему стратиграфического деления четвертичной системы на территории СССР, в основе которой лежит вышеупомянутое чередование холодных и теплых эпох.

Тектонический метод находит широкое применение при расчленении лёссовой толщи в предгорных и горных районах, где более четко выявляются этапы тектогенеза. Так, при расчленении лёссовых отложений Заилийского Алатау М. И. Ломонович (1953₃) выделил три отдела, обосновывая их этапами тектогенеза и трехкратным оледенением.

В. М. Синицын (1947), выделяя четыре этапа четвертичной истории Таримской впадины, в значительной степени использовал тектонические особенности формирования района. Тектонические особенности положили в основу стратиграфических схем расчленения четвертичных толщ в лёссовых районах также Н. П. Костенко, С. В. Эпштейн, Н. П. Васильковский и др.

Кроме перечисленных методов стратиграфического расчленения лёссовых толщ, большую пользу могло бы принести использование инженерно-геологических показателей. Примером их применения являются работы И. Л. Соколовского (1956), детально изучающего изменение физических и механических

свойств украинских лёссов по вертикали. При корреляции отложений вспомогательными характеристиками могут служить такие показатели, как величина просадочности, пористость, показатель K_d и др.

В заключение отметим, что расчленение лёссовых толщ в Северной Америке строится главным образом на литологической основе, изучении моллюсков и последовательности залегания погрбенных почв (Frye and Leonard, 1951).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ПО РАЙОНАМ СССР

Единая схема стратиграфического расчленения лёссовых толщ отсутствует. Больше того, нет общепризнанных схем даже для отдельных районов. На ряде значительных по площади участков стратиграфия лёссового покрова совсем не разработана. В лучшем положении находятся лёссовые толщи районов оледенения (Северная Украина, центр Европейской части РСФСР), где возможна их увязка с моренами.

Наиболее обоснованной для этих районов является схема А. И. Москвитина (1954_{2, 3}), расчленившего четвертичную систему на четыре отдела. Им выделены:

1) в эоплейстоцене два межледниковых и два ледниковых яруса — окский и верхнеминдельский, которым соответствуют сульский и тилигульский слои лёсса;

2) в мезоплейстоцене два межледниковых и два ледниковых яруса — днепровский и московский, к которым относятся слои орельского лёсса и развитой на нем почвы, а также горизонт маломощных лёссовидных суглинков;

3) в неоплейстоцене два межледниковых и два ледниковых яруса — калининский и ошашковский; им соответствуют удайский и бугский горизонты лёсса;

4) современный без подразделений.

Наибольшее количество стратиграфических схем было разработано для районов Украины. Впервые расчленил лёссовые толщи Черниговской и Полтавской губерний П. Я. Армашевский (1883). Пользуясь наличием морены, он выделил три яруса, отнеся к нижнему известковистые суглинки, к среднему — валунные отложения, к верхнему — лёсс. После этого было составлено много схем, большая часть которых была построена на палеопедологической основе. В настоящее время большим распространением пользуются стратиграфические схемы П. К. Замория и В. Г. Бондарчука.

П. К. Заморий (1955), основываясь на палеопедостратиграфии, выделяет в четвертичной системе три отдела:

1. Нижний, соответствующий ляхвинскому оледенению. К нему относятся пятый и шестой яруса лёссовых пород в районах развития шестиярусной серии лёссовых отложений, четвертый и пятый яруса и в районах развития пятиярусной серии и тре-

тий ярус в районах развития трехъярусной серии, а также миндельская ископаемая почва.

II. Средний, в который входит днепровская морена, третий и четвертый ярусы в районах развития шестиярусной лёссовой серии, третий ярус в районах развития пятиярусной серии и второй ярус в областях развития трехъярусной и двухъярусной толщ, а также миндель-рисская ископаемая почва.

III. Верхний, к которому принадлежит первый ярус лёсса и рисс-вюрмская ископаемая почва.

В. Г. Бондарчук (1955) разработал схему, в основу которой положил только одну ледниковую эпоху; им выделяются днепровская, припять-окская и полесско-валдайская стадии. Лёссовые породы вместе с ископаемыми почвами он объединяет в ярусы, каждый из которых синхроничен соответствующим стадиям оледенения. Выделенные ярусы приурочены к определенным элементам рельефа.

Все лёссовые образования, согласно взглядам В. Г. Бондарчука, накопились в среднюю эпоху ледникового плейстоцена по схеме:

Ледниковый плейстоцен	Полесский ярус	Лёсс не откладывался
	Припятский ярус	Лёссовидные суглинки с 1—2 горизонтами ископаемых почв
	Днепровский ярус	Лёсс и лёссовидные суглинки с 3—4 горизонтами ископаемых почв

На чисто палеопедологической основе построены стратиграфические схемы В. И. Крокоса (1933) и Н. И. Дмитриева (1937). В. И. Крокос выделил бугский, удайский, днепровский, орельский, тилигульский и сульский ярусы лёсса, разделенные пятью ископаемыми почвами, соответствующими межледниковым эпохам, а Н. И. Дмитриев — бугский, удайский, днепровский, тугульский и сульский ярусы.

Таким образом, существующие схемы основаны на различных исходных положениях. По ним трудно определить возраст слоев лёссовых пород в каждом конкретном случае. С другой стороны, применяя разные схемы, одному и тому же слою можно приписать различный возраст. В таких условиях корреляция отложений становится весьма затруднительной. Следовательно, задачу стратиграфического расчленения лёссовых толщ Украины пока нельзя считать решенной.

Стратиграфия лёссовых пород, слагающих равнины юга Европейской части РСФСР, разрабатывалась Г. И. Поповым (1947), Г. Н. Родзянко (1947), М. М. Жуковым (1935), Г. Ф. Мирчинком (1936), Е. В. Милановским (1930), П. А. Православлевым (1932) и др.

М. М. Жуков (1935), используя полеогеографические построения и параллелизуя лёссовые отложения Ергеней с четвертичными осадками низового Поволжья, выделил лёссовые породы ательские (континентальный горизонт хазарского яруса) и хвалынские. Первые занимают водоразделы и их склоны вплоть до верхних надпойменных террас, а вторые — склоны водоразделов и спускаются на нижние надпойменные террасы. М. М. Жуков указывает, что ательские и хвалынские лёссовые породы различить невозможно ни микроскопически, ни минералогически, ни по механическим свойствам; они отличаются лишь по геоморфологическим и до некоторой степени по гранулометрическим признакам.

Г. И. Попов (1947) и Г. Н. Родзянко (1947), пользуясь палеопедологическим методом, разработали стратиграфическую схему для Нижнего Дона, Сало-Маньича, Сало-Дона, Ергеней и Приазовья, установив на этой территории наличие трех ярусов лёссовых пород, разделенных двумя погребенными почвами. Нижний ярус они параллелизовали с минделем, средний — с риссом и верхний — с вюрмом.

Необходимо отметить, что упомянутые ярусы обнаружены А. К. Ларионовым повсеместно на водоразделах равнин юга Европейской части РСФСР, в то время как на склонах наблюдались самые различные взаимоотношения лёссовых толщ с погребенными почвами. Следовательно, если схема Г. И. Попова и Г. Н. Родзянко может быть условно принята для водоразделов, то к склонам она неприменима.

Большим преимуществом рассматриваемой территории является наличие здесь фаунистически четко охарактеризованных морских террас р. Маньича, позволяющих перейти к расчленению континентальных отложений, покрывающих эти террасы.

Г. Ф. Мирчинк (1929) указывает, что как в Приднепровье, так и в долине Кубани нижняя надпойменная терраса безлёсовая, возраст ее вюрмский. Рисская терраса покрыта лёссом, прослеживающимся до водоразделов. Это верхний горизонт между речей. Еще более высокая терраса в Прикубанье покрыта двумя горизонтами лёссовых пород и относится к минделю. Наконец, самая верхняя терраса покрыта тремя горизонтами, отлагавшимися с гюнца до вюрма.

Стратиграфическое расчленение лёссовых пород в предгорных и горных областях находится еще в начальной стадии. Наибольшее количество работ имеется по вопросам стратиграфии лёссовых отложений районов Средней Азии.

В Приташкентском районе Ю. А. Скворцов (1953) на основании морфологического анализа выделил отложения четырех циклов денудации:

1) сырдарьинского — современные осадки поймы, I и II надпойменных террас, являющиеся лёссовыми или покрытыми мало-мощными лёссами;

2) голодностепевого—слагающие III надпойменную террасу, покрытую мощной толщей лёсса;

3) ташкентского — слагающие ташкентскую террасу, покрытую мощной толщей лёсса;

4) нанайского — соответствующая терраса с поверхности покрыта значительным по мощности покровом лёсса.

Ю. А. Скворцов выделяет основную лёссовую террасу, сложенную отложениями голодностепского и ташкентского циклов денудации; отложения остальных циклов он относит к долёссовым и послелёссовым образованиям.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что Ю. А. Скворцов ограничился обоснованием своей схемы только на террасовых циклах, не увязав их ни с палеоклиматическими факторами, ни с оледенениями. Н. П. Васильковский (1935), придавая большое значение аллювиальным отложениям и роли тектонических движений, построил по тем же принципам стратиграфическую схему четвертичных осадков района Ферганы.

И. И. Трофимов (1953) на основании комплекса факторов, из которых главную роль он отвел палеоклиматическим условиям, тектоническим движениям и оледенениям, разделил всю толщу четвертичных осадков Таджикистана на четыре эпохи: 1) нижнечетвертичную (когда лёссы отлагались в незначительном количестве); 2) среднечетвертичную, характеризующуюся преобладанием аридных условий (время накопления основных масс лёсса), 3) верхнечетвертичную, в продолжение которой поднятие хребтов усилило аридность и вызвало новый этап массового отложения лёсса; 4) современную — безлёссовую.

М. И. Ломонович (1953₂) на основе анализа альпийского тектогенеза и трехкратного оледенения разделил четвертичные осадки Заилийского Алатау на четыре комплекса или отдела: 1) эоплейстоцен — лёссы и лёссовидные суглинки, слагающие верхнюю предгорную ступень и водоразделы равнины; 2) мезоплейстоцен — лёссовые породы нижней предгорной ступени, а на равнине — вторые надпойменные речные террасы; 3) неоплейстоцен — лёссовидные суглинки, слагающие предгорную наклонную равнину; 4) голоцен — безлёссовый комплекс.

Необходимо отметить, что общим для всех схем стратиграфического расчленения является выделение четырех этапов аккумуляции лёссового покрова, поэтому встает вопрос о корреляции этих этапов. Не подлежит сомнению, что возникновение оледенений явилось результатом общих изменений климатических условий, затрагивающих, по всей вероятности, всю территорию СССР, что, очевидно, увязывается с космическими причинами (И. И. Трофимов, А. Н. Вознесенский, А. И. Москвитин). В связи с этим можно ставить вопрос о составлении единой стратиграфической схемы лёссовых отложений. Такую попытку предпринял С. В. Эпштейн (1953), стремившийся увязать в

единую систему четвертичные отложения районов Тянь-Шаня. К сожалению, вследствие ограниченности имеющихся данных, положительных результатов подобные корреляции пока не дали.

Создание местных детальных стратиграфических схем расчленения лёссовых отложений и их увязка с общей для территории Европы стратиграфией четвертичных отложений — неотложная задача, которая может быть решена только при комплексном исследовании лёссового покрова с широким применением новых методов корреляции осадков.

ПЕТРОГРАФИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Комплекс лёссовых отложений представляет собой группу осадочных пород, в составе которых преобладают пылеватые фракции от 0,05 до 0,005 мм. По этому признаку упомянутую группу пород относят к алевритам.

До настоящего времени петрографическим изучением лёссовых отложений занимались недостаточно, что серьезно тормозило развитие знаний и представлений о генезисе, стратиграфии и природе инженерно-геологических свойств этого типа осадочных образований.

Многообразие видов лёссовых пород по составу и структуре не вызывает сомнений, но вследствие недостаточной изученности минералогического состава и структурных особенностей этой группы пород петрографическая классификация их до сих пор отсутствует.

Подобное положение объясняется трудностью изучения минералогического состава рыхлых мелкозернистых пород и особенно их коллоидно-дисперсной части, исследованием которой начали заниматься лишь 15—20 лет назад.

Не установлены также критерии для оценки структуры лёссовых пород. Лишь в последние годы А. К. Ларионов (1955) разработал методы выделения структурных типов лёссовых пород. Вследствие применения разнотипной методики при исследовании их гранулометрического состава — важного структурного показателя для одних и тех же образцов — получают различные результаты, которые часто оказываются несопоставимыми.

Исследования в области петрографии имеют в основном инженерное направление. На базе минералогического состава большинство исследователей стремится решать такие практические вопросы, как выявление просадочности, размываемости и условий формирования некоторых других специфических инженерных свойств лёссовых пород (Седлецкий, 1952, Ананьев,

1954, Мавлянов, 1953, Юсупова, 1958 и др.). Эта тенденция вполне понятна. Именно на пути петрографического исследования лёссовых пород и лежит выявление природы их инженерно-геологических свойств. Поэтому практика строительства требует всемерного развития инженерно-петрографического изучения этого типа отложений.

Не менее важны петрографические характеристики как коррелятивы для расчленения лёссовых толщ, о которых мы уже упоминали в предыдущем разделе работы.

При решении вопроса о генезисе лёссовых отложений, в качестве важных факторов выступают химико-минералогический состав и структурно-петрографические особенности пород.

Таким образом, петрография лёссовых пород должна составлять один из важных разделов лёссоведения.

Основными петрографическими характеристиками пород, как известно, являются: а) химический состав, б) минералогический состав, в) структурные показатели.

Несмотря на то, что начало изучению химико-минералогического состава лёссовых отложений было положено еще в прошлом столетии, до настоящего времени имеется много районов, представляющих собой в этом отношении «белое пятно». Так, почти совсем отсутствуют минералогические характеристики лёссовых пород Закавказья, Западно-Сибирской низменности и ряда других районов СССР. Особенно плохо изучен состав коллоидно-дисперсной части отложений. Из структурных показателей сравнительно хорошо исследованы лишь гранулометрический состав и пористость. Другие черты структуры лёссовых пород большей частью совсем не изучены. Поэтому одной из важных задач современной петрографии лёссовых отложений является глубокое исследование особенностей их строения.

Важнейший процесс формирования лёссовых пород — облессование — почти не изучается петрографией.

В области выявления процессов облессования успешно работают почвоведы, рассматривая лёссовые породы с точки зрения почвы, что в определенной степени оправдано, так как любая континентальная осадочная порода в субаэральной стадии существования неминуемо затрагивается процессами почвообразования.

Г л а в а 3

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Химический состав лёссовых пород представляет несомненный интерес для познания процессов, протекающих в лёссовых породах.

Дальше будут рассмотрены главные химические характеристики лёссовых пород: характер реакции суспензии, валовой со-

став, воднорастворимые соединения и состав поглощенных оснований.

Реакция среды породы в определенной степени указывает на направленность процессов выветривания и нового минералообразования. Она влияет на обменную способность пород.

В литературе часто встречаются данные о валовом и химическом составе, которые могут служить основой при сопоставлении лёссовых пород различных районов, а также оказаться полезными при выявлении состава минералов. А. Шейдиг (Scheidig, 1934), В. И. Батыгин (1938₂) сделали попытку составления схем классификации лёссовых пород по данным валовых анализов, которые не нашли широкого признания.

Определенный практический интерес представляет валовой состав с точки зрения выявления содержания отдельных элементов и соединений, например редких земель, углекислого кальция и др.

Значительно большее практическое и теоретическое значение имеет изучение комплекса воднорастворимых соединений, которые характеризуются высокой подвижностью.

В. А. Приклонский (1955) указывает, что «способность к динамике и миграции воднорастворимых соединений, возникновению и уничтожению химических соединений составляет характерную черту процессов, протекающих в покровных лёссовых отложениях, что вытекает из их размещения в зоне гипергенеза». Поэтому не случайно многие исследователи пытаются связывать количественное и качественное содержание воднорастворимых солей с некоторыми свойствами пород. Так, Ф. И. Воронов (1938) считает, что высокая пористость среднеазиатских лёссов до некоторой степени связана с расширением грунта при кристаллизации солей. Б. Б. Польшов (1934), С. В. Быстров и Л. П. Беляков (1935) также пытались объяснить высокую пористость и просадочность наличием воднорастворимых солей. Г. А. Мавлянов (1948) пришел к выводу, что просадки среднеазиатских лёссов зависят в определенной степени от качественного и количественного содержания воднорастворимых солей.

Е. Д. Рождественский и А. И. Омельченко (1954) показали, что воднорастворимые соли оказывают серьезное влияние на способность лёссовой породы к сжатию. В последнее время В. А. Приклонский (1955) предложил рассматривать воднорастворимые соли не только в твердом, но и в жидком состоянии (т. е. в грунтовых растворах), что вполне целесообразно, так как их роль в обоих случаях несомненно различна.

Не меньший интерес представляет изучение состава поглощенных катионов, которые оказывают влияние на свойства лёссовых пород. А. Н. Соколовский (1943₁) на основании исследования украинских лёссовых пород пришел к выводу о недонасыщенности их поглощающего комплекса кальцием. Это позволи-

ло ему считать, что изученные лёссы имеют эоловое происхождение, так как подобное недонасыщение возможно только при этом условии. Л. С. Берг (1947) придерживается противоположного мнения, доказывая, что поглощающий комплекс лёссовых пород полностью насыщен кальцием.

Таким образом, степень насыщенности поглощающего комплекса лёссовых пород катионами может свидетельствовать о характере генетических процессов, а также направленности облессования.

Нужно сказать, что химический состав лёссовых пород до настоящего времени изучался недостаточно. Наиболее изучены лёссовые отложения Украинской ССР, где проведено значительное количество исследований, посвященных вопросам химии лёссовых пород (Набоких, 1915; Флоров, 1916; Морозов, 1932, 1949₂; Крокос, 1926₁, 1927; Соколовский, 1921, 1943_{1, 2}; Бабинец, 1951).

Несколько меньше изучены химические характеристики лёссовых пород Средней Азии, сведения о которых приводятся в работах Ф. Л. Андрухина (1937), В. И. Архангельского и В. Д. Дмитриева (1941), Ф. И. Воронова (1938), Г. А. Мавлянова (1949₂, 1958), В. Гафурова (1953) и др.

Химический состав лёссовых пород центра и юга Европейской части РСФСР рассматривался в работах С. С. Морозова (1932, 1951₃), М. П. Казакова (1935), С. В. Быстрова и Л. П. Белякова (1935), А. К. Ларионова и А. К. Бостанджияна (1956) и др.

Очень мало данных о химических характеристиках лёссовых пород Западно-Сибирской низменности, Алтая, Закавказья и некоторых других районов.

РЕАКЦИЯ СРЕДЫ

При изучении реакции среды определяется рН как водных вытяжек, так и суспензии породы. Экспериментальные исследования, выполненные А. К. Ларионовым, показали, что в обоих случаях значения рН для лёссовых пород оказываются довольно близкими.

Автор, пользуясь высокоточным прибором — электроламповым потенциометром ЛП-5, с помощью хингидронного метода (с использованием жаломелевого и платинового электродов) установил, что значение водородного показателя, по данным исследования нескольких сот образцов лёссовых пород из разных районов СССР, колеблется в довольно значительных пределах — от 6,70 до 8,89. Это свидетельствует о многообразии химических условий среды в различных типах лёссовых пород, легко объясняющихся разнообразным генезисом пород, а также разными условиями выветривания и почвообразования, которые определяются климатическими особенностями местностей.

В. Н. Карюкина (1953) утверждает, что рН суспензий каолинита, галлуазита и бейделита очень близки, в то время как в суспензиях монтмориллонита его значения оказываются значительно более высокими. Она считает, что на величину водородного показателя влияет присутствие щелочных или щелочно-земельных элементов в химическом составе микроминералов. Ф. Д. Овчаренко (1955) на основании экспериментов опровергает это положение В. Н. Карюкиной, считая, что рН суспензий глинистых минералов зависит не от количества окислов, входящих в кристаллическую решетку, а от типа ионов, поглощенных глиной, и состава растворимых солей, содержащихся в породе.

Для катионов, насыщающих глины, Ф. Д. Овчаренко приводит следующие значения рН:

Катион, насыщающий глину	рН суспензии
Натрий	9,65
Калий	9,45
Кальций	8,10
Водород	4,50

Результаты наших исследований подтверждают эти данные Ф. Д. Овчаренко о влиянии состава поглощенных катионов на величину рН суспензии.

Влияние порового раствора на рН суспензии лёссовых пород определялось в суспензиях, приготовленных из образцов с естественной влажностью и образцов, предварительно обжатых давлением 1000 и 3000 кг/см². Результаты этих исследований приведены в табл. 3.

Таблица 3

Место отбора образца и возраст	Образцы с естественной влажностью		Образцы, обжатые под давлением			
	влажность в %	рН суспензии	1000 кг/см ²		3000 кг/см ²	
			влажность в %	рН суспензии	влажность в %	рН суспензии
Грозный (Q ₂) . .	22,72	7,52	8,2	7,59	6,6	7,70
Краснодар (Q ₃) .	23,62	7,46	9,6	7,52	7,0	7,50
Ростов-на-Дону (Q ₃)	16,09	7,32	8,7	7,38	6,9	7,42

Как видно из табл. 3, рН суспензии после удаления порового раствора несколько увеличивается. Подобное же явление

наблюдается при определении рН суспензии после длительного промывания образца дистиллированной водой. Таким образом, слабощелочная реакция суспензии является характерным признаком лёссовых пород. Она объясняется преобладанием в этих породах в поглощенном состоянии катиона кальция.

Судя по результатам исследования, величина рН лёссовых пород верхнего яруса (на водоразделах и их склонах) находится в тесной связи с климатом. Наибольшая щелочность среды характерна для засушливых районов; наоборот, в районах со значительным увлажнением реакция среды приближается к нейтральной, становясь иногда даже слабокислой.

В табл. 4 приведены средние значения рН лёссовых пород верхнего яруса водоразделов некоторых районов СССР.

Таблица 4

Район	Количество годовых осадков в мм	Количество исследованных образцов ¹	Средняя величина рН суспензии
Западная часть Северного Кавказа и Прикубанье . . .	700—1000	27	7,06
г. Киев	500—600	6	7,38
Донбасс	450—500	23	7,43
Нижний Дон	400—450	22	7,51
Восточное Ставрополье . . .	300—400	29	7,58
Запорожье	300—400	102	8,40
Ергени	250—300	28	8,19
г. Ташкент	250—300	7	7,98

¹ Глубина отбора образцов от 1,5 до 12,0 м от поверхности земли.

Приведенные в табл. 4 данные свидетельствуют о влиянии влажности климата на процессы облессования и почвообразования. В районах с большим количеством осадков (Северный Кавказ) величина рН достигает 6,8—7,1, т. е. реакция среды становится нейтральной или даже слабокислой. Это объясняется влиянием длительного интенсивного промывания лёссовых толщ выпадающими атмосферными осадками. Интересно отметить, что, по данным В. П. Ананьева (1954), рН суспензии лёссовых пород Нижнего Приднепровья достигает 8,0—8,7, в то время как рН суспензии отложений участков просадочных блюд, подвергающихся энергичному промыванию, не превышает 6,8.

Измерение величины рН по ярусам лёссовой толщи нескольких десятков разрезов позволяет сделать вывод, что в областях низменных равнин и плит его значения имеют тенденцию к увеличению с глубиной, но в погребенных почвах во всех случаях величина рН резко уменьшается, достигая 7,0 и даже 6,8

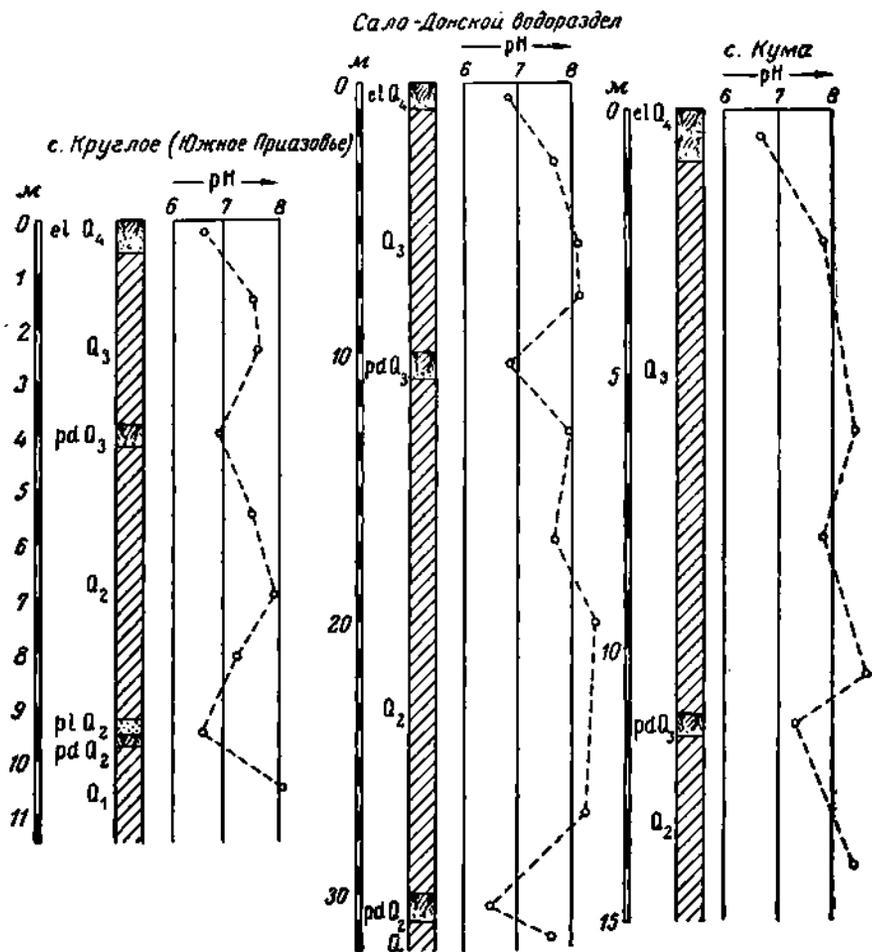


Рис. 9. Изменение величины рН в лёссовых породах и погребенных почвах

(рис. 9). Аналогичные кривые изменения щелочности среды привел В. Касс (Käss, 1954) по ярусам северовюртембергских лёссов и погребенным почвам. Подобное распределение содержания водородных ионов свидетельствует о наличии засушливых условий при формировании лёссовых ярусов и смены их на влажные в периоды развития погребенных почв.

В пределах равнин менее щелочная среда характерна для первых надпойменных террас. Лёссовые породы верхних террас, как правило, имеют более высокие значения рН, которые сохраняются с небольшими колебаниями на склонах и водоразделах. В горных районах изменение рН лёссовых пород в зависимости от их геоморфологического положения носит более сложный характер.

Появление щелочной реакции лёссовых пород связано, оче-

видно, с отсутствием интенсивного промывания их атмосферной влагой, а также с привнесом из воздушной среды вместе с атмосферными водами ряда солей и особенно углекислоты (Бурксер, 1954). Эти факторы предопределяют накопление в пленочной влаге бикарбонатов щелочных и щелочноземельных металлов. Последние являются одной из причин сравнительно высокого значения рН суспензии. Другим фактором, влияющим на характер среды, как уже указывалось, является значительное содержание в лёссовых породах минералов типа гидрослюда и монтмориллонита, насыщенных катионом кальция.

Слабощелочная и щелочная среда лёссовых пород в определенной степени оказывает влияние на ход новообразования минералов. В частности, в щелочных условиях возможно образование минералов типа монтмориллонита и гидрослюда. При понижении влажности из раствора пленочной и капиллярной воды выпадает ряд солей и происходит коагуляция коллоидных составляющих. В первую очередь кристаллизуются CaCO_3 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{CaS}'_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; $\text{Fe}(\text{OH})_3$ по мере дегидратации переходит в лимонит, который на более крупных частицах образует коллоидные пленки, легко обнаруживаемые в шлифах.

Коллоидно-дисперсные глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит) имеют $\text{pH} < 7$, поэтому в лёссовых породах, в условиях более высоких значений рН среды, они во всех случаях приобретают отрицательный заряд, а их диффузный слой полностью формируется из катионов. Это в свою очередь предопределяет способность лёссовых пород только к катионному обмену.

При одинаковом составе коллоидно-дисперсных минералов более значительная емкость поглощения наблюдается в лёссовых породах с высоким рН.

В районах Северного Кавказа установлена взаимосвязь между величиной рН и способностью лёссовых пород к просадке. Чем выше щелочность, тем породы более расположены к просадке (при прочих равных условиях). Подобная взаимосвязь порождается, вероятно, влиянием солевого состава как на величину рН, так и на водопрочность породы.

ВАЛОВОЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Общее представление о минеральных составляющих лёссовых пород можно получить по валовому химическому составу, определяемому с помощью методов силикатного анализа.

В последнее время для выявления состава элементов, входящих в коллоидно-дисперсную часть лёссовых пород, стали применять спектральный анализ. Он дает возможность определять содержание редких химических элементов, находящихся в породах в ничтожных количествах (0,1—0,001%).

Валовой химический состав определяется как в общей массе породы, так и отдельно по фракциям.

Определение общего валового состава лёссовых пород имеет второстепенное значение: оно дает представление о характере химических соединений, входящих в состав данной породы. Неоднократно предпринимались попытки классификации лёссовых пород по данным валовых анализов. Так, Гаррасовиц (Harrassowitz, 1931) и Шейдиг (Scheidig, 1934) предложили классифицировать лёссовые породы по результатам валового химического анализа, выраженным в весовых процентах, при

помощи двух коэффициентов: кремнекислого $K_1 = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ и

основного $B_a = \frac{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$. Эта классификация не нашла

общего признания.

К. Терцаги (Redlich, Terzagi, Kampe, 1929) считает, что валовые анализы могут «претендовать только на теоретический интерес». В отношении лёссовых пород с этим мнением К. Терцаги полностью согласиться нельзя. Помимо возможностей сопоставления лёссовых пород разных районов, большой практический интерес представляет изучение валового содержания в них CO_2 , SO_3 , гумуса и некоторых редкоземельных элементов. Первые три оказывают определенное влияние на формирование прочности лёссовых пород, а последние представляют интерес в отношении геохимических построений.

Валовой состав лёссовых пород, развитых в пределах Советского Союза, по данным разных авторов (более 250 анализов), следующий (в %): SiO_2 43,1—78; Al_2O_3 4,0—17,54; Fe_2O_3 0,4—9,79; CaO 2,68—15,9; MgO 0,69—3,89; Na_2O 0,07—3,15; K_2O 0,19—2,8; SO_3 0,02—2,88; CO_2 0,00—24; гумус 0,01—1,1.

Кроме того, в лёссовых породах отмечают присутствие TiO_2 (0,5—0,77%), MnO (0,02—0,09%) и реже P_2O_5 (0,00—0,3%). Еще реже встречаются окислы азота.

Столь значительные пределы колебания содержания различных окислов объясняются большим разнообразием лёссовых пород по генезису, возрасту и местоположению. Следует отметить, что в подавляющем числе случаев результаты валового анализа исследователи приводят без указания места отбора образцов, что очень затрудняет их интерпретацию.

SiO_2 и полуторные окислы (R_2O_3). Эти главнейшие окислы входят в состав как минералов крупных фракций, так и коллоидно-дисперсной части породы.

Низкое содержание SiO_2 характерно для лёссовых пород Средней Азии. Так, Ф. И. Воронов (1938) для района Кувасая указывает на содержание в лёссовых породах SiO_2 в количестве 45,9%, а для района Келяты — 48,3%. Наиболее низкое

содержание SiO_2 отмечается для лёссовых пород района Таджикистана, где, по данным И. И. Трофимова (1953), оно достигает 43,61%.

Наиболее высокие содержания кремнекислоты отмечаются, по данным А. И. Набоких (1911), в лёссовых породах ледниковых районов. Примером служат черниговские лёссовые породы, которые содержат более 80% SiO_2 . Наоборот, в отложениях, развитых вне пределов оледенения, количество полуторных окислов уменьшается в южном направлении. Наиболее высокое содержание R_2O_3 (более 22%) характерно, по данным А. К. Ларионова, для лёссовых пород аллювиальной равнины Кубани.

Н. П. Флоров (1916) на основании изучения валового содержания SiO_2 в лёссовых породах приходит к выводу о повышении их песчаности по мере приближения к ледниковым районам. В. И. Крокос (1926₁), исследуя содержание кремнекислоты и полуторных окислов, установил увеличение песчаности и уменьшение глинистости лёссовых отложений по мере приближения к долине Днепра.

С. С. Морозов (1950), используя результаты валовых анализов, также приходит к выводу об увеличении количества SiO_2 и соответственного уменьшения содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 , а также гидратной воды в лёссовых породах юго-западных районов Европейской части СССР вблизи водных магистралей.

Н. И. Кириченко (1955) отмечает, что в районе Кривого Рога наблюдается повышение содержания кремнекислоты в лёссовых отложениях приднепровской части территории сравнительно с водоразделом на 10—14% и уменьшение R_2O_3 на 3—4%. Псдобная же закономерность установлена А. К. Ларионовым в Европейской части РСФСР.

Так, для лёссовых пород Нижнего Дона характерны следующие изменения содержания SiO_2 и R_2O_3 (табл. 5).

Таблица 5

Место отбора проб и возраст	Содержание в %	
	SiO_2	R_2O_3
Сало-Донской водораздел (Q_3)	63,00	16,99
IV надпойменная терраса (Q_2)	63,60	16,20
III » » (Q_3)	64,80	16,02
II » » (Q_3)	68,23	15,80

Такая же закономерность выявлена для правобережья Кубани. Можно считать установленным, что по мере приближения к долинам рек в лёссовых породах увеличивается содержание кремнекислоты и уменьшается количество полуторных окислов. Это свидетельствует о местной зональности лёссовых отложений, обусловленной влиянием выноса песчаного материала из речных долин на склоны.

Кремнекислый коэффициент ($K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$). По данным Шейдига (Scheidig, 1934), для лёссовых пород, покрывающих территорию Германии, характерен кремнекислый коэффициент $K_i=1$. Для лёссовых пород территории Советского Союза величина его колеблется от 3,1 до 7,4. Интересно отметить, что в пределах СССР в изменении кремнекислого коэффициента наблюдается определенная закономерность.

Приведем значения K_i для лёссовых пород некоторых районов:

Район Киева — Q_3 (по А. К. Ларионову)	6,0—7,4
Днепропетровск (плато) — Q_3 (по А. К. Ларионову)	5,0—6,1
Правый берег р. Молочной — Q_3 (по И. Л. Соколовскому)	4,5
Орел (водораздел) — Q_3 (по А. К. Ларионову)	5,1—5,7
Каменск (верхняя терраса) — Q_3 (по А. К. Ларионову)	6,0—6,2
Ростов-на-Дону (водораздел) — Q_3 (по А. К. Ларионову)	5,9—6,9
Восточное Ставрополье — Q_3 (по А. К. Ларионову)	3,2—4,7
Район Ташкента (по Ф. И. Воронову)	3,8
Район Ходжента (по И. П. Герасимову)	3,4

Таким образом, можно видеть, что наиболее высокие значения кремнекислого коэффициента характерны для лёссовых отложений увлажненных северных районов СССР, наиболее низкие — для лёссовых пород засушливых площадей (Восточное Ставрополье, Средняя Азия).

Кремнекислый коэффициент отражает в определенной степени зональность процессов выветривания и нового минералообразования, развитие которых тесно связано с климатическими характеристиками районов.

Содержание CO_2 характеризует собой валовое количество карбонатов, входящих в состав лёссовых пород. Ряд исследователей придает большое значение карбонатам как соединениям, в определенной степени обуславливающим кристаллизационные связи между частицами. Н. Я. Денисов (1951) считает, что прочность лёссовых пород определяется главным образом сцеплением упрочения, возникающим вследствие цементирующего влияния пленок углекислой извести и гипса.

По данным различных исследователей, содержание CO_2 в лёссовых породах колеблется от 0,01 до 14%. В пределах иллювиальных горизонтов погребенных почв его содержание возрастает до 14—25%. Наиболее значительное количество углекислоты установлено в лёссовых отложениях, заполняющих межгорные впадины Средней Азии. Ф. И. Воронов (1938) приводит для лёссовых пород этих районов следующие содержания CO_2 (в %): в Ташкенте 9,11, в Хилково 13,64, в Кувае 12,21, в Келятах 10,42. По определениям А. К. Ларионова в верхнем ярусе ташкентского лёсса содержится 7,1—10,3% CO_2 , в лёссовых породах III террасы р. Ангрэн того же яруса 5,4—9,7% CO_2 , в кувайской лёссовой породе II надпойменной террасы 11,3% CO_2 . Для лёссовых пород Таджикской депрессии И. И. Трофи-

мов (1953) приводит несколько меньшие значения содержания углекислоты (от 5 до 8%). По данным А. К. Ларионова, для лёссовых пород района Сталинабада содержание CO_2 колеблется от 5,8 до 9,1%.

Высоким содержанием углекислоты отличаются делювиальные лёссовые породы горных склонов, где коренные породы сложены известняками, мергелями и им подобными отложениями. Так, в лёссовых делювиальных породах в зоне флишевых отложений Северо-Западного Кавказа у с. Анапка было установлено содержание CO_2 от 9,2 до 16%.

Высокое содержание углекислоты отмечается также в лёссовых породах районов Восточного Ставрополя, где оно достигает 6—8%. Ф. Я. Гаврилюк (1948) для лёссовых отложений этой же территории установил содержание CO_2 от 5,74 до 9,94%.

В лёссовых породах верхнего яруса водоразделов различных частей Советского Союза (вне иллювиальных горизонтов) установлено следующее содержание углекислоты (в %):

Смоленская область (5 образцов)	1,2 — 5,3
Воронежская область (6 образцов)	2,8 — 6,5
Орловская область (5 образцов)	1,9 — 4,7
Харьковская область (11 образцов)	2,9 — 8,7
Северное Приднепровье (6 образцов)	0,7 — 7,6
Среднее Приднепровье (37 образцов)	0,9 — 6,2
Южное Приднепровье (19 образцов)	0,63 — 9,2
Район Кировоград — Кривой Рог (12 образцов)	2,9 — 8,2
Донбасс (27 образцов)	3,2 — 7,6
Среднее Поволжье (11 образцов)	3,1 — 6,9
Северный Крым (3 образца)	3,6 — 8,1
Нижний Дон (24 образца)	1,8 — 5,6
Северное Приазовье (19 образцов)	2,8 — 9,3
Южное Приазовье (16 образцов)	1,2 — 5,06
Аллювиальная левобережная равнина Кубани (22 образца)	0,1 — 2,6
Западно-Сибирская низменность (8 образцов)	0,9 — 5,3

Близкие к этим данные приводит Н. П. Флоров (1916) для лёссовых пород Северной Украины. Он указывает, что содержание CO_2 в отложениях верхнего яруса колеблется от 0,05 до 7,17%. С. С. Морозов (1932) приводит содержание углекислоты в украинских лёссах от 5,03 до 5,92%, в тульских лёссовидных суглинках — 0,71%. В. П. Ананьев (1954) указывает, что в лёссовых породах левобережья Нижнего Днепра содержание CO_2 колеблется от 0,22 до 5,72%, причем в южной, более засушливой части, — от 4,8 до 5,8%. И. Л. Соколовский (1956) для лёссовых пород этих же районов указывает содержание углекислоты 3,91%.

На основании имеющихся данных можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее высокое содержание карбонатов характерно для лёссовых пород засушливых районов. Исключение составляют

делювиальные лёссовые породы в областях развития карбонатных коренных пород.

2. Наименьшее количество карбонатов содержится в лёссовых породах районов повышенного увлажнения.

3. В горных и предгорных районах климатическая зональность часто маскируется местными условиями переноса и накопления карбонатов.

Очень важным является вопрос об участии карбонатов в формировании прочности лёссовых пород. Детальные эксперименты, проведенные автором, позволили сделать вывод, что взаимосвязь между прочностью породы и содержанием карбонатов несомненно существует. Это прежде всего подтверждается повышением дополнительного сжатия породы под нагрузкой при последующем смачивании ее (после первичного увлажнения дистиллированной водой) слабыми растворами соляной кислоты (2000—3000 мг/л иона хлора).

Попытки выявления количественной взаимосвязи между содержанием углекислоты и коэффициентом дополнительной осадки $\delta_{пр}$ оказались безуспешными. Это объясняется тем, что в состав лёссовых пород входят разные типы карбонатов, играющие различную роль в создании кристаллизационных связей.

Прежде всего, установлено, что в различных фракциях карбонаты содержатся в неодинаковых количествах. Наибольшая часть CO_2 приходится на фракцию $< 5 \mu$. С. С. Морозов (1949₂) показал, что в лёссах бассейна р. Днепра (прилукских, мстиславльских и трубчевских) содержание углекислоты увеличивается с повышением дисперсности, достигая максимума во фракции $< 0,22 \mu$. В прилукском лёссе общее содержание CO_2 в породе 5,54%, а во фракции $< 0,22 \mu$ — 17,97%. В общей навеске тульского лёссовидного суглинка, отличающегося небольшой карбонатностью, содержание CO_2 оказалось более высоким, чем в тонких фракциях.

В вахщских лёссах самое высокое содержание карбонатов характерно для фракции $< 0,001 \text{ мм}$ (Юсупова, 1958).

Г. И. Оловянишников (1937) в лёссовых породах Голодной степи установил уменьшение содержания углекислоты в составе частиц размером $< 5\mu$.

Определения содержания углекислоты в лёссовых породах Нижнего Дона, Сало-Маньчского водораздела, Сало-Донского водораздела и Ставрополя, выполненные А. К. Ларионовым и А. К. Бостанджияном по фракциям, разделенным в воздушном потоке, показали, что количество CO_2 , как правило, возрастает в тонкодисперсных фракциях.

Главную роль в формировании прочности лёссовых пород играют, по всей вероятности, тонкодисперсные карбонаты, количество которых не отражается величиной общего валового содержания CO_2 в породе. Это первая причина отсутствия прямой количественной взаимосвязи между прочностью породы и

содержанием в ней CO_2 . Второй причиной является наличие в породах разных, по происхождению и характеру, видов карбонатов.

Содержание гумуса. В лёссовых ярусах (вне почвенных горизонтов) гумусовые соединения содержатся в двух морфологических формах: 1) видимых агрегативных скоплений, встречающихся по стенкам макропор, корнеходам, кротовинам и другим типам пустот; это явно механически привнесенный из почвенного горизонта гумусовый материал; 2) тонкодисперсного рассеянного гумуса, входящего в состав дисперсной части породы и не обнаруживаемого визуально.

Особый интерес представляет вторая форма гумуса. Ее присутствие в лёссовых породах легко устанавливается путем анализа дифференциальных кривых нагревания. В подавляющем числе случаев обнаруживается характерный экзотермический пик в интервале $200-300^\circ$, образующийся главным образом в результате сгорания гуминовых веществ. Содержание гумуса в лёссовых породах вне погребенных почв в районах юга Европейской части РСФСР колеблется от 0,09 до 0,7%.

Наиболее высокое содержание гумуса обнаружено в делювиальных породах Предкавказья и Донбасса, наименьшее — в породах засушливых районов Восточного Предкавказья, Ергеней и Восточного Ставрополя. Это свидетельствует об отрицательном влиянии сухого климата на процессы накопления гуминовых веществ.

М. И. Ломонович (1953) указывает, что содержание гумуса в лёссовых породах в пределах равнины Заилийского Алатау 0,27%, а в пределах предгорий — 0,44%. Таким образом, и в предгорьях наблюдается повышение содержания гумуса. Близкие данные приводит для лёссов левобережья Нижнего Днепра В. П. Ананьев (1954), который считает, что содержание гуминовых веществ в лёссах этого района колеблется от 0,1 до 0,8%. Он указывает на уменьшение их содержания с глубиной. Последнее явление описано также Д. К. Биленко (1949).

И. И. Трофимов (1953) приводит пределы содержания гумуса в лёссовых породах Таджикистана 0,3—0,4%, в редких случаях 0,8—0,9%. Количественное содержание гумуса в погребенных почвах этого района оказывается более высоким и колеблется от 0,6 до 1,6%.

С. С. Морозов (1950) указывает, что в гумусированных погребенных слоях в юго-западных районах Европейской части СССР содержится от 0,12 до 2,09% гумусовых веществ.

Таким образом, содержания гумуса в лёссовых породах разных районов довольно близки и колеблются от 0,1 до 0,9%.

Следует отметить, что в низах лёссовых толщ, а иногда в горизонтах ископаемых почв наблюдается пониженное содержание гумуса. Это может быть связано, с одной стороны, с минерализацией и разложением органического вещества (Биленко,

1949), с другой стороны, с возможной углефикацией органических веществ, которая, по данным И. Д. Седлецкого (1936), действительно имеет место в процессах, происходящих в погребенных почвах.

По данным Е. Н. Мишустина (1951), деятельный перегной, образуемый микроорганизмами, производит энергичное агрегирование частиц породы, поэтому присутствие гумуса в коллоидно-дисперсной части породы является, вероятно, результатом микробиологических процессов и, возможно, одной из причин микроагрегирования тонких фракций.

Исследования А. К. Ларионова показали, что более высокое содержание гумуса характерно для менее просадочных пород.

Данные спектрального анализа. Методика спектрального анализа сводится к следующему: навеска (до 30 мг) глинистой части породы сжигается в вольтовой дуге в графитовом тигле. При этом образуется спектр лучеиспускания. С помощью спектроскопа он фиксируется на фотопленке. Расшифровка полученных линий спектра производится путем сравнения с эталонами.

Для спектральной съемки в качестве возбудителя применяется дуга переменного тока, характеризующаяся режимом, получаемым при напряжении в 220 вольт и силе тока 10 ампер.

Спектральный анализ фракции менее 1 μ из лёссовой породы верхнего яруса (глубина 12 м) Восточного Ставрополя, выполненный В. П. Ананьевым, дал следующие результаты (в %): Si > 10, Al > 10, Fe=1—10, Ti=1—10, Na=0,1—1, Ca \approx 0,1, Cr=0,01—0,05, V=0,01—0,05, Ni=0,01—0,03, Cu=0,01—0,03, Mn=0,001—0,005, Ga=0,01—0,001, Zr=0,01—0,005.

Г. А. Мавлянов (1955) применил спектральный анализ для определения состава коллоидно-дисперсной части среднеазиатских лёссовых пород. Им было установлено присутствие в них следующих элементов: в составе эолового лёсса — Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na, Ba, Ti, Cr, Mn, V; в составе пролювиального лёсса — Si, Al, Ca, Fe, Na, Ti, Ba, Cr, Mn, Cu, V, Sr, Zr; в составе делювиальных лёссовых пород — Si, Al, Ca, Fe, Na, Ti, Ba, Cr, Mn, Cu, V, Sr, Zr; в составе аллювиальных лёссовых пород — Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na, Ba, Ti, Cr, Mn.

На основании сопоставления полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1. Элементарный состав лёссовых пород Средней Азии и Восточного Ставрополя весьма близок.

2. В Средней Азии лёссовые породы различного происхождения отличаются только содержанием отдельных рассеянных элементов. Так, в эоловых породах не обнаружены Cu, Sr, Mn и Zr, входящие в состав делювиальных и пролювиальных пород.

3. Лёссовые породы Восточного Ставрополя отличаются наличием галлия и никеля.

Сравнительно малое количество определений не позволяет делать достаточно обоснованных выводов, но, даже судя по имеющимся скудным данным, можно утверждать, что с помощью метода спектрального анализа можно получить ценные материалы для сопоставления лёссовых отложений разных районов.

ВОДНОРАСТВОРИМЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

В состав лёссовых пород, как правило, входят карбонаты, бикарбонаты, сульфаты и хлориды. Взаимоотношения этих солей принято определять в водных вытяжках. Содержание разных солей в водных вытяжках зависит от их растворимости: полностью растворяются хлориды и карбонаты натрия; карбонаты кальция и магния и сульфаты кальция переходят в раствор лишь частично.

Опыты показали, что для выделения из породы всего количества HCO_3' достаточно 2—3-суточного отстаивания образца в воде. За это время в результате диффузии в вытяжку переходит основная масса бикарбонатов. Растворимость карбонатов весьма мала в нормальных условиях получения водной вытяжки, но она значительно возрастает по мере увеличения содержания в воде растворенной углекислоты воздуха. Если получать водную вытяжку в открытом сосуде, то углекислота, поглощаемая из воздуха, будет влиять на результаты анализа, очень искажая их. К сожалению, в практике лабораторий принято получать водные вытяжки в сосудах, не имеющих герметической изоляции. Вследствие этого получаемые данные о содержании воднорастворимых карбонатов являются неточными.

При получении вытяжек в герметических сосудах на вторые или третьи сутки прирост в вытяжке HCO_3' прекращается.

Растворение сульфата кальция протекает весьма медленно: на 20-й день стояния вытяжки, как показали опыты, проведенные А. К. Ларионовым и А. К. Бостанджияном (1956), в раствор переходит лишь 15—20% общего количества содержащихся сульфатов. Характерной чертой растворения сульфатов является равномерность перехода их в водный раствор. На рис. 10 показаны кривые перехода сульфатов и карбонатов из лёссовых пород в водную вытяжку.

Некоторое влияние на состав водной вытяжки оказывает соотношение грунта и воды. Бралось соотношение 1:10, но в практике часто употребляется другая пропорция — 1:5.

Как установлено рядом исследователей, необходимо различать состав порового раствора и состав водных вытяжек. Последние отражают главным образом содержание воднорастворимых солей и лишь в небольшой степени состав порового раствора, из которого растворенные соли медленно диффундируют в водную вытяжку, в сравнительно небольшой степени

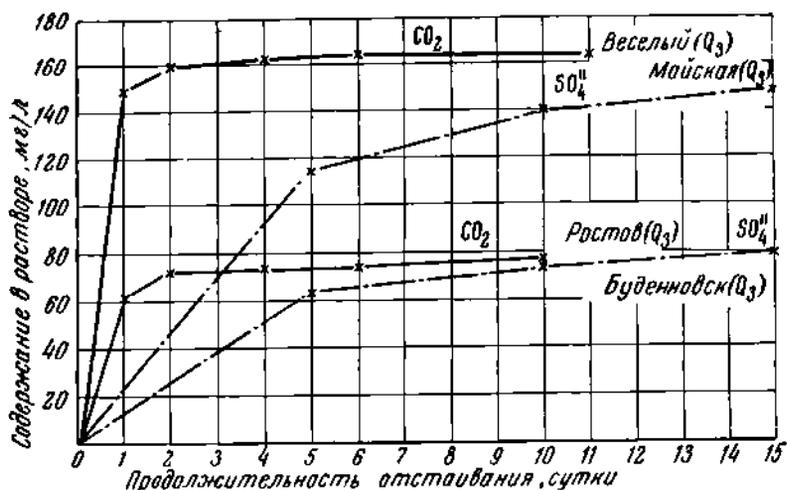


Рис. 10. Кривые перехода CO_2 и SO_4 в водные вытяжки в зависимости от времени их отстаивания

влияя на ее состав. Особенности получения водных вытяжек являются, по нашему мнению, одной из причин того, что до настоящего времени каких-либо определенных закономерностей в содержании воднорастворимых соединений в лёссовых породах получить не удалось. Ряд закономерностей только намечается.

В. А. Приклонский (1952), оценивая результаты исследования содержания воднорастворимых солей методом водных вытяжек, приходит к следующим выводам:

1. С помощью водных вытяжек можно получать только приближенные, неполные результаты.

2. Результаты анализа водных вытяжек дают лишь общие представления о содержании воднорастворимых солей.

В. А. Приклонский предлагает использовать для изучения воднорастворимого комплекса систему различных анализов.

Анализируя результаты более чем 1000 определений содержания воднорастворимых солей в составе лёссовых пород, выполненных разными исследователями, можно сделать ряд выводов:

I. По типу засоленности выделяются следующие лёссовые породы: 1) карбонатно-сульфатно-хлоридные, 2) сульфатно-карбонатно-хлоридные, 3) карбонатно-хлоридно-сульфатные, 4) карбонатно-сульфатные, 5) сульфатно-карбонатные, 6) карбонатно-хлоридные.

II. В Средней Азии, по данным Ф. Л. Андрухина (1937), В. И. Архангельского и В. Д. Дмитриева (1941), С. В. Быстрова (1935), В. И. Батыгина (1938), Ф. И. Воронова (1938) и др.

а также исследований А. К. Ларионова, распространены карбонатно-сульфатно-хлоридный, сульфатно-карбонатно-хлоридный и сульфатно-хлоридно-карбонатный типы засоленности лёссовых пород. Содержание HCO'_3 колеблется от 17 до 99 мг/л, SO''_4 от 0 до 744 мг/л и Cl' от 2 до 71 мг/л. Здесь в составе лёссовых пород явно преобладают сульфаты, что объясняется засушливостью климата.

По данным Ф. Л. Андрухина, наиболее засоленными в Приташкентском районе являются просадочные не проявленные породы, для которых характерно сульфатное засоление. В районах Северного Прикаспия, по нашим данным, лёссовые породы имеют хлоридно-сульфатно-карбонатное и реже карбонатно-хлоридно-сульфатное, сульфатно-карбонатно-хлоридное засоление. Содержание хлора доходит до 450 мг/л, SO''_4 — до 719 мг/л, а HCO'_3 — сравнительно невелико, не превышает 148 мг/л. Сходство климатических условий Северного Прикаспия и Средней Азии порождает однотипность засоления. Повышенное содержание хлористых солей в лёссовых породах Северного Прикаспия объясняется эоловым привносом их из Каспийского моря, а также общей засоленностью хлоридами пород районов Хвалынской трансгрессии.

В пределах юга Европейской части РСФСР (без Северного Прикаспия) наблюдается карбонатно-сульфатно-хлоридное и сульфатно-карбонатно-хлоридное засоление лёссовых пород. Содержание HCO'_3 в них колеблется от 20 до 286 мг/л, SO''_4 от 6 до 521 мг/л и хлора от 1 до 147 мг/л. В районах Закавказья (Грузии и Армении) среди делювиальных лёссовых пород имеют место карбонатно-хлоридные и сульфатно-карбонатно-хлоридные типы засоления (Мшвениерадзе, 1950, Кириченко, 1954).

Для лёссовых пород Украины характерно главным образом карбонатно-сульфатно-хлоридное и сульфатно-карбонатно-хлоридное засоление. Для южных районов более характерен сульфатно-карбонатно-хлоридный тип засоления; здесь содержание HCO'_3 в лёссовых породах, как правило, менее 60 мг/л, а SO''_4 — до 280 мг/л при содержании Cl' , не превышающем 39 мг/л.

В лёссовых породах района Среднего Приднепровья преобладает карбонатно-сульфатное засоление. Содержание HCO'_3 в «типичных» лёссах Днепропетровска достигает 98 мг/л, а SO''_4 — 36 мг/л. Количество Cl' в этом типе пород не превышает 19 мг/л.

В лёссовых породах более северных районов Украины и прилегающей к ним территории количество HCO'_3 несколько увеличивается, при еще большем уменьшении содержания SO''_4 и Cl' . Так, на водоразделе в районе г. Орла содержание водорастворимых солей в лёссовых породах верхнего яруса, по А. К. Ларионову и А. К. Бостанджияну, измеряется следующими цифрами:

$$\text{HCO}'_3 = \frac{73,2 \text{ мг/л}}{1,20 \text{ мг-экв}} ; \text{SO}''_4 = \frac{13,1 \text{ мг/л}}{0,27 \text{ мг-экв}} ; \text{Cl}' = \frac{4,54 \text{ мг/л}}{0,13 \text{ мг-экв}}$$

$$\text{Ca}^{++} = \frac{24,2 \text{ мг/л}}{1,21 \text{ мг-экв}} ; \text{Mg}^{++} = \frac{3,04 \text{ мг/л}}{0,25 \text{ мг-экв}} ; \text{Na}^+ + \text{K}^+ = \frac{4,64 \text{ мг/л}}{0,14 \text{ мг-экв}} .$$

В условиях более влажного и холодного климата интенсивность накопления сульфатов и хлоридов, очевидно, уменьшается.

III. Определенных закономерностей в изменении состава воднорастворимых солей в пределах лёссовых ярусов установить пока не удастся. Отмечается лишь уменьшение общего содержания солей в верхних окрашенных слоях погребенных почв. В гумусированных прослоях, как правило, отсутствуют хлориды, а в некоторых случаях и сульфаты; HCO'_3 содержится в небольших количествах. Повышение содержания бикарбонатов наблюдается в «иллювиальных» горизонтах погребенных почв. В равнинной части юга Украины, Нижнего Дона, Сало-Маныча, Ергеней и других районов на глубине 3—5 м в верхнем ярусе установлено наличие «сульфатного горизонта». В нижних ярусах лёссовых отложений содержание сульфатов в большей части случаев несколько уменьшается.

Р. С. Кац (1935) отмечает, что в лёссах Украины наименее засолены самые верхние горизонты, а на глубине 3 м обнаружено наиболее высокое содержание сульфатов и хлоридов. По Р. С. Кацу, засоленность лёссовых пород в районах западин и степных блюдеч уменьшается, и максимальное количество солей скапливается на глубине 4,7 м.

На орошаемых землях в районах Среднего Днестра и Николаполя, по данным А. Е. Бабинца (1951) и В. П. Ананьева (1954), установлено резкое уменьшение засоленности верхних горизонтов лёссовых пород, главным образом за счет снижения содержания Mg^{++} и HCO'_3 .

IV. Для определения скорости растворения воднорастворимых солей в лёссовых породах был применен метод непрерывного выщелачивания под напором воды, разработанный А. К. Ларионовым и А. К. Бостанджияном. Принцип этого метода заключается в том, что через слой грунта длительное время пропускается вода, находящаяся под значительным напором. Получаемый в разное время фильтрат подвергается химическому анализу.

При переменном напоре (высота столба воды 4 и 5 м) и длине образца, равной 1 м (длина фильтрационного пути), наблюдается следующий порядок в растворении солей в лёссовых породах района Нижнего Дона:

1. При наличии напора, определяемого высотой столба воды 4 м, в течение первого часа в вытяжку уходит значительно больше растворенных реагентов, чем при обычном суточном отстаивании. Так, в первый час непрерывного выщелачивания

ростовского лёссового суглинки содержание в растворе SO_4^{2-} достигло 125,2 мг/л, а в суточной обычной вытяжке, сделанной из этого же образца, только 112 мг/л. Подобная зависимость установлена и для других солей.

2. При величине напора 4 м скорость растворения разных типов солей одинакова:

а) хлориды полностью переходят в раствор в течение первых двух часов непрерывного выщелачивания;

б) содержание сульфатов в течение 30 часов резко уменьшается до минимума, который сохраняется длительное время;

в) содержание HCO_3^- также уменьшается в первые 4—5 часов до минимума, а затем длительное время в вытяжке присутствует лишь в небольших количествах.

На рис. 11 показана зависимость содержания солей в растворах от времени непрерывного выщелачивания породы при напоре $H=4$ м.

3. При увеличении напора содержание сульфатов в вытяжке повышается.

4. В ряде случаев из исходной воды, взятой для фильтрации, породой поглощались катионы Ca и Mg^{++} . Это явление может быть использовано для умягчения воды в технических целях.

Остановимся на некоторых особенностях в содержании отдельных типов соединений и плотного остатка.

Плотный остаток — общее количество воднорастворимых солей в водных вытяжках. Содержание плотного остатка в лёссовых породах различных районов СССР приведено в табл. 6.

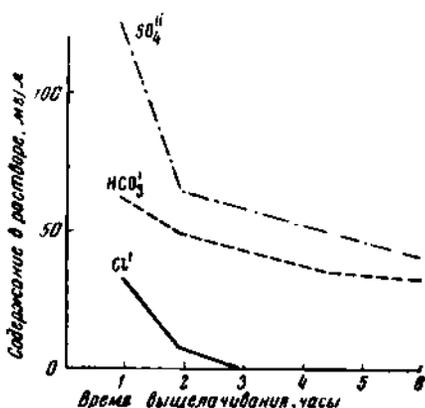


Рис. 11. Зависимость содержания солей в растворах от времени непрерывного выщелачивания породы при напоре $H=4$ м

Таблица 6

Районы	Среднеарифметическое содержание плотного остатка в мг на 100 г породы	Пределы колебаний содержания плотного остатка в мг на 100 г породы
Северный Прикаспий (18 анализов)	678	63—1842
Средняя Азия (112 анализов). По данным Воронова, Батыгина, Ларионова, Андрухина	464	40—1960

Районы	Среднеарифметическое содержание плотного остатка в мг на 100 г породы	Пределы колебаний содержания плотного остатка в мг на 100 г породы
Восточное Предкавказье и Восточное Ставрополье (19 анализов)	361	121—1236
Нижний Дон и Приазовье (78 анализов)	298	20—1120
Среднее Приднепровье (22 анализа)	267	31—640
Западное Предкавказье (23 анализа)	130	60—140

Как видно из приведенных данных, на содержание воднорастворимых солей в лёссовых породах в значительной степени влияют два фактора: 1) климат — чем суше климат, тем выше содержание солей; 2) расстояние от морских бассейнов — чем ближе к морским бассейнам, тем больше плотный остаток. Роль эолового привноса солей в лёссовые породы территории УССР из морских бассейнов была детально охарактеризована Е. С. Бурксером (1954).

Г. А. Мавлянов (1953) считает, что содержание плотного остатка в проявленных просадочных породах составляет в среднем 1,67%, а в непроявленных просадочных породах — 0,396%.

Хлориды. Содержание хлора в лёссовых породах колеблется от 0,2 до 448 мг/л. Наибольшее количество его содержится в лёссовых породах Северного Прикаспия. В лёссах других районов анион Cl^- встречается в значительно меньших количествах (менее 100 мг/л). Интенсивность накопления хлоридов также находится в зависимости от климатических особенностей районов и расстояния их от морских бассейнов. Чем суше климат района и чем ближе последний к берегам морей, тем выше содержание хлоридов в лёссовых породах. Наилучшие условия для накопления хлоридов имеются в районах Восточного Предкавказья, Южной Украины, Восточного Ставрополья и в особенности на территории Северного Прикаспия, где на интенсивность накопления хлоридов влияет, помимо указанного, реликтовое насыщение солями пород, происходившее в результате ряда трансгрессий моря.

Исследования показали, что заметное влияние на способность породы к просадке хлориды начинают оказывать при содержании иона хлора в количестве, превышающем 100 мг/л.

Бикарбонаты. Во всех случаях в водных вытяжках из лёссовых пород присутствует HCO_3^- . Бикарбонаты содержатся в лёссовых породах в поровых растворах, в водяных пленках, окружающих дисперсные частицы, а также образуются за счет небольшого растворения карбонатов.

О соотношении валового содержания CO_2 и углекислоты в бикарбонатах верхнего яруса водоразделов можно судить по данным табл. 7.

Таблица 7

Районы	Валовое количество CO_2 в %	Количество CO_2 , связанного с бикарбонатами, в %
Буденновск	3,21	0,18
Ергени	3,00	0,16
Грозный	3,08	0,10
Майкоп	6,70	0,07
Днепропетровск	8,90	0,05
Сальск	3,17	0,05
Ростов-на-Дону	3,42	0,04

Таким образом, прямая связь между содержанием CO_2 и бикарбонатов отсутствует. Роль бикарбонатов, очевидно, невелика, что вытекает из их природы и малого содержания в породах. Эксперименты, проведенные А. К. Ларионовым и А. К. Бостанджияном, позволили установить, что в лёссовых породах присутствуют главным образом бикарбонаты щелочей и в сравнительно небольшом количестве бикарбонаты щелочных земель. Возможно частичное образование бикарбонатов щелочей в вытяжках за счет выделения обменного натрия и углекислоты, образующейся при растворении карбонатов (поступление углекислоты воздуха при проведении опытов было исключено).

Сопоставление содержания HCO_3^- и просадочности породы позволяет сделать вывод об отсутствии какой-либо взаимосвязи между ними.

Сульфаты. Многосуточные вытяжки позволили установить, что растворение сульфатов протекает весьма медленно. Для выявления полного содержания сульфатов следует использовать содовые вытяжки, которые дают хорошие результаты. Необходимо отметить, что при получении этого типа вытяжек в процессе растворения гипса на его поверхности адсорбируется защитная кальциевая пленка, и процесс перехода сульфата в раствор прекращается. А. К. Ларионов и А. К. Бостанджиян для удаления кальциевой пленки обрабатывали образцы деци-нормальным раствором соляной кислоты с последующей промывкой водой; растворимость гипса после этого восстанавливалась.

По данным содовых вытяжек, содержание сульфатов в лёссовых породах юга Европейской части РСФСР изменяется в широких пределах — от 0,1 до 4,2% (по 14 образцам).

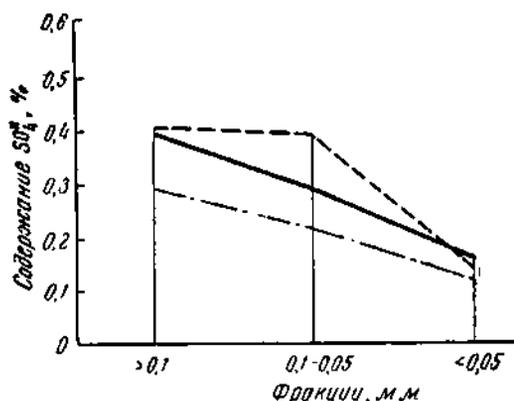


Рис. 12. Содержание SO_4^{2-} в разных фракциях, выделенных в воздушном потоке

Большой интерес представляет характер распределения сульфатов по фракции. Для изучения этого вопроса лёссовая порода была разделена А. К. Ларионовым и А. К. Бостанджияном на фракции в струе воздуха. Удалось установить, что содержание сульфатов уменьшается по мере уменьшения размера фракций. На рис. 12 приведена кривая изменения содержания SO_4^{2-} в

различных фракциях, выделенных в воздушной среде.

Анализируя полученные результаты и данные валовых анализов, можно сделать вывод, что сульфаты концентрируются главным образом в крупных фракциях (размером более 0,01 мм), и содержание их в коллоидно-дисперсной части породы сравнительно невысокое. Попытки установить связь между содержанием сульфатов и просадочностью пород не увенчались успехом. Отсутствие связи между содержанием сульфатов и просадочностью пород, а также характер распределения их по фракциям позволяют сделать вывод о сравнительно малой роли сульфатов в формировании прочности лёссовых пород.

ОБМЕННЫЕ ОСНОВАНИЯ

Работы И. В. Попова и М. М. Кудрявцева (1937), С. С. Морозова (1949₂), Ш. Ф. Бутц (1950) и других исследователей показали, что в формировании прочности глинистых пород важную роль играют обменные катионы. В лёссовых породах вследствие сравнительно малого содержания глинистых частиц их роль, по всей вероятности, не является решающей. Сведения о составе обменных катионов и обменной емкости лёссовых пород весьма ограничены. Это объясняется как сложностью методики исследования обменных оснований, так и небольшой точностью результатов анализа карбонатных пород.

Наиболее серьезные исследования обменных оснований были выполнены С. С. Морозовым (1932, 1949₂, 1950), изучавшим главным образом лёссовые породы Украины и центра Европейской части РСФСР. Отдельные сведения можно найти также в работах некоторых других исследователей.

Емкость обмена и состав обменных катионов лёссовых пород приведены в табл. 8.

Таблица 8

Место отбора проб	Ф. и. о. исследователя	Емкость обменной в Мг-экв на 100 г породы	Содержание обменных катионов в Мг-экв на 100 г породы				
			Ca	Mg	Na (K)	H	
Донбасс	А. К. Ларионов	22,9—24,7	16,3	7,7	0,7	—	
Нижний Дон	»	14,7—18,9	8,6—13,5	3,2—14,0	0—0,6	—	
Восточное Старополье	»	12,6—18,3	8,6—13,8	2,9—5,1	—	—	
Правобережное плато р. Кубани	»	10,8	8,0	2,7	0,1	—	
Восточное Предкавказье	В. В. Шагохин	21,7—26,0	15,9—23,1	1,25—3,36	1,7—2,4	—	
Орловская область	С. С. Морозов	—	17,6	10,3	—	—	
Тяжелые лесовые породы юго-западного района Европейской части СССР	»	10—20	Не определялись				—
Калининская и Московская области	»	14,2—26,5	7,5—15,7	6,6—10,2	0,6—0,7	0,1—2,3	
Воронежская, Пензенская, Полтавская и Тульская области	Н. И. Соколов	9—34	7,5—30	1,5—4	—	—	
Чимкент	М. В. Кудрявцева	—	28,24	6,94	1,52	—	
Таджикистан	И. И. Трофимов	3—15	—	—	0,1—2,65	—	
Зайликий Алатау	М. И. Ломонович	6—10	—	—	—	—	

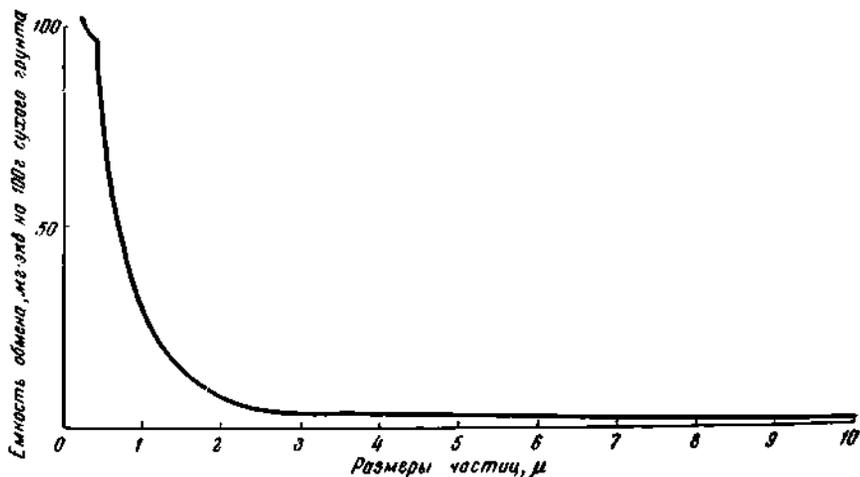


Рис. 13. Изменение емкости поглощения в зависимости от дисперсности частиц (по С. С. Морозову)

Как видно из табл. 8, емкость обмена лёссовых пород колеблется от 9 до 34 мг-экв на 100 г породы. С. С. Морозов (1949₂) указывал, что она зависит от содержания коллоидно-дисперсных частиц. На рис. 13 показана кривая изменения емкости обмена в различных фракциях лёссовых пород (по С. С. Морозову). Кроме степени дисперсности пород, емкость обмена до некоторой степени определяется составом коллоидно-дисперсных минералов. А. К. Ларионову удалось установить, что на юге РСФСР наименьшей емкостью обмена обладают гидрослюдисто-кварцевые лёссовые породы.

Главными обменными катионами являются кальций и магний, но наряду с двухвалентными катионами в лёссовых породах установлено присутствие K^+ и Na^+ . Породы, содержащие одновалентные катионы, характеризуются большей степенью дисперсности, повышенной пластичностью, липкостью и влагоемкостью и более низким коэффициентом фильтрации. К сожалению, сопоставление количественного взаимоотношения содержания обменных катионов и свойств лёссовых пород затруднено вследствие сложности определения в карбонатных породах обменных оснований.

Лёссовые породы, содержащие воднорастворимые соли кальция, обладающего, как известно, большой энергией обмена, являются, как правило, насыщенными породами, не содержащими иона водорода за редким исключением. Присутствие обменного водорода обнаружил С. С. Морозов при исследовании лёссовых пород Калининской и Московской областей, а также А. Н. Соколовский, изучавший лёссовые отложения УССР. Присутствие обменного водорода пока не находит объяснения.

Появление в составе лёссовых пород обменных натрия и калия В. А. Приклонский (1952) объясняет тем, что при высокой влажности поровый раствор обычно насыщен карбонатом кальция, но при высыхании породы соотношение солей может изменяться в пользу натрия и калия. При увлажнении породы всегда происходит вытеснение иона натрия в раствор и замена его кальцием. Таким образом, при определенных условиях в поровом растворе может резко повышаться концентрация солей натрия. Появление натрия в поглощенном состоянии обуславливается динамикой воднорастворимых солей при изменении их влажности.

В настоящее время для исследования процессов обмена катионов в лёссовых породах начали применять меченые атомы. А. К. Ларионов исследовал скорость процесса обмена изотопа кальция в различных типах лёссовых пород в стабильных растворах CaCl_2 , меченых изотопом Ca^* . Опыты показали, что процесс протекает чрезвычайно быстро, в течение 20—40 минут.

Метод меченых атомов открывает перед исследователями большие возможности в изучении течения процессов поглощения и обмена оснований.

Изучение химических характеристик позволяет проникнуть в природу многих явлений, протекающих в лёссовых породах. Не менее важно изучение химического состава лёссовых пород и с точки зрения расшифровки процессов генезиса и облессования. Поэтому химические исследования лёссовых отложений следует считать одним из важных разделов лёссоведения.

Г л а в а 4

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

В состав лёссовых пород входит большое число минералов. Основная их масса представлена первичными кластическими формами, в меньшем количестве присутствуют вторичные коллоидно-дисперсные минералы. Полиминеральность, совместное присутствие первичных и вторичных минералов, наличие тонких фракций ($< 5\mu$) требуют комплексного исследования.

Изучение минералов крупных фракций ($> 5\mu$) проводится в поляризационном микроскопе с применением метода иммерсии. Наиболее крупные частицы ($> 0,25 \text{ мм}$) можно анализировать под биноклем. Состав минералов тонких фракций ($< 5\mu$) определяется комплексом методов; термическим, окрашиванием органическими красителями, рентгеновским, электронномикроскопическим и электроннографическим.

Поляризационная микроскопия

Из образцов лёссовых пород, предварительно проваренных в канадском бальзаме, можно изготовлять шлифы.

Шлифовые препараты позволяют лишь частично установить качественный и количественный состав минералов, их взаимосвязь и характер размещения в породе.

Для общей оценки и определения соотношения минеральных частей породы целесообразно применять также мазковые препараты: на предметное стекло наносится капля воды, в которую затем помещаются частицы образца с нарушенной структурой, которые с помощью иглы распределяются на стекле равномерным слоем. После просушивания на спиртовке обособляют 2—3 участка, накрывают их покровным стеклом, вводят иммерсионные жидкости с различными показателями преломления и исследуют под микроскопом.

Для лёссовых пород мазковые препараты особенно важны, так как они дают возможность установить соотношение карбонатов и других минералов.

В шлифах и мазках трудно выявить все минералы, установить их форму, характер поверхности, включения и т. д. Установление полной ассоциации минералов возможно только в случае разделения породы на отдельные гранулометрические фракции. Для этой цели каждый образец разделяется методами гранулометрического анализа на фракции: $> 0,25$ мм, $0,25—0,01$ мм, $0,01—0,005$ мм, $0,005—0,001$ мм и $< 0,001$ мм. Частицы крупнее $0,25$ мм исследуются при помощи бинокля или в шлиховых препаратах. Последние изготовляются так: на предметное стекло в каплю глицерина помещаются частицы размером $> 0,25$ мм. Накрыв сверху покровным стеклом, препарат можно изучать под микроскопом. Чтобы глицерин не вытекал из препарата, столик микроскопа следует держать горизонтально. Это несколько затрудняет работу, но зато позволяет использовать для исследования специальную окулярную насадку.

Частицы размером $0,25—0,01$ мм исследуются после разделения их по удельному весу на легкие и тяжелые фракции. Для этой цели применяются тяжелые жидкости с различным удельным весом (от 2,70 до 2,90).

Из легких минералов изготовляется два шлифовых препарата: на предметное стекло наносят желатину, вводят в нее легкую фракцию и сушат на огне спиртовки. Скрепленные желатиной частицы разделяют на два участка, которые порознь накрывают покровными стеклами. Под одно из стекол вводят иммерсионную жидкость с показателем преломления 1,454 (чистый керосин), что дает возможность четко наблюдать формы и поверхности зерен. Под другое стекло помещают нитробензол с показателем преломления 1,550, что позволяет приближенно разде-

лить полевые шпаты и кварц и оттенить ряд второстепенных минералов.

Тяжелая фракция до изготовления шлихов подвергается магнитной и электромагнитной сепарации и дополнительному разделению в тяжелых жидкостях. Подобное расчленение тяжелых минералов при наличии полиминеральности значительно облегчает эффективность диагностики отдельных минералов и позволяет выявить наиболее редкие из них. Изготовленные на желатине шлихи из тяжелых минералов исследуются в проходящем и в отраженном (для непрозрачных) свете с широким использованием набора иммерсионных жидкостей. Подсчет тяжелых минералов целесообразно производить, приняв их общее количество за 100 %, так как содержание каждого минерала по отношению ко всей массе породы очень низкое. Следует указывать процентное содержание тяжелых минералов по отношению к валовому количеству исследуемой фракции или породы.

Шлиховое микроскопическое исследование проводится по всем фракциям, вплоть до 0,005—0,001 мм. Установив количество минералов, содержащихся в каждой фракции и имея данные гранулометрического анализа, можно рассчитать содержание каждого минерала по отношению ко всей массе породы.

С помощью микроскопа приближенно определяется состав коллоидно-дисперсных минералов лёссовых пород. Для этого может быть применен метод М. Ф. Викуловой (1952). Глинистые частицы, оседая в спокойной воде сосуда, ложатся по базисной плоскости (001). После просушивания осадка в поперечном направлении делаются тончайшие срезы чешуек, которые оптически активны и легко исследуются в иммерсионном препарате. Применяя различные иммерсионные жидкости, можно установить показатель преломления чешуек. Если порода мономинеральна, то этот метод надежен; для полиминеральных лёссовых пород он дает приближенные результаты.

Термический анализ

Термический метод исследования минералов, особенно коллоидно-дисперсных, прочно вошел в практику лабораторных работ как один из наиболее быстрых и дешевых (Берг, 1942; Цуринов, 1946; Цветков, 1949, 1955 и др.). Он позволяет достаточно четко определить минеральный состав лёссовых пород, изучить превращения некоторых коллоидно-дисперсных минералов и других примесей, происходящие в процессе нагревания и не учитываемые другими методами.

Изучение тонких частиц ($< 0,005$ мм) лёссовых пород термическим методом проводится либо путем записи дифференциальных кривых нагревания, либо путем обезвоживания.

Дифференциальные кривые нагревания получают с помощью термической установки с регистрирующим пирометром

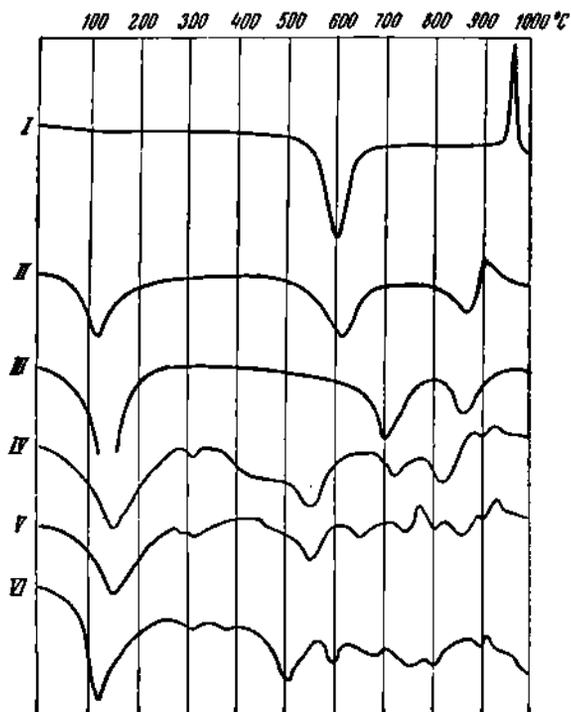


Рис. 14. Кривые нагревания каолинита (I), гидроглюды (II), монтмориллонита (III) и фракции < 1 μ образцов лёссовых пород (IV, V и VI)

конструкции Н. С. Курнакова. Этот метод основан на свойстве коллоидно-дисперсных минералов при нагревании выделять воду и изменять в некоторых случаях структуру минералов, что сопровождается выделением (экзотермическая реакция) или поглощением (эндотермическая реакция) тепла. Разность температур между испытуемой глинистой массой лёссового образца и стандартным инертным веществом фиксируется с помощью пирометра в виде кривой нагревания.

Каждому коллоидно-дисперсному минералу свойственны определенные эндотермические и экзотермические эффекты, которые отображаются на дифференциальных кривых нагревания в виде пиков (вверх и вниз). Расшифровывается кривая путем сравнения ее со стандартами (Горбунов и др., 1952; Гинзбург и др., 1951 и др.). Глинистая часть лёссовых пород полиминеральна. Ряд минералов присутствует в малых количествах, поэтому на кривой нагревания их эффекты отображаются слабо. Вследствие полиминеральности кривая нагревания лёссовых пород получается сложная. Поэтому при производстве анализа

следует пользоваться чувствительными термопарами (например, платиново-родиевой) и путем регулировки сопротивления в цепи добиваться четкого проявления пиков. При расшифровке сложных кривых следует учитывать возможность совпадения пиков (термоэффектов).

Термический метод применяется для качественного определения минералов. Известные способы количественных определений (А. И. Цветков, С. Д. Шаргородский и др.) не позволяют установить содержание коллоидно-дисперсных минералов в лёссовых породах. По интенсивности пиков кривой нагревания можно судить лишь о преобладающем содержании в исследуемом образце того или иного минерала.

На рис. 14 приведены эталонные кривые нагревания некоторых коллоидно-дисперсных минералов и образцов лёссовых пород (фракция $< 1 \mu$).

Другая разновидность термического анализа — обезвоживание — является важным подсобным методом исследования кривых нагревания. В настоящее время существует два способа его выполнения.

Первый способ. Навеска (до 1 г) исследуемой фракции в растертом виде помещается в фарфоровый тигель и последовательно нагревается до 700° со взвешиванием на аналитических весах через каждые 50° . Этот способ длителен и трудоемок.

Второй способ практически более выгоден (Цветков, 1955). Навеска фракции 300 мг помещается в кварцевый легкий тигелек, который подвешивается на платиновой нити к торзионным весам. Весы крепятся на подставке. Свободно свисающая нить с тиглем вводится в печь шахтного типа. Вместе с тиглем помещается термопара, которая регистрирует температуру. При постепенном нагревании печи до $700-750^\circ$ (1,2—1,5 часа) навеска теряет в весе за счет выделяемой воды. Каждый коллоидно-дисперсный минерал выделяет содержащуюся в нем воду (адсорбционную и конституционную) в определенных температурных интервалах. Потеря в весе фиксируется на каждом 50-градусном интервале путем отсчета на шкале торзионных весов. В результате анализа строится кривая зависимости потери в весе образцов от температуры.

Построение кривой обезвоживания возможно двух видов. Суммарная кривая показывает общую потерю в весе при данной температуре (рис. 15). Интервальная кривая обезвоживания (по способу А. К. Ларионова) показывает выделение воды (т. е. потерю в весе) за каждый 50-градусный интервал. Эта кривая напоминает дифференциальную кривую нагревания. В ряде случаев построение двух кривых обезвоживания (суммарной и интервальной) дает возможность судить о составе минералов и является хорошим дополнением к дифференциальной кривой нагревания.

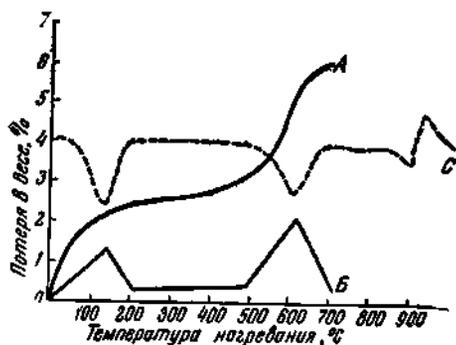


Рис. 15. Кривые обезвоживания: суммарная (А), интервальная (Б). Для сопоставления дана кривая нагрева (С)

нагрева, суммарную и интервальную кривые обезвоживания — можно наносить на один график. Это позволяет более точно расшифровать их.

Окрашивание органическими красителями

Метод хроматографии (окрашивания органическими красителями) коллоидно-дисперсных минералов базируется на способности последних адсорбировать органические красители. При этом изменяется окраска исходного раствора красителя (Веденеева, 1947, 1950 и др.). Чем выше адсорбция, тем ярче явление окрашивания. С помощью фотометра ФТ-1 определяется характер поглощения красителя.

Для определения коллоидно-дисперсных минералов пользуются набором органических красителей: метиленом голубым, солянокислым или сернокислым бензидином, хризоидином, смесь бенгальской розы с зеленым нафтолом и др. Методика хроматографического анализа с помощью фотометра достаточно освещена в литературе (Веденеева и Ратеев, 1955; Викулова, 1952 и др.). В работах М. Ф. Викуловой (1952) метод окрашивания получил значительное развитие применительно к литологии.

Ввиду того, что тонкие фракции лёссовых пород полиминеральны, с помощью красителей возможно установить присутствие только преобладающих минералов. Наиболее чувствительными красителями являются 0,001 %-ный водный раствор метилена голубого и насыщенный водный раствор солянокислого бензидина.

Анализ окрашенных водных суспензий лёссовых образцов метиленом голубым производится по методике М. Ф. Викуловой (1952), для чего пользуются шкалой цветов, приведенной на рис. 16.

Торзионный способ обезвоживания дает надежные результаты и значительно ускоряет выполнение анализов. Расшифровка кривых обезвоживания производится путем сравнения их с эталонами (Горбунов и др., 1952; Гинзбург и др., 1951 и др.). Интервальная кривая расшифровывается по эталонным кривым, построенным А. К. Ларионовым и В. П. Ананьевым. Результаты термических анализов — дифференциальную кривую

Фиолетовый	Фиолетово-синий	Синий	Синко-голубой	Голубой	Голубовато-зеленый	Зеленый	Травяно-зелено-зеленый	Травяно-зеленый	Желто-зеленый
------------	-----------------	-------	---------------	---------	--------------------	---------	------------------------	-----------------	---------------

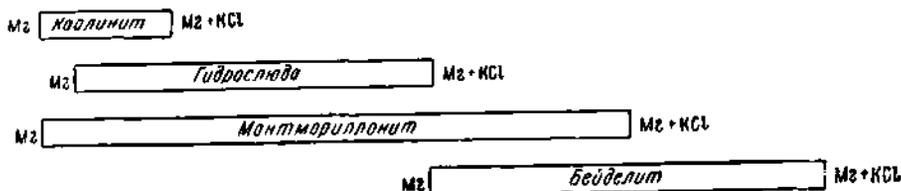


Рис. 16. Схема окраски суспензии образцов лёссовых пород метиленом голубым (мг) и смещение окраски от добавки раствора KCl (по М. Ф. Викуловой)

Суспензия тонких частиц лёссовых пород, окрашенная метиленом голубым, вследствие полиминеральности обычно мутноватая и чаще всего имеет фиолетово-синюю окраску. Смещение этой окраски от добавки KCl обычно невелико. Осадок суспензии довольно плотный, редко с небольшими признаками гелевидности. Такая реакция на окрашивание связана с преобладанием в лёссовых породах минералов группы гидрослюдов. В случаях преобладания каолинита или монтмориллонита суспензия приобретает окраску чистых тонов. При расшифровке окрасок суспензий очень важно знать реакцию среды (см. гл. 3).

Результаты окрашивания следует считать предварительными, ориентировочными. Они должны проверяться другими, более точными анализами (термикой, рентгеном и т. д.).

Рентгеновские исследования

Рентгенографический фазовый анализ является наиболее совершенным методом исследования коллоидно-дисперсной части пород, хотя он, как и другие способы исследования глинистых частиц, не позволяет точно определить количественное содержание минералов.

Рентгенографическая съемка основана на способности рентгеновских лучей проникать через кристаллические тела и закономерно подвергаться дифракции в кристаллических решетках. При этом получают спектрорентгенограмму, характер которой зависит от размера ячеек в кристаллической решетке. Их сравнивают с соответствующими эталонами чистых минералов.

С помощью измерения дебаевских колец и соответствующих расчетов определяют межплоскостное расстояние d и константу $\frac{d}{n}$, где n — порядок отражения — 1, 2, 3 и т. д. Устанавли-

вается также интенсивность (I) колец либо определяемая по шкале, либо обозначенная буквами (табл. 9).

Рентгеновский метод применим не только для монокристаллов, но и для дисперсных зерен, например для глинистых ча-

Каолинит ¹		Гидрослюда (иллит) ²		Монтмориллонит ²	
$\frac{d}{n}$ в Å	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$ Å	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$ в Å	<i>l</i>
7,20	10	10,6	8 p	15,2	С.
4,48	3	4,97	4 p	10,0	Ср.
4,36	4	4,49	8	6,94	Сл.
4,17	4	3,62	3 p	5,06	С.
4,09	2	3,29	8 p	4,45	О. с.
3,85	2	3,04	2 p	4,08	О. с.
3,73	2	2,83	4	3,50	Сл.
3,57	10	2,68	1 p	3,40	Ср.
3,32	3	2,57	10	3,24	Сл.
2,77	4	2,44	3	3,00	С.
2,578	2	2,37	4	2,57	С.
2,559	4	2,24	1 p	2,49	О.
2,529	3	2,19	2	2,30	О. с.
2,489	6	2,13	2	2,14	О. с.
2,378	4	1,98	6	1,70	Сл.
2,338	8	1,82	1	1,63	С.
2,291	6	1,70	3	1,51	Сл.
2,248	1	1,65	7	1,10	Сл.
2,186	2	1,49	10	—	—
2,137	1	1,42	2 p	—	—
1,993	6	1,37	1 p	—	—
1,940	3	1,34	1 p	—	—
1,896	2	1,29	8	—	—
1,786	5	1,24	5	—	—
1,711	1	1,12	2 p	—	—
1,635	2	—	—	—	—
1,665	7	—	—	—	—
1,619	4	—	—	—	—
1,589	2	—	—	—	—
1,541	5	—	—	—	—
1,487	10	—	—	—	—
1,453	3	—	—	—	—
1,429	2	—	—	—	—
1,390	2	—	—	—	—

О. О. сл. — очень-очень слабые; О. сл. — очень слабые; среднесильные;
 О. с. — очень сильные; p — размытые (обозначение интенсивности).

¹ По И. В. Иогансену (1952).

² По И. Д. Седлецкому (1955).

³ По И. Д. Седлецкому и В. П. Ананьеву (1954₂).

⁴ По И. Д. Седлецкому (1951).

Таблица 9

Лёсс Китая ³ Фракция < 1 μ		Лёсс УССР ³ Фракция < 1 μ		Лёсс Нижнего Дона ⁴ Фракция < 1 μ	
$\frac{d}{n}$ в Å	I	$\frac{d}{n}$ в Å	I	$\frac{d}{n}$ в Å	I
14,0	О. О. сл.	15,0	С.	14,24	Ср.
9,74	"	5,92	Ср. сл.	9,97	С.
8,46	О. сл.	5,03	Сл.	7,13	Ср.
7,40	"	4,53	С.	5,61	О. сл.
6,75	"	4,45	О. с.	4,96	Ср.
5,62	Сл.	3,56	"	4,69	О. сл.
5,03	Ср. с.	3,37	Ср. с.	4,44	С.
4,50	С.	3,27	О. с.	4,16	О. О. сл.
4,28	Сл.	2,81	Ср.	3,89	О. сл.
4,09	"	2,59	С.	3,70	Сл.
3,76	Ср. с.	2,50	О. с.	3,52	Ср.
3,55	"	2,38	"	3,34	С.
3,37	О. с.	2,02	Ср.	3,19	Сл.
3,22	Ср. с.	1,89	"	3,01	О. с.
3,03	"	1,84	"	2,85	Ср.
2,86	"	1,73	Ср. с.	2,70	О. О. сл.
2,74	"	1,67	Ср.	2,58	О. с.
2,59	О. с.	1,53	О. с.	2,47	Сл.
2,47	Ср. с.	1,51	"	2,40	"
2,41	"	1,45	Сл.	2,27	"
2,25	Сл.	1,43	"	2,14	"
2,22	"	1,39	Ср.	2,01	С.
2,15	"	1,30	"	1,95	О. О. сл.
2,04	Сл.	1,25	Ср.	1,90	О. сл.
1,90	"	1,18	Сл.	1,81	Ср.
1,83	Ср.	1,08	"	1,71	О. сл.
1,76	Сл.	—	—	1,66	С.
1,72	"	—	—	1,57	О. сл.
1,67	Ср.	—	—	1,55	Сл.
1,55	Ср. сл.	—	—	1,50	О. с.
1,51	О. сл.	—	—	1,47	О. О. сл.
1,45	Ср. сл.	—	—	1,44	Сл.
1,43	Сл.	—	—	1,38	Сл.
1,38	"	—	—	1,30	С.
1,36	"	—	—	1,25	Ср.
1,31	Ср. сл.	—	—	1,225	Сл.

Сл. — слабые; Ср. сл. — среднеслабые; Ср. — средние; С. — сильные; Ср. с. — средне-сильные;

стиц, которые, как известно, являются кристаллическими телами.

Методика изучения глинистых частиц с помощью рентгена детально разработана Седлецким (1955), Иогансеном (1952) и др.

Остановимся на некоторых особенностях рентгеновского анализа глинистых частиц. Глинистая часть лёссовых пород, как уже указывалось, полиминеральна, поэтому многие линии на рентгенограммах расположены близко друг к другу или совсем сливаются. Для удобства расшифровки и выявления всего спектра линий следует применять рентгеновские камеры больших диаметров — 68,88 или 114 мм. Для анализа коллоидно-дисперсных минералов лучше всего применять рентгеновские трубки с хромовым, железным или кобальтовым анодом, которые дают длинноволновые излучения.

Подлежащие исследованию глинистые частицы растираются в порошок и прессуются в виде столбика диаметром 0,7—0,8 мм (Седлецкий, 1955). Кристаллики коллоидно-дисперсных минералов очень малы (0,1—5 μ), поэтому сила отраженных лучей невелика. Для получения более четких линий экспозиция (время съемки) должна быть не менее 18—24 часов.

На рентгенограмме в области первичного пучка образуется значительное затемнение. Это вуалирует ряд важных линий, которые получаются в области малых углов отражения ($<5^\circ$). Для устранения этого дефекта И. Д. Седлецкий (1955) применил простейшую свинцовую ловушку.

Для расшифровки получаемых рентгенограмм тонких фракций лёссовых пород пользуются специальными стандартными таблицами. Особое внимание следует обращать на выделение характерных линий каждого минерала. При высокой степени полиминеральности глинистых фракций минералы, содержащиеся в незначительных количествах, могут быть не обнаружены.

Рентгеновский анализ для исследования полиминеральных тонких фракций лёссовых пород является пока наиболее важным и надежным методом.

Электронномикроскопическое исследование

Этот метод дает возможность подтвердить данные других анализов и увидеть форму, прозрачность и размеры коллоидно-дисперсных минералов. Электронный микроскоп позволяет получать увеличение от 4000—11 000 до 100 000 раз и более.

В результате электронномикроскопических исследований было установлено, что коллоидно-дисперсные минералы имеют определенный морфологический облик. Каолинит (рис. 17) представлен четкими гексагональными пластинками с прямыми и отчетливыми краями. Монтмориллонит (рис. 18) встречается в зернах с неясными расплывчатыми краями. Гидрослюда (рис. 19) дает чешуйчатые слюдоподобные кристаллики различной формы и

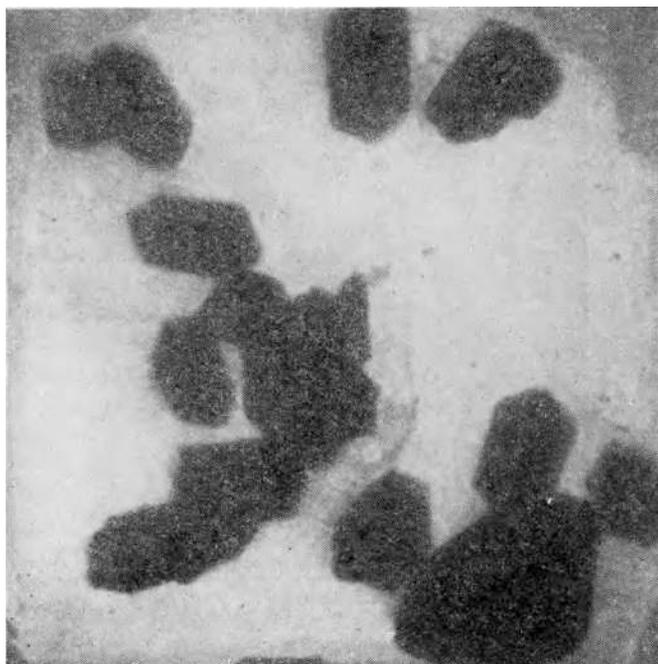


Рис. 17. Каолинит. Фракция $< 0,001$ м. Электронный микроскоп. $\times 25\,000$ (по Ю. Русько)

размеров, цвет которых колеблется от светло-серого до черного. Своеобразен по форме коллоидно-дисперсный кварц. Он имеет вид непрозрачных зерен с резкими очертаниями округлой изометричной или неправильной формы. Интересны кристаллы галлуазита — игольчатые непрозрачные.

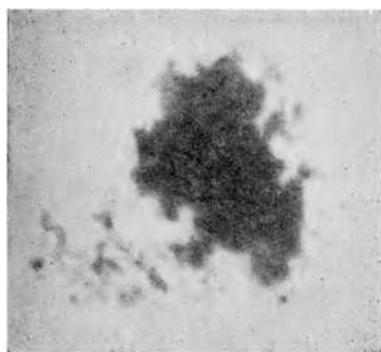


Рис. 18. Монтмориллонит из лёссовой породы. Фракция $< 0,001$ м. Запорожье (УССР). Электронный микроскоп. $\times 25\,000$

Электронный микроскоп дает возможность обнаружить минералы, которые представлены лишь единичными зернами, например палыгорскит, метагаллуазит, опал и др. Для лёссовых пород это очень важно, так как для тонких фракций характерна полиминеральность.

Препарат глинистой части породы изготавливается из водной суспензии (Викулова, 1950). При подготовке суспензии следует предварительно удалить легкорастворимые карбонаты. Для этого

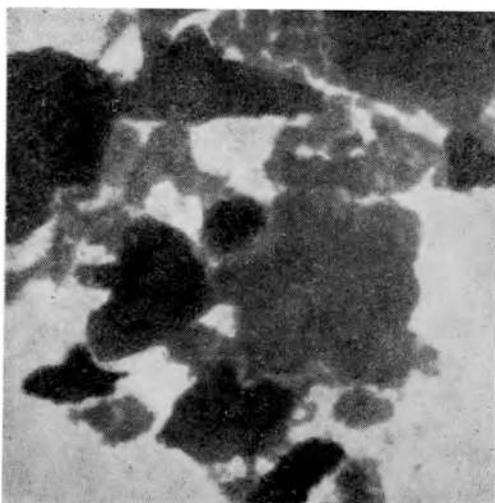


Рис. 19. Гидрослюда. Часов-Яр. Фракция
< 0,001 м.м. Электронный микроскоп.
× 35 000 (по М. Ф. Викуловой)

образец отмывается дистиллированной водой до нейтральной реакции. После этого может быть получена устойчивая суспензия.

Коллоидно-дисперсные минералы лёссовых пород в электронном микроскопе изучены сравнительно слабо.

Электроннографическое исследование

При изучении мельчайших частиц — коллоидно-дисперсных минералов — очень важно знать строение поверхности частички (поверхностной пленки), так как именно здесь протекают явления сорбции и обмена элементов.

При электроннографическом анализе используется пучок электронных лучей, которые, не проникая в глубину решетки, отражаются от поверхностного слоя частиц и дают электронограмму. Расшифровав электронограмму, можно получить представление о структуре и минералогическом составе поверхностного слоя коллоидных частиц.

Препарат для исследования электроннографическим методом готовится из водной суспензии осаждением коллоидно-дисперсных частиц на тончайшую целлулоидную пленку (10^{-7} см). Изучение препарата проводится в электронографе.

СОСТАВ КРУПНЫХ ФРАКЦИЙ

Лёссовые породы весьма своеобразны и характеризуются полиминеральностью. В их состав входит более 50 различных минералов, причем порообразующими обычно являются лишь 10—15 минералов, а остальные относятся к аксессуарным.

Лёссовые породы различных районов СССР отличаются большим сходством минералогического состава, особенно в группе породообразующих минералов. Однако если внимательно проследить за качественным и количественным проявлением ассоциаций минералов, то можно видеть четкое разделение лёссовых пород областей низменных равнин и областей гор и предгорий. Кроме того, лёссовые породы каждой области имеют свои особенности, отличаясь повышенным содержанием тех или иных минералов, присутствием зерен, имеющих своеобразные морфологические формы, примесей минералов, не типичных для лёссовых пород, и т. д. Это связано, с одной стороны, с характером и составом комплекса горных пород, продукты разрушения которых явились источником лёссового материала, а с другой стороны, с подмешиванием продуктов выветривания местных коренных отложений. Осадки, подстилающие лёссовые породы, в большей части случаев имеют совершенно иные ассоциации минералов.

Крупные фракции лёссовых пород ($> 5 \mu$) на 99—99,8% представлены минералами с удельным весом меньше 2,75. Среди сравнительно большой группы легких минералов (до 13) главная роль в породообразовании принадлежит кварцу, полевым шпатам, карбонатам и изредка слюдам (рис. 20, 21, 22 и 23).

В лёссовых породах кварц, как правило, представлен бесцветными угловато-окатанными формами. Наряду с обломками монокристаллов кварца часто наблюдаются мозаичные зерна метаморфического и вторичного кварца с агрегационным угасанием. Монокристаллы кварца часто сильно катаклазированы, о чем свидетельствует их неравномерное, облачно-волнистое угасание. Следы окатанности можно наблюдать на всех зернах размером более 0,03—0,04 мм.

Исключение составляют делювиальные лёссовые породы, содержащие подчас неокатанные угловатые зерна кварца. Поверхность зерен кварца иногда слегка матовая в силу механического трения частиц. Для лёссовых пород характерно однообразие в размерах преобладающего зернового материала. Например, в фракции 0,25—0,01 мм средняя размерность частиц в подавляющем числе случаев 0,06—0,08 мм, что видно из табл. 10, в которой приведена характеристика минералов лёссовых пород. Общее содержание кварца в лёссовых породах низменных равнин колеблется от 60 до 85%, а в лёссовых породах предгорий и гор всего лишь 20—40%, в редких случаях достигает 56%.

Полевые шпаты в лёссовых породах представлены угловато-окатанными зернами, бесцветными или в результате пелитизации зерен ортоклаза слегка окрашенными в желтоватый цвет. В большинстве случаев полевые шпаты представлены ортоклазом, значительно реже микроклином, имеющим зерна с хорошо

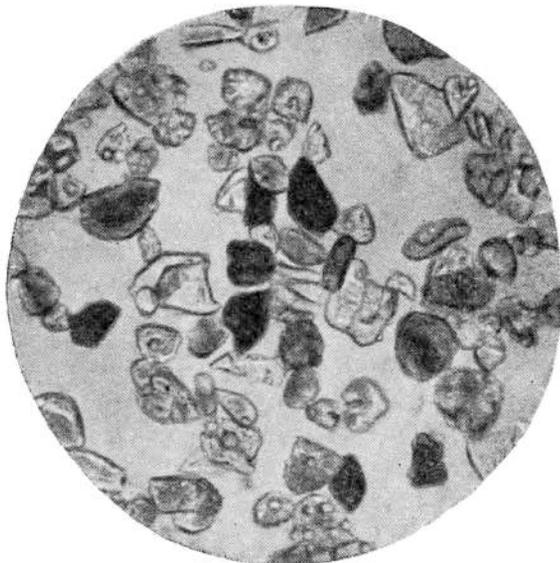


Рис. 20. Легкая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Запорожья. Образец с глубины 6 м. Николи ||. $\times 100$

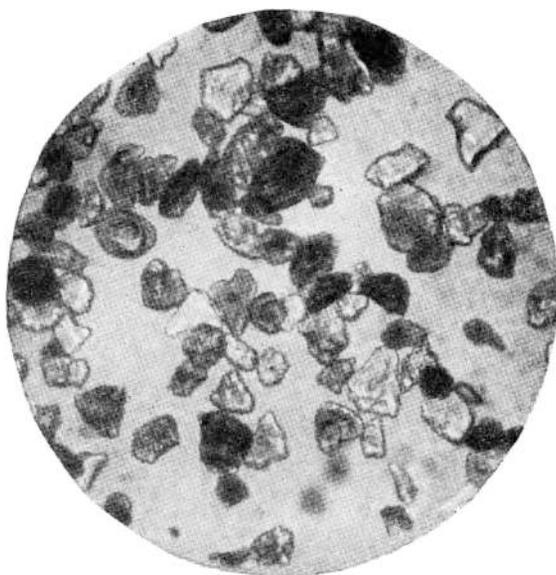


Рис. 21. Легкая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из района Тюмени (Сибирь). Образец с глубины 30 м. Николи ||. $\times 100$

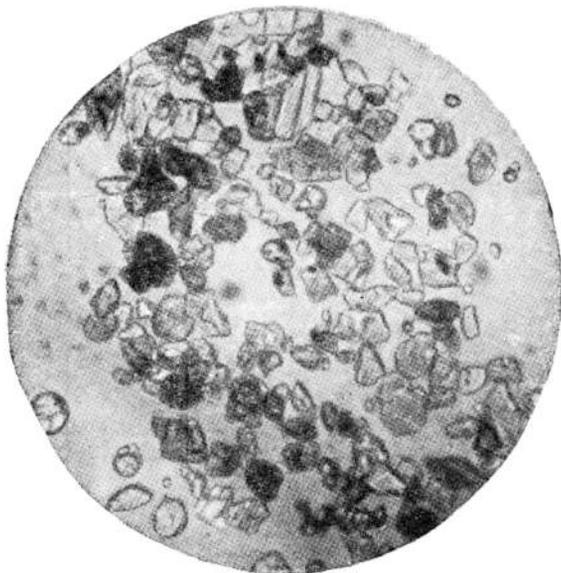


Рис. 22. Легкая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Ангрена (Средняя Азия). Образец с глубины 2 м. Николи ||. $\times 60$

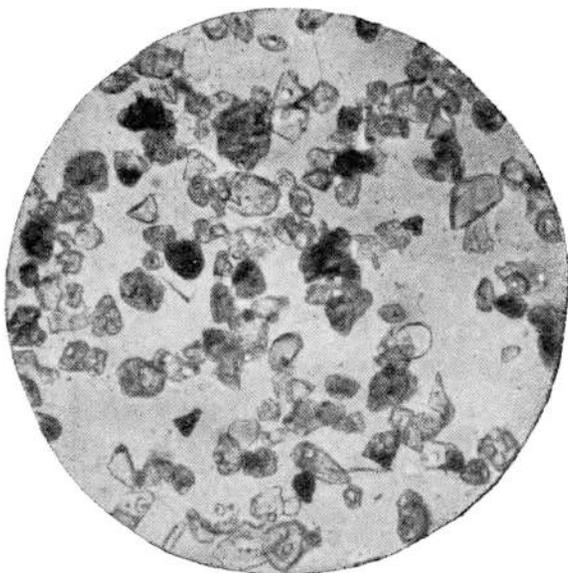


Рис. 23. Легкая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Ганьсу (Северный Китай). Образец с глубины 2 м. Николи ||. $\times 60$. Видны кварц, полевые шпаты, кальцит и др.

Область распространения лёссовых пород	Содержание минералов —0,01 мм) с уд.		
	кварц	полевые шпаты	карбонаты

Лёссовые породы			
Украина (без Донбасса и Предкарпатья) .	62—77	22—30	2—12
Европейская часть РСФСР (без Предкавказья):			
а) Поволжье (Нижнее)	88—85	4—10	9—14
б) Нижний Дон, Доно-Маныч	65—81	4—20	7—10
в) Приазовье (равнина)	65—72	18—25	3—10
Сибирская низменность (Тюмень)	65—67	27—29	4—7

Лёссовые породы			
Предкавказье (Ставропольская возвышенность, Терско-Сунженский район и т. д.)	29—35	21—30	10—16
Закавказье (Грузия)	38—42	9—13	40—45
Средняя Азия:			
а) Прикопетдагская равнина	36—44	34—43	4—17
б) Район Ташкента	27—33	37—43	13—18
в) Ангреская межгорная котловина	53—56	12—15	20—23
г) Куvasайская межгорная котловина	11—14	10—12	25—28
д) Чуйская долина	17—20	40—43	7—10
е) Иссык-Кульская долина	19—25	35—41	10—12
Китай (Ганьсу)	51—55	27—31	14—16
Венгрия (Надьвельд и др.)	40—56	12—25	15—22
Германия (Бранденбург)	74—76	27—29	2—5

крупных фракций (0,25 - весом <2,75 в %			Количество типов лег- ких минера- лов с уд. весом <2,75	Средний размер частиц в составе фракции 0,25-0,01 мм	Нижний предел окатанности в мм	Количество ис- следованных образцов
типс	слюды	прочие второсте- пенные				

низменных равнин

0,5-2	0,5-1	4-5	11-12	0,06-0,07	0,03-0,04	350
до 0,5	до 1	1-2	9-10	0,07	0,04	87
до 0,5	до 1,5	1-3	9-10	0,07	0,03	60
до 1	до 3	1-2	10-11	0,07	0,04	28
—	1-2	1-2	8-9	0,09	0,04	49

предгорий и склонов

1-2	26-32	до 1	10-11	0,06	0,03	103
—	2-3	3-4	10-11	0,09	0,04	13
—	2-3	8-14	9-10	0,08	0,05	41
до 1,5	4-9	5-8	11-12	0,06	0,03	33
до 0,5	1-12	1-2	8-9	0,06	0,04	20
—	22-47	1-2	8-9	0,06	0,03	24
—	5-8	7-10	12-13	0,07	0,04	70
1-2	4-8	8-11	11-12	0,06	0,04	58
Ед. зерна	3-4	до 0,5	8-10	0,06	0,03	14
до 0,5	5-28	до 1	9-10	0,06	0,03	12
до 0,5	1-2	до 1	10-11	0,06	0,03	10

Области распространения лёссовых пород	Содержание тя- желых минералов во фракции 0,25— 0,01 мм в несо- вых %	Количество типов тяжелых мине- ралов	Содержание	
			непро- зрачные	амфи- болы

Лёссовые по

Украина (без Донбасса и Пред- карпатья)	1—4	40—41	28—42	9—21
Европейская часть РСФСР (без Предкавказья):				
а) Поволжье (Нижнее)	1—2	25—30	30—42	6—10
б) Нижний Дон, Доно-Маныч	1—2	до 30	32—40	5—9
в) Приазовье (равнина)	1—2	до 25	30—49	5—8
Сибирская низменность (Тюмень)	до 1	до 30	13—18	20—25

Лёссовые породы

Предкавказье (Ставрополье)	1—3	40—43	30—47	11—20
Закавказье (Грузия, Мцхета)	до 1	до 30	50—65	3—4
Средняя Азия:				
а) Прикопетдагская равнина	до 1,5	31—33	35—40	16—19
б) Район Ташкента	до 3	до 40	30—39	14—21
в) Ангренская межгорная кот- ловина	до 1	до 30	35—39	11—13
г) Куvasайская межгорная кот- ловина	до 1	до 30	32—36	44—48
д) Чуйская долина	2—2,5	до 30	39—34	16—18
е) Иссык-Кульская долина	до 2	до 32	13—21	28—36
Китай (Ганьсу)	до 2	30—32	14—16	17—24
Венгрия (Надьвельд и др.)	2—3	32—33	31—36	11—15
Германия (Бранденбург)	до 4	до 32	35—36	18—19

тяжелых минералов (уд. вес $>2,75$) во фракции 0,25–0,01 мм в %.

пироксены	эпидот-циновитовая группа	циркон	гранат	сфен	рутил	брукит	анатаз
роды равнин							
3–7	9–21	5–10	4–8	1–3	4–7	$<0,5$	$<0,5$
до 1	8–14	10–16	6–8	до 1	7–8	$<0,5$	$<0,5$
1–2	22–28	6–9	1–6	до 2	4–5	$<0,5$	$<0,5$
1–2	9–25	8–18	4–10	до 0,5	7–9	до 1	Ед. зерна
9,–11	32–39	2–4	2–3	1–2	до 1	$<0,5$	0,5
предгорий и склонов гор							
11–21	9–16	3–6	1–5	до 1,5	до 1,5	до 0,8	до 0,8
6–8	2–5	11–13	2–4	Ед. зерна	1–2	2–4	—
3–7	18–22	2–3	1–3	до 1	1–3	Ед. зерна	Ед. зерна
6–13	12–21	3–8	1–4	1–3	2–4	$<0,5$.
3–5	23–26	5–7	2–4	0,5	до 2	1–3	.
9–12	4–6	1–2	2–3	1–2	до 0,5	до 1,5	.
4–6	18–20	5–6	3–4	до 1	3–4	$<0,5$	$<0,5$
5–6	12–14	6–7	1–2	до 2	2–3	до 0,6	до 0,5
8–11	16–17	6–8	8–12	3–4	3–4	Ед. зерна	1–2
5–8	13–18	4–6	3–18	1–2	3–5	Ед. зерна	Ед. зерна
4–6	14–15	до 5	3–4	до 2	3–4	до 1	$<0,5$

Области распространения лёссовых пород	Содержание тяжелых			
	турма- лин	дистен	силли- манит	ставро- лит

Лёссовые пор

Украина (без Донбасса и Пред- карпатья)	1-4	1-3	до 1,5	до 0,7
Европейская часть РСФСР (без Предкавказья):				
а) Поволжье (Нижнее)	4-6	4-8	до 2	2-3
б) Нижний Дон, Доно-Маныч	3-6	1-6	1-2	1-2
в) Приазовье (равнина)	до 4	4-8	Ед. зерна	до 0,5
Сибирская низменность (Тюмень)	1-2	2-3	0,5	—

Лёссовые породы пред

Предкавказье (Ставрополье)	0,5-2	0,5	Ед. зерна	до 0,5
Закавказье (Грузия, Мцхета)	Ед. зерна	—	—	—
Средняя Азия:				
а) Прикопетдагская равнина	1-2	до 1,5	до 2	до 1
б) Район Ташкента	2-4	до 1,5	0,5	Ед. зерна
в) Ангренская межгорная кот- ловина	<0,5	<0,5	—	—
г) Кувасайская межгорная кот- ловина	<0,5	—	—	—
д) Чуйская долина	до 1	до 1,5	Ед. зерна	Ед. зерна
е) Иссык-Кульская долина	до 3	—	—	—
Китай (Ганьсу)	3-4	до 2	до 1	—
Венгрия (Надьвельд и др.)	2-4	до 2	Ед. зерна	0,5
Германия (Бранденбург)	до 2,5	до 1,5	Ед. зерна	0,5

минералов (уд. вес $>2,75$) во фракции 0,25--0,01 мм в %

апатит	топаз	биотит	группа хлорита	покотит	шпинель	гематит	другие минералы
--------	-------	--------	-------------------	---------	---------	---------	--------------------

оды равнин

1-1,5	до 1	1-2	до 0,5	$<0,5$	$<0,5$	до 1	до 1
до 1	Ед. зерна	0,5	0,5	до 0,5	Ед. зерна	—	Ед. зерна
до 0,5	.	до 2	Ед. зерна	$<0,5$.	—	.
Ед. зерна	.	Ед. зерна	.	1-2	—	—	до 0,5
до 0,5	—	0,5	.	$<0,5$	—	—	Ед. зерна

горий и склонов гор

0,5-2	$<0,5$	1-4	3-7	до 1,5	Ед. зерна	до 1	до 0,5
0,5	—	0,5	Ед. зерна	3,5	—	—	до 0,5
Ед. зерна	—	1-2	1-2	0,5	—	до 2	до 0,5
до 0,5	Ед. зерна	1-2	до 2	до 2	Ед. зерна	Ед. зерна	до 1
$<0,5$	—	Ед. зерна	$<0,5$	4-6	.	до 1,5	до 1,5
$<0,5$	—	3-5	Ед. зерна	2-4	1-2	до 1	до 1
2-3-3-5	Ед. зерна	3-4	2-3	Ед. зерна	—	0,5	до 1
4	—	6-7	0,5	до 1	—	0,5	до 1
1-2,5	Ед. зерна	1-2	до 0,7	2-3	до 1	—	до 1,5
до 1	—	1-2	2-3	до 3	—	до 2	до 1
до 1	—	1-2	$<0,5$	до 0,5	—	—	до 1

выраженным решетчатым двойникованием и плагиоклазами как кислого, так и основного ряда. Зерна микроклина и плагиоклазов меньших размеров, чем зерна ортоклаза, и более угловаты. В равнинных лёссовых породах содержание полевых шпатов колеблется от 4 до 30%, а в районе предгорий и склонов гор увеличивается до 30—40%.

Значительное место в лёссовых породах занимает группа карбонатных минералов, представленных большей частью кальцитом и значительно реже доломитом. Содержание карбонатов, как видно из табл. 10, различно. Разнообразна также и их форма.

Кальцит в лёссовых породах в большинстве случаев представлен бесцветными угловатыми зернами, реже радиально-лучистыми агрегатами, сферолитами и другими агрегатными формами. Доломит наблюдается в виде ромбоэдров, нередко с окатанными уголками. Это свидетельствует о том, что часть карбонатов имеет терригенное происхождение.

Кроме минералов легкой фракции, в лёссовых породах присутствует слюда в виде бесцветных или желтоватых чешуек мусковита и реже биотита. Содержание мусковита невелико, не более 3—4%.

В некоторых лёссовых породах из районов гор (Кувасайская котловина, Предкавказье) наблюдается повышенное содержание этого минерала, достигающее 30—50% (см. табл. 10). В этих случаях слюда является основной составной частью породы и представлена главным образом выветрелыми листочками.

Большая часть лёссовых пород содержит также гипс, но в небольшом количестве, не превышающем 0,5%. Это объясняется присутствием в виде отдельных вкрапленников сингенетического гипса или вторичным засульфачиванием лёссовых горизонтов.

В небольших количествах в лёссовых породах встречаются окисленный глауконит, бурый железняк, халцедон, опал (в виде спикул губок), обломки раковин наземных моллюсков, микрофауна (большей частью палеогенового возраста) и обломки пород роговикового характера. Эти минералы и биогенные включения присутствуют не во всех лёссовых породах. Так, например, микрофауна встречена в образцах из низов лёссовой толщи юга Украины, глауконит наблюдается в наибольшем количестве в лёссовых породах Предкавказья, Поволжья, Нижнего Дона и некоторых других местностей.

Вес тяжелых минералов (с удельным весом $< 2,75$) в лёссовых породах редко превышает 1—2% от веса фракции 0,25—0,01 мм, а по отношению ко всей массе породы составляет меньше 1%. Количество тяжелых минералов в лёссовых породах довольно значительно, чаще всего обнаруживается более 30 представителей. Эта группа минералов интересна с точки зрения решения вопросов генезиса отложений.

Основными составляющими тяжелой ассоциации являются

непрозрачные минералы, амфиболы, эпидот-цоизитовая группа, отчасти пироксены и некоторые другие устойчивые минералы (рис. 24—29).

Непрозрачные минералы в большинстве случаев составляют 30—40% тяжелой фракции. Среди них основное место занимает ильменит, затем лейкоксен, магнетит (около 2—4%), в еще меньших количествах присутствует бурый железняк. Всегда в лёссовых породах встречаются амфиболы. Как видно из табл. 11, содержание их колеблется в широких пределах — от 5 до 48%. В наибольшем количестве амфиболы встречаются в лёссовых породах областей предгорий и склонов гор. В породах низменных равнин их значительно меньше (не более 20%). Среди амфиболов основное место занимает роговая обманка. Другие минералы, такие как актинолит, базальтическая роговая обманка, тремолит, глаукофан, арфведсонит, представлены в небольших количествах и составляют не более 5%. Кроме того, эти минералы (за исключением актинолита) встречаются не во всех лёссовых породах. Так, арфведсонит обнаружен только в лёссовой породе Китая (Ганьсу), глаукофан — в образцах из района Ташкента, базальтическая роговая обманка типична для лёссовых пород Предкавказья и т. д.

Эпидот-цоизитовая группа представлена главным образом эпидотом, реже цоизитом и изредка клиноцоизитом. Группа пироксенов по количественному содержанию незначительна, редко составляет более 8—10%; лишь в некоторых образцах, например из Предкавказья, содержание их довольно высокое. Из пироксенов встречаются авгит, гиперстен, диопсид, реже эгирин, бронзит, энстатит и др.

Из группы минералов, устойчивых к выветриванию, постоянно присутствуют циркон, гранат, сфен, рутил, брукит, анатаз. Количественное содержание этих минералов показано в табл. 11. Всегда обнаруживаются также турмалин, пикотит, минералы группы хлорита, апатит.

В лёссовых породах равнин чаще всего присутствует группа метаморфических минералов (дистен, силлиманит, ставролит, топаз, шпинель).

В образцах из предгорий и склонов гор встречается гематит, в небольшом количестве биотит, а также единичные зерна оливина, везувiana, аксенита, лепидолита, фуксита, андалузита и некоторых других минералов. Их количественное содержание в общей массе породы ничтожно (0,1—1%). Они имеют значение главным образом для корреляции лёссовых пород.

Одной из особенностей лёссовых пород является их полиминеральность и удивительное сходство минеральных ассоциаций разных образцов, отобранных в различных районах, в качественном и количественном отношении. Все лёссовые породы имеют примерно одинаковый состав главных минералов (см.

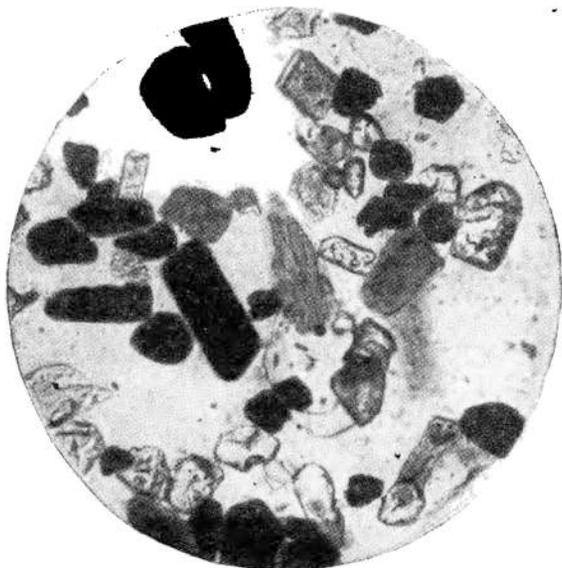


Рис. 24. Тяжелая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Запорожья. Образец с глубины 6 м. Николи ||. $\times 100$

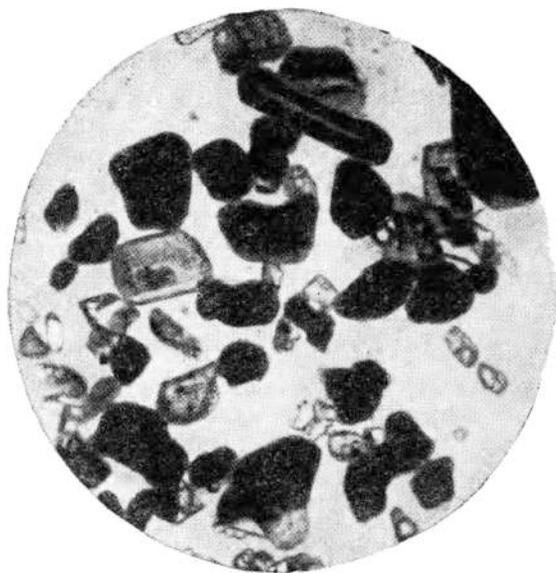


Рис. 25. Тяжелая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Ростовской области. Образец с глубины 4 м. Николи ||. $\times 100$

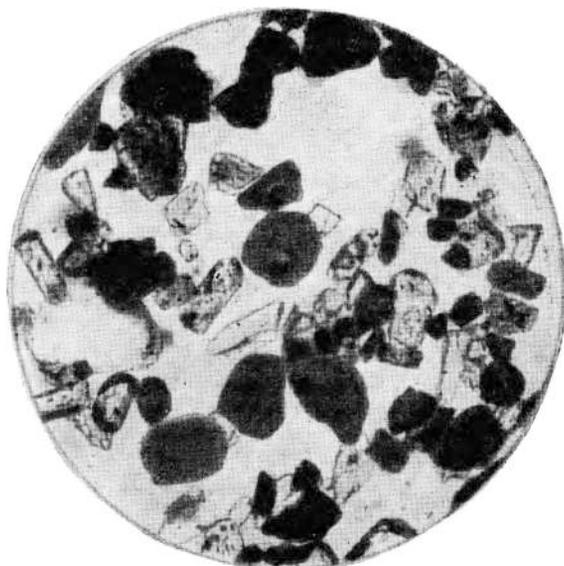


Рис. 26. Тяжелая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Ставрополя (Северный Кавказ). Образец с глубины 6 м. Николи ||. $\times 100$

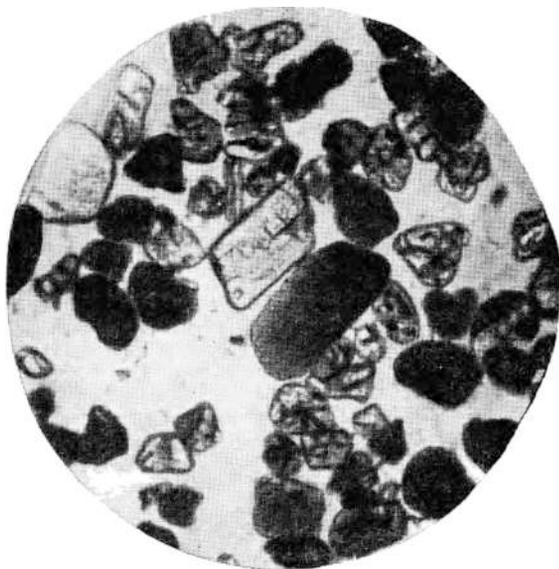


Рис. 27. Тяжелая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Ростовской области. Образец с глубины 3 м. Николи ||. $\times 60$

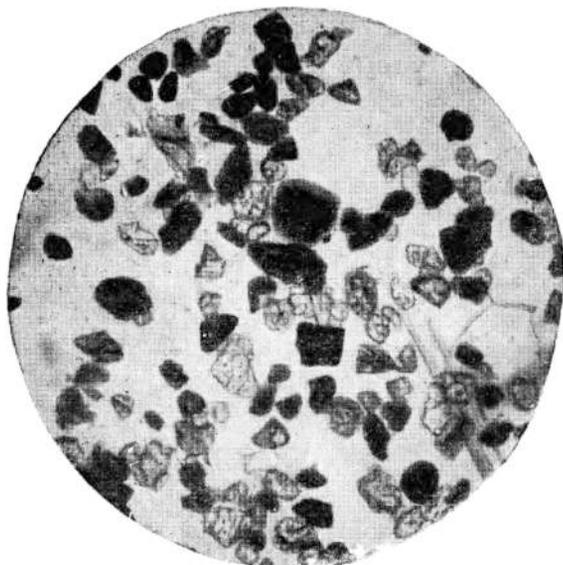


Рис. 28. Тяжелая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из Ангрена (Средняя Азия). Образец с глубины 2 м. Николи II. $\times 60$

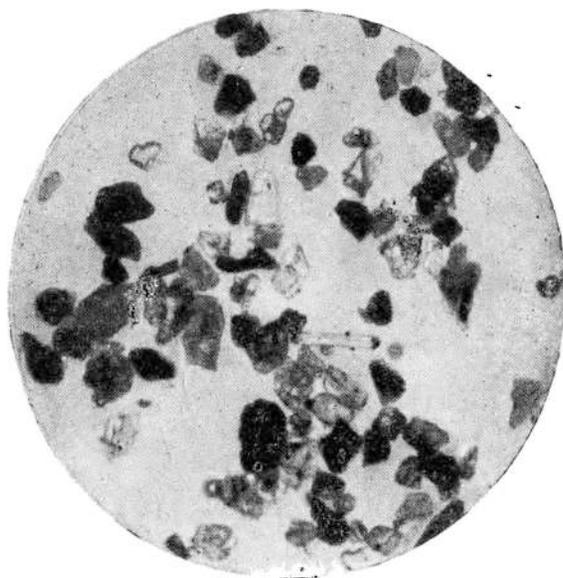


Рис. 29. Тяжелая фракция (0,25—0,01 мм) лёссовой породы из района Ганьсу (Северный Китай). Образец с глубины 2 м. Николи II. $\times 60$

рис. 20—23), причем их количественная и качественная характеристики однотипны (см. табл. 10). Не менее велико сходство и по второстепенным минералам (легким и тяжелым).

Однако, несмотря на это, лёссовая порода каждой области может быть минералогически обособлена. К коррелятивным признакам относится прежде всего своеобразное количественное сочетание основных как породообразующих (легких), так и аксессуарных (тяжелых минералов). Например, в лёссовых породах областей предгорий и склонов гор кварц и полевые шпаты содержатся примерно в равных количествах, а в лёссовых образованиях низменных равнин кварц всегда преобладает над полевыми шпатами (см. табл. 10). Подобные различия наблюдаются и в тяжелых фракциях минералов (см. табл. 11).

Другой особенностью является присутствие среди второстепенных минералов представителей, типичных для какой-либо одной области распространения лёссовых пород. Например, только в лёссовых отложениях Нижнего Дона встречены турмалин-индиголит и андалузит, а в лёссовых породах Иссык-Куля — лепидолит, фуксит.

Интересно отметить, что минералы, особенно тяжелых фракций, зачастую имеют правильные кристаллографические формы. Так обычно выглядят циркон, магнетит, турмалин, анатаз, рутил и др.

С другой стороны, обращает на себя внимание постоянное присутствие хорошо сохранившихся малоустойчивых к выветриванию минералов, таких как апатит, бронзит и др.

Отметив черты сходства и различия ассоциаций минералов крупных фракций лёссовых пород по площадям, нельзя не остановиться на вопросе распределения минералов по вертикальному разрезу лёссовых толщ. Исследования В. П. Ананьева показали, что в вертикальном направлении по составу минералов крупных фракций (легких и тяжелых) лёссовые толщи однообразны.

В табл. 12 приведены минералы тяжелых фракций одного из разрезов лёссовой толщи на Украине (в пределах левобережья Нижнего Днепра), где четко прослеживаются три яруса лёссовых отложений и соответственно им — три горизонта ископаемых почв. Как видно из этой таблицы, количественное расхождение в содержании отдельных минералов очень незначительно и не выходит за пределы обычных колебаний содержания их вообще в лёссовых отложениях.

Работы ряда исследователей показали, что ассоциации минералов крупных фракций как по составу, так и характеристике минералов могут иметь некоторые различия. Так, на юге Европейской части РСФСР А. К. Ларионов установил различные генетические типы лёссовых пород, каждый из которых имеет характерные черты минералогического состава.

Ярусы и горизонты по разрезу (сверху вниз)	Содержание тяжелых (уд. вес > 2,75) минералов в %										Преобладающие коллоидно- дисперсные минералы
	непрозрач- ные	амфиболы	группа эпидо- та	пироксены	слюда	метаморфи- ческие	неустойчивые к выветрива- нию	устойчивые к выветрива- нию	другие мине- ралы		
Современная почва Q _{IVeI}	35—36	17—17	20—22	2—3	до 1	2—3	Есть	14—15	5—6	Монтмориллонит, гидрослюда (ил- лит)	
Лёссовая порода Q _{II I}	29—37	13—20	15—20	3—6	1—2	2—3	.	16—18	1—5	Гидрослюда, кварц	
Ископаемая почва Q _{III I}	36—37	14—15	15—16	4—5	до 1	2—3	.	15—16	3—4	Монтмориллонит	
Лёссовая порода Q _{II I}	33—42	10—18	13—20	4—5	до 2	1—2	.	14—19	3—7	Монтмориллонит, кварц, гидро- слюда	
Ископаемая почва Q _{I I}	33—35	12—13	16—18	3—4	0,5	2—3	.	21—22	2—3	Монтмориллонит	
Лёссовая порода Q _{II eI}	35—41	1—15	13—20	1—4	до 1	2—8	Редко	16—18	4—7	Гидрослюда, кварц	
Ископаемая почва Q _{I eI}	39—38	3—4	18—20	до 1	4—5	10—11	Нет	14—15	4—5	Монтмориллонит	

Основная масса мелкозема — материала для формирования лёссовых пород юга Европейской части РСФСР — была привнесена из областей оледенения и среднеазиатских пустынь. Вынос продуктов выветривания в виде пыли из обширных областей, где имеется комплекс разнообразных по составу горных пород, в конечном итоге привел к тому, что пылеватый материал в процессе смещения получил усредненный состав минералов. Благодаря этому усреднению лёссовые породы имеют большое сходство по составу ассоциаций минералов (размером больше 0,01 мм) как легких, так и тяжелых фракций.

Все исследованные А. К. Ларионовым образцы эоловых лёссов состояли из одинаковых минералов, отличить их друг от друга не удалось.

Делювиальные лёссовые породы, которые отбирались на склонах водоразделов, в минералогическом отношении не отличаются от эоловых отложений водоразделов. Очень редко наблюдалась примесь отдельных зерен минералов, имеющих нелёссовый облик. Они обычно крупнее и явно местного происхождения.

Аллювиальные лёссовые породы резко отличаются по характеру крупных фракций от эоловых и делювиальных типов. В них значительное место занимают минералы (особенно тяжелые), типичные для местного аллювия и коры выветривания.

Таковы минералогические различия между крупными фракциями лёссовых пород равнин.

Сложнее решаются вопросы, связанные с разделением генетических типов лёссовых пород на основе ассоциаций минералов крупных фракций в предгорных и горных районах. Исследования позволили установить некоторые закономерности в распределении минералов в лёссовых породах Северного Кавказа. Эоловые разности лёссовых пород выделяются сравнительно легко как по составу ассоциаций, так и по характеру минералов. Наблюдается большое сходство их с аналогичными отложениями равнин, но в горной эоловой лёссовой породе всегда отмечается значительная примесь местного материала. Так, для предкавказских лёссовых эоловых пород характерно обилие пироксенов, иногда слюды и некоторых других минералов. По размерности и степени окатанности зерна этих минералов подобны зернам, слагающим эоловые лёссовые породы равнин.

Делювиальные, пролювиальные и другие генетические типы горных и предгорных лёссовых пород минералогически разнообразны, их состав определяется многими местными факторами. Например, приташкентские пролювиальные лёссовые отложения сходны с эоловыми типами лёссовых пород равнин. По-видимому, в данном случае пролювиальное переотложение происходило за счет пылеватого материала, поступившего из политерриториальной области сноса, и примесь местных минералов большой



Рис. 30. Вулканический пепел из лёссовой толщи (Молдавия).
Николи й . $\times 150$

роли не играла. Иная картина наблюдается при изучении пролювиальных лёссовых пород районов Северного Кавказа: ассоциации тяжелых минералов в них очень разнообразны. Большую роль в образовании пролювиальных лёссовых пород Северного Кавказа играли материалы местной коры выветривания. Поэтому отличить делювиальную лёссовую породу от пролювиальной или аллювиальной пока не удастся, так как определенных минеральных коррелятивов не найдено. Очевидно, это возможно лишь для отдельных участков распространения лёссовых пород, но не для региональных площадей.

И. В. Попов (1941) нашел подобные коррелятивы для района бассейна р. Кубань. Позже А. К. Ларионов подтвердил наличие своеобразных минералогических ассоциаций для делювия и аллювия Северо-Западного Кавказа.

На состав минералов лёссовых отложений большое влияние часто оказывает привнос местного материала. Так, в лёссовых породах, расположенных вблизи рек, почти всегда имеется примесь зерен минералов, типичных для аллювия данной реки. Такими минералами являются кварц, циркон, дистен и др. Размер зерен достигает 0,1—0,2 мм (и даже больше). То, что эти минералы попали в лёссовую породу случайно, подтверждается разрывом в механическом составе: между крупными зернами аллювия и зерновым составом лёссовой породы отсутствуют переходные по размерности формы, что невозможно при едином генетическом процессе. К тому же крупные зерна носят явно аллювиальный характер.

Как уже указывалось, в лёссовых породах различных пунктов Европейской части СССР (Молдавия, Нижний Днепр, Нижний Дон, район Кубани) обнаружено более 20 местонахождений вулканического пепла в виде прослоек и линзочек. Исследование этих пеплов (Карлов, 1951; Грищенко, 1951; Заморий и Ткаченко, 1953; Седлецкий и Ананьев 1956 и др.) под микроскопом показало, что вулканическое стекло, захороненное в лёссовой

толще, хорошо сохранилось, следов выветривания на нем не заметно (рис. 30, 31). На поверхности частичек вулканического пепла видна точечная побитость, образовавшаяся в результате механического взаимодействия частиц во время их воздушной транспортировки. В то же время вулканическое стекло, взятое из аллювиальных отложений, лежащих рядом с лёссовой породой, отличается значительной выветрелостью.

По размеру зерен (0,06—0,07 мм) пепел удивительно сходен с минералами крупных фракций (0,01—0,25 мм) лёссовых пород. Наибольшая длина частиц пепла не превышает 0,2 мм, при диаметре 0,05 мм. В образцах пеплов всегда присутствует авгит, характер и размеры зерен которого указывают на

совместный привнос его с пеплом. Кроме того, в пепле обнаружена небольшая примесь лёссовых минералов. По-видимому, в момент отложения к нему подмешивался лёссовый материал.

Источником вулканического пепла считают кавказские вулканы четвертичного времени (Карлов, 1951 и др.). Из вулканов, очевидно, выносятся и другой материал. Так, в лёссовых породах Предкавказья наблюдается повышенное содержание базальтической роговой обманки, пироксенов, слюд и других минералов, типичных для некоторых отложений Кавказа (Шамрай, 1955).

Аутигенные минералы в лёссовых породах повсеместно представлены кальцитом, а также бурым железняком и гипсом. Следует заметить, что часть кальцита и гипса не является аутигенной, так как их кристаллы носят следы окатанности.

При исследовании и сравнении крупных фракций лёссовых пород и осадочных отложений областей сноса удалось установить сходство их минералогического состава. Так, И. Д. Седлецкий, В. П. Ананьев и А. С. Куценко (1955), исследовав ледниковые отложения района Вологды, обнаружили большое сходство их

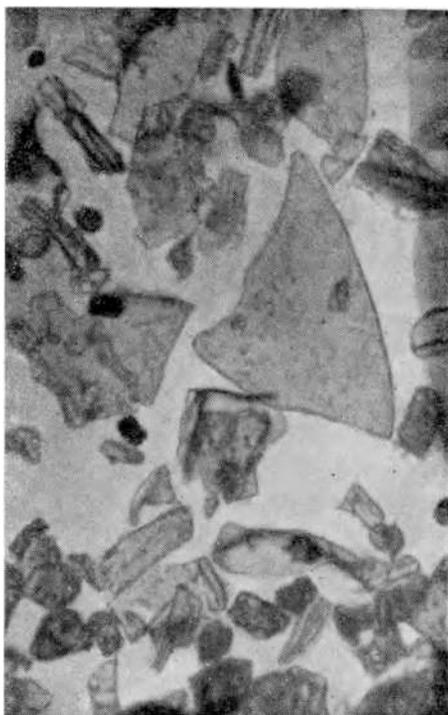


Рис. 31. Вулканический пепел из лёссовой толщи (Днепропетровск). Николи II
× 150

состава с составом лёссов юга Украины. В. А. Вахрушев (1952) установил минералогическую связь песков пустыни Муюнжум и лёссовых пород долины р. Чу (Киргизия). С. Юсупова (1958) обнаружила сходство состава вахшских лёссовых пород с составом элювиальных и делювиальных отложений горных хребтов, окаймляющих эту долину.

Для главных лёссовых областей можно указать определенные области сноса (развевания): область оледенения Европейской части, Северный Прикаспий и пустыни Средней Азии. Следует отметить, что горные системы также давали некоторое количество материала, который подмещивался в лёссовые породы, придавая им те своеобразные черты, которые наблюдаются в лёссовых отложениях различных областей.

В заключение необходимо указать, что состав минералов крупных фракций лёссовых пород на их инженерно-геологические свойства значительного влияния не оказывает (за исключением редких случаев).

СОСТАВ КОЛЛОИДНО-ДИСПЕРСНОЙ ЧАСТИ ЛЕССОВЫХ ПОРОД

Лёссовые породы в качестве постоянной составной части содержат глинистый материал, состоящий из коллоидно-дисперсных минералов. Эти минералы составляют наиболее активную часть породы и обладают высокой удельной поверхностью. Благодаря наличию коллоидно-дисперсных минералов лёссовая порода приобретает способность к адсорбции, набуханию, усадке; в определенной степени они влияют на механические свойства породы, такие как сжимаемость, сопротивление сдвигу, просадочность (Ларионов и Седлецкий, 1955; Ананьев и Седлецкий, 1954; Юсупова, 1958). Важно знать, какой коллоидно-дисперсный минерал преобладает в породе, так как именно он предопределяет влияние тонкой части породы на ее свойства.

В лёссовых породах СССР встречено до 18 коллоидно-дисперсных минералов: монмориллонит, каолинит, гидрослюда, ферригаллуазит, кальцит, кварц, гётит, гидрогётит, гидрогематит, пирофиллит, бейделлит, монотермит, бемит, нонтронит, метагаллуазит, сепиолит, гуминолиты (органика), доломит. Все вместе в лёссовых образцах они не встречаются, а группируются в ассоциации по 7—12 представителей. Более того, лишь некоторые из них встречаются в значительных количествах, слагая в основном тонкую часть породы. Главными минералами в лёссовых породах являются гидрослюда, кварц, кальцит, монмориллонит и каолинит. Остальные коллоидно-дисперсные минералы имеют второстепенное значение и присутствуют в виде незначительных примесей (рис. 32).

Коллоидно-дисперсные минералы разнятся по свойствам. Такие минералы, как монмориллонит и частично бейделлит, обладают высокой гидрофильностью, способностью к сильному

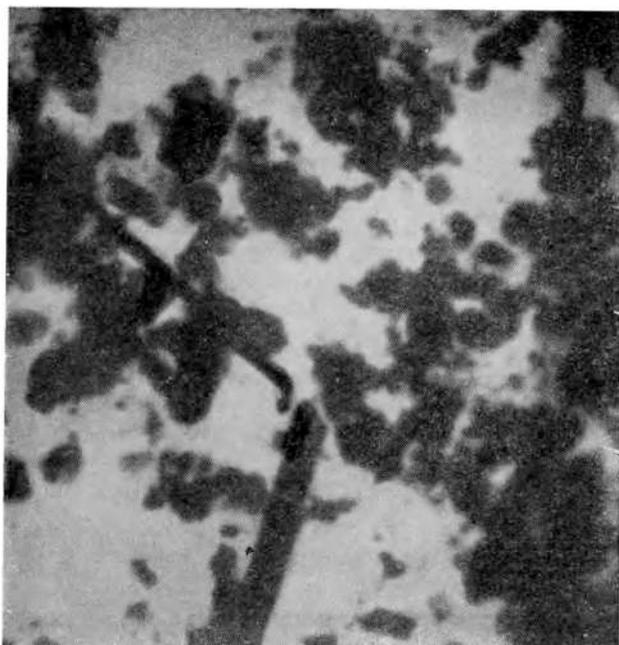


Рис. 32. Снимок в электронном микроскопе фракции 0,001 мм лёссовой породы из района г. Каменска (Шахтинского). $\times 11\,000$

набуханию, высокой емкостью поглощения катионов и т. д. (Седлецкий, 1945). С. Юсупова (1958) высказала мнение о том, что монтмориллонит, подвергшийся в течение 6—8 месяцев нагреванию до 30—40°, теряет способность набухать и адсорбировать. Минералы каолинит, кварц и гидрослюда не гидрофильны — воду поглощают мало, практически не набухают, сорбционная способность у них слабо выражена и т. д.

Различие в свойствах минералов обусловлено особенностями их строения. Монтмориллонит имеет подвижное пакетное строение. При поглощении воды пакеты раздвигаются, причем поглощение происходит не только на внешней, но и на внутренней, межпакетной поверхности. Структура каолинита и ему подобных минералов неподвижна, результатом чего и является незначительное поглощение воды — только на внешней поверхности частичек.

Вследствие широких гетеровалентных изоморфных замещений в структурной решетке монтмориллонита (Si на Al в тетраэдрическом слое, Al на Mg, Fe, K и Ca в октаэдрическом слое) наблюдается большой дефицит положительных зарядов. Последние концентрируются на поверхности пакета, усиливая энергию коллоидных частиц, что вызывает повышенное связывание воды

и некоторых других веществ. В каолините почти не наблюдается изоморфных замещений, в связи с чем общий заряд коллоидных частиц каолинита во много раз меньше заряда монтмориллонита; это является одной из причин его невысокой поглотительной способности.

Гидрослюда по своим свойствам занимает промежуточное положение между каолинитом и монтмориллонитом. Кварц к воде вообще инертен и устойчив в различных условиях среды.

Обнаруженные в лёссовых породах главные коллоидно-дисперсные минералы, по данным химических анализов, имеют следующие формулы:

монтмориллонит — $E_{x+y} [Al_{2-x}(Mg, Fe, Ca)_x] [Si_{4-y}Al_yO_{10}](OH)_2$

каолинит — $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_8$;

гидрослюда (иллит) — $E_{x+y} [Al_{y-x}(Mg, Fe, K)_x [Si_{4-y}Al_yO_{10}](OH)_2 \cdot xH_2O$;

бейделлит — $E_{1+x} Al_{2x} (Mg, Fe)_x [Si_3Al_yO_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$;

кварц — $[SiO_2]$.

Буквой *E* обозначены обменные катионы: Na, Ca, K и др., которые в сумме составляют емкость (*E*) катионного обмена минерала, буквой *x* — те элементы, которые в решетке минералов изоморфно замещают Al в октаэдрическом слое, *y* — количество элементов, изоморфно замещающих в тетраэдрическом слое решетки минерала.

В табл. 13 показаны ассоциации коллоидно-дисперсных минералов фракции < 5 μ лёссовых пород различных областей. В лёссовых породах предгорий и склонов гор в качестве основных минералов тонких фракций, как правило, присутствуют гидрослюда и кварц. Изредка в числе главных минералов можно обнаружить каолинит или монтмориллонит, в то время как в лёссовых породах равнин эти минералы чаще всего являются главной составной частью тонких фракций.

Кроме этого существенного различия, лёссовые породы отдельных областей отличаются особенностями ассоциации коллоидно-дисперсных минералов. Например, в лёссовых отложениях Мцхета (Грузия) встречается бейделлит, в образцах с Дно-Маныча — метагаллуазит, монотермит и т. д. Присутствие этих минералов связано с примесью местного материала или привнесом его из других областей.

Самое большое различие в ассоциациях основных минералов наблюдается между лёссовыми породами областей низменных равнин, с одной стороны, и районов предгорий и склонов гор, с другой. Для отдельных районов отмечается также различие в содержании второстепенных коллоидно-дисперсных минералов. Последнее выражается как в их разнообразном сочетании, так и в появлении тех или иных редких представителей: сепиолита, пирофиллита, метагаллуазита и др. (см. табл. 13). Различия в

Область распространения лёссовых пород	Ассоциации минералов	Преобладающие минералы
--	----------------------	------------------------

Лёссовые породы низменных равнин и плит

Украина (без Донбасса и Предкарпатья)	Монтмориллонит, каолинит, ферригаллуазит, гидрослюда, гидрогётит, гётит, гидрогематит, кальцит, кварц, сепиолит, органика	Гидрослюда, кварц, реже каолинит и монтмориллонит
Европейская часть РСФСР (без Предкавказья):		
а) Поволжье (Нижнее)	Монтмориллонит, гидрослюда, гётит, гидрогётит, гидрогематит, кальцит, каолинит, нонтронит, сидерит, органика	Гидрослюда, кварц, монтмориллонит
б) Нижний Дон и Доно-Маныч	Каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, галлуазит, метagalлуазит, кварц, кальцит, гётит, гидрогётит, монотермит, органика	Гидрослюда, кварц, реже монтмориллонит и каолинит
Сибирская низменность (Тюмень)	Гидрослюда, кварц, бейделлит, каолинит, галлуазит, гётит, гидрогётит, кальцит, органика	Гидрослюда, реже каолинит и бейделлит

Лёссовые породы предгорий и склонов гор

Предкавказье (Ставрополье)	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, кварц, кальцит, гётит, гидрогётит, органика	Гидрослюда, кварц
Закавказье (Грузия, Мцхета)	Гидрослюда, кварц, каолинит, монтмориллонит, кальцит, гётит, гидрогётит, бейделлит, органика	Гидрослюда, кварц
Средняя Азия:		
а) Прикопетдагская равнина	Каолинит, гидрослюда, метagalлуазит, кварц, монтмориллонит, кальцит, гётит, гидрогётит, гидрогематит, органика	Гидрослюда, кварц
б) Район Ташкента	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, галлуазит, гётит, кварц, гидрогётит, ферригаллуазит, органика	Гидрослюда, реже кварц

Область распространения лёссовых пород	Ассоциации минералов	Преобладающие минералы
в) Ангренская межгорная котловина	Гидролюда, каолинит, кварц, гётит, гидрогётит, кальцит, доломит, органика	Гидролюда, каолинит
г) Кузасайская межгорная котловина	Каолинит, гидролюда, кварц, гётит, гидрогётит, кальцит, органика	Гидролюда, каолинит, кварц
д) Чуйская долина	Гидролюда, каолинит, кварц, монтмориллонит, гидрогётит, кальцит, доломит, гётит, органика	Гидролюда, кварц, реже каолинит
е) Иссык-Кульская впадина	Гидролюда, монтмориллонит, гидрогётит, гётит, каолинит, кварц, кальцит, доломит, хлорит, органика	Гидролюда, кварц, реже монтмориллонит
Китай (Ганьсу)	Гидролюда, кварц, монтмориллонит, каолинит, гётит, гидрогётит, гидрогематит, пиррофиллит, органика	Гидролюда, кварц, реже каолинит
Венгрия (Надьвельд и др.)	Монтмориллонит, гидролюда, каолинит, кварц, гётит, гидрогётит, ферригаллуазит, кальцит, органика	Гидролюда, реже каолинит и монтмориллонит
Германия (Бранденбург)	Гидролюда, монтмориллонит, кварц, каолинит, гётит, кальцит, доломит, органика	Гидролюда, реже кварц и монтмориллонит

составе второстепенных минералов интересны с генетической точки зрения и практического значения для определения свойств лёссовой породы не имеют.

В вертикальном разрезе тонкие фракции лёссовых пород сохраняют пестроту минералогического состава. Определенную закономерность в изменении ассоциаций минералов тонких фракций по слоям можно наблюдать лишь между ископаемыми почвами и лёссовой породой, которая их вмещает. В табл. 12 приведен пример распределения преобладающих коллоидно-дисперсных минералов по разрезу лёссовой толщи левобережья Нижнего Днепра и четкого их подразделения по ярусам. Ископаемые почвы степного типа почвообразования и лёссовые породы также имеют одинаковый состав коллоидно-дисперсных



Рис. 33. Снимок в электронном микроскопе фракции $< 0,001$ мм ископаемой почвы из района г. Запорожья (УССР). $\times 15000$

минералов. Различие состоит лишь в том, что в ископаемых почвах главным минералом является монтмориллонит (рис. 33), а в лёссовых породах — гидрослюда и кварц (рис. 34). Это связано с условиями их формирования и может явиться одним из признаков для стратиграфического подразделения лёссовых толщ.

Сравнивая состав тонких фракций лёссовых пород разного генетического типа, можно видеть, что эоловые типы лёссовых пород всегда полиминеральны. Это объясняется политерриториальностью области сноса и возможным смешением отлагающегося материала. Делювиальные типы лёссовых пород равнин мало отличаются от эоловых типов. Все другие генетические различия лёссовых пород (флювиогляциальные, аллювиальные, пролювиальные и делювий предгорий и склонов) имеют обычно упрощенную ассоциацию коллоидно-дисперсных минералов. Последнее легко объясняется условиями образования пород. Так, например, в аллювиальных лёссовых породах, формирующихся при более интенсивных процессах выветривания, в условиях переменного обводнения и высушивания, ассоциация минералов тонких фракций, как правило, бедна (до 3—4 представителей).

Активные и чуткие к среде коллоидно-дисперсные минералы, как указывает И. Д. Седлецкий (1945), легко изменяются в зависимости от условий среды. Если условия среды были ще-



Рис. 34. Снимок в электронном микроскопе фракции $< 0,001$ мм лёссовой породы из района г. Запорожья. $\times 40\ 000$

лочные, то преобладают монтмориллонит и гидрослюда, при кислой среде основную роль играют каолинит и гидрослюда. В обоих случаях наблюдается повышенное содержание более устойчивого коллоидно-дисперсного кварца. Это положение нашло подтверждение при изучении продуктов выветривания вулканических пеплов, захороненных в лёссовых толщах, которые согласно В. А. Обручеву и В. П. Ананьеву имеют ветровой генезис. Эоловые отложения пепла выветрены очень слабо. Продукты выветривания представлены в основном монтмориллонитом, что согласуется со щелочными условиями лёссовой среды.

В аллювиальных отложениях, лежащих рядом с эоловыми лёссовыми породами, вулканический пепел выветрен сильно. Это позволяет высказать предположение о том, что на эоловые лёссовые толщи почти не влияет процесс выветривания. В связи с этим становится ясной причина полиминеральности активной (коллоидно-дисперсной) части лёссовых пород. В их состав входят «первичные» минералы, т. е. те, которые были привнесены в момент отложения лёссового материала и сохранились почти без изменений. Только «первичностью» происхождения можно объяснить совместное присутствие монтмориллонита и каолинита, которые, как известно, образуются в разных условиях среды: первый — в щелочной, а второй — в кислой.

Таким образом, одним из признаков эолового происхождения пород может служить полиминеральность состава тонких фракций.

В настоящее время можно лишь высказать предположения о скорости процессов выветривания (видоизменения) коллоидно-дисперсных минералов, однако вполне очевидно, что в их изменении четко проявляется определенная стадийность (Гинзбург, 1946) и зависимость от среды (Седлецкий, 1945; Грицаенко и др., 1956 и др.). В эоловых лёссовых породах условия таковы, что процесс выветривания проявляется сравнительно слабо и идет по пути новообразования монтмориллонита. Исключение составляют эоловые лёссовые породы, испытавшие значительное обводнение.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ПО ФРАКЦИЯМ

Многочисленные минералогические анализы лёссовых пород по фракциям позволили установить связь размерности частиц с составом минералов.

Вопрос о взаимосвязи минералогических ассоциаций и гранулометрического состава глин и песков уже освещен в литературе (Сергеев, 1952). Было установлено, что дисперсность грунта тесно связана с его минералогическим составом: свойства грунта зависят одновременно от гранулометрического и минералогического состава.

В 1932 г. С. С. Морозов установил, что одни и те же гранулометрические фракции грунтов одного и того же генетического типа имеют примерно одинаковый химический состав.

Позже, в 1949 г., детально исследовав ряд образцов лёссов Приднепровья и генетически близких к ним пород, С. С. Морозов подтвердил свои выводы, сделанные в 1932 г. Оказалось, что одинаковые по крупности гранулометрические фракции близки по составу минералов, физическим свойствам и физико-химической обменной способности.

В. П. Ананьевым было установлено, что каждая гранулометрическая фракция лёссовых пород имеет относительно постоянную ассоциацию минералов:

Фракции в мм	Типичная ассоциация минералов
$>0,25$ 0,25—0,01	Кварц, иногда агрегаты карбонатов Кварц, полевые шпаты, кальцит, другие второстепенные минералы, в том числе группа тяжелых минералов
0,01—0,005	Кварц, полевые шпаты, кальцит, единичные представители второстепенных
0,005—0,001	Полевые шпаты, кварц, каолинит, гидрослюда, кальцит
0,001—0,0001	Гидрослюда, кварц, каолинит, кальцит и другие второстепенные
$<0,0001$	Монтмориллонит, гидрослюда

В фракции больше 0,25 мм можно наблюдать кварц и иногда крупные агрегаты карбонатов. Фракция 0,25—0,01 мм наиболее полиминеральна. Она содержит все минералы, которые встречаются в крупных фракциях — кварц, полевые шпаты, кальцит и прочие второстепенные минералы (в том числе группу тяжелых).

Примерно такой же состав имеет фракция 0,01—0,005 мм, но в ней значительно уменьшается число второстепенных представителей. Состав фракции 0,005—0,001 мм отличен от рассмотренных. Эта фракция является своеобразной границей раздела между обломочным (кластическим) и глинистым материалом. В нее наряду с кварцем, полевыми шпатами, кальцитом и некоторыми из тяжелых минералов входят также каолинит и гидрослюда.

Фракция 0,001—0,0001 мм содержит все коллоидно-дисперсные минералы, которые встречаются в данном образце породы: гидрослуду, кварц, каолинит, кальцит, монтмориллонит и др. Среди этих частиц встречаются также органико-гуминовые соединения.

Частицы меньше 0,0001 мм чаще всего представлены монтмориллонитом или гидрослудой.

На рис. 35 показаны пределы содержания каждого минерала в лёссовой породе по фракциям. Размеры их зерен зависят от ряда причин, главные из которых — генезис породы, природа и свойства самого минерала, воздействие процессов выветривания и почвообразования. Так, обломочный кварц в наибольшем количестве содержится в самых крупных фракциях. С уменьшением фракции содержание его уменьшается. Полевые шпаты ввиду меньшей прочности и устойчивости при выветривании легче размельчаются, поэтому их содержание несколько возрастает с уменьшением диаметра частиц до 0,005—0,001 мм. При дальнейшем уменьшении размеров частиц полевые шпаты исчезают, уступая место коллоидно-дисперсным минералам.

Второстепенные минералы, в том числе группа тяжелых, наиболее полно представлены во фракции 0,25—0,01 мм.

Кальцит встречается во всех фракциях (за счет вторичных накоплений), но в наибольшем количестве — во фракциях 0,25—0,01 и 0,01—0,005 мм.

Зерна коллоидно-дисперсных минералов имеют различные размеры. Наиболее крупные размеры зерен характерны для каолинита и гидрослуды. Монтмориллонит легко разукрупняется, поэтому чаще наблюдается в виде более мелких зерен. В данном случае не имеются в виду формы монтмориллонита, насыщенные водой и, следовательно, временно увеличенные.

И. Д. Седлецкий (1938) считает, что наиболее мелкие частицы отражают процесс выветривания на данном этапе, а более крупные представители микроминералов свидетельствуют о более древних процессах формирования «материнской породы».

Минералы		Размер частиц, м.м					
		> 0,25	0,25-0,01	0,01- -0,005	0,005- 0,001	0,001- 0,0001	< 0,0001
Первичные	Кварц	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Полевые шпаты	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Кальцит	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Тяжелые (уд в > 2,75)	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Второсте- пенные	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Вторичные	Кварц	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Гидрослюда	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Ферригаллу- азит	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Каолинит	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Монтморил- лонит	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Гидрокислы железа	—————	—————	—————	—————	—————	—————
	Органика	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Второсте- пенные	—————	—————	—————	—————	—————	—————	

Рис. 35. Распределение минералов по фракциям лёссовой породы

Присутствие монтмориллонита в наиболее тонких фракциях ($< 0,1 \mu$) указывает на то, что этот минерал в лёссовых породах до некоторой степени является аутигенным.

Основная масса коллоидно-дисперсных минералов концентрируется во фракции $0,001-0,0001$ мм. Среди этих частиц находит себе место также органика в виде гуминовых соединений.

Среди частиц размером $< 0,1 \mu$ присутствуют также различные минералы в аморфном и полукристаллическом состоянии.

Понятие «лёссовые породы» включает в себя образования различного генезиса (эоловые, делювиальные, пролювиальные и т. д.), однако для всех генетических типов сохраняются общие положения о наличии закономерной связи гранулометрического состава с минералогическим. Так, эоловые лёссовые породы различных районов характеризуются полной тождественностью.

Лёссовые породы другого генезиса имеют различные отклонения от общей закономерности, что определяется рядом факторов: характером местных источников материала для образования лёссовой породы, степенью различия генетических условий, особенностями процессов облессования и т. д.

Г л а в а 5

РАЗМЕЩЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В ЛЁССОВЫХ ПОРОДАХ

ВЗАИМОРАСПОЛОЖЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН

При изучении валового состава минералов невозможно получить представление о взаиморасположении их в породе. Несколько больше данных мы получаем при определении состава минералов по отдельным фракциям. Но и в этом случае остается неясным взаиморасположение, а следовательно, и роль каждого из минеральных компонентов в породе.

Между тем от взаиморасположения минералов в монолитной породе зависит ее прочность. Кроме того, зная как размещены отдельные минеральные типы, можно установить последовательность минералообразования, выявить генезис породы и получить дополнительные данные для корреляции различных видов отложений в целях стратиграфического расчленения лёссовых толщ. Значение этого структурного показателя несомненно, но, к сожалению, до настоящего времени он остается неизученным. Если взаиморасположение минералов в глинистых породах изучалось рядом исследователей (Попов, 1949; Филатов 1936, 2 и др.), то по вопросу о взаиморасположении минералов в лёссовых породах высказываются лишь предположения. Так, Ч. Гвин (Gwуппе, 1950) и некоторые другие американские исследователи указывают, что лёссовые породы состоят из кварцево-полевошпатовой пыли и тонкого песка, причем каждое зерно пыли и песка окружено частичками связывающего их монтмориллонита.

В. Ф. Краев в своем докладе на конференции по лёссам УССР в 1955 г. высказал мнение о том, что глинистое вещество в лёссовых породах равномерно распределено в виде сгустков. Но это предположение ничем не подтверждено.

На современной стадии развития учения о лёссовых породах возникла острая необходимость детального изучения важнейшего структурного показателя — взаиморасположения минералов.

Изучение взаиморасположения и взаимоотношения минералов можно проводить тремя прямыми методами:

1) исследованием шлифов, выполненных из монолитных образцов и предварительно проваренных в канадском бальзаме;

2) окрашиванием поверхности образцов с ненарушенной структурой;

3) изучением поверхностей монолитных образцов с помощью люминесцентного анализа.

Приемы исследования размещения минералов в шлифах, выполненных из монолитов, достаточно известны. Они не отличаются от методики обычного минералогического исследования, но, кроме определения состава минералов, устанавливается также их взаиморасположение и взаимоотношение. Полученные результаты фиксируются при помощи микрофотографирования или прибора для зарисовки объектов, видимых под микроскопом (приборы «РА»).

Этим методом можно легко выявить взаимоотношение минералов, слагающих пылеватые и песчаные частицы, а также установить характер распределения глинистой массы в породе. Недостатком его является невозможность исследования пленок глинистых частиц, окружающих более крупные зерна, и скопленных коллоидно-дисперсных минералов, играющих подчас решающую роль в формировании механических свойств пород.

Метод окрашивания базируется на принципах адсорбции органического красителя коллоидно-дисперсной частью породы; теория этого процесса была разработана Н. Е. Веденеевой и М. Ф. Викуловой (1952).

Многочисленные исследования, проведенные в лаборатории Ростовского строительного института, показали, что обработка поверхности монолита водным раствором метилена голубого приводит к появлению пятнистой окраски поверхности породы, обусловленной наличием микроминералов разного типа, связывающих на своей поверхности катионы красителя с различной степенью прочности. Разная степень адсорбции катионов метилена породой влечет за собой появление различных спектров. При обработке водным раствором краски на предварительно выровненной поверхности лёссовой породы возникает сложный рисунок, характер которого зависит главным образом от строения породы и состава коллоидно-дисперсных минералов. Опыты на мономинеральных породах показали, что каолинит окрашивается в синий и синевато-фиолетовый цвет, монтмориллонит и гидрослюда — в зеленые цвета. Дисперсный кварц окраски не дает.

Получаемые спектры изучаются под бинокулярным микроскопом при 34-кратном увеличении. Методика определения сводится к следующему. Берется 0,01%-ный водный раствор метилена голубого. Кусочек образца с ненарушенной структурой предварительно высушивается до воздушно-сухого состояния и на одной из его сторон (либо в горизонтальной, либо в вертикальной плоскости образца) делается бритвой срез. На поверхность среза в одну точку при помощи пипетки наносятся три

капли раствора красителя. Образец выдерживается в течение суток.

Полученная окраска поверхности рассматривается под бинокулярным микроскопом. Для оценки размеров отдельных частей спектра и количественного взаимоотношения их применяются окуляры с сеткой или с линейкой. Увеличение принимается 34-кратное. Для изучения окраски зерен можно брать большее увеличение, например 68-кратное. Начальная оценка распределения окраски монолитной поверхности может производиться при 17-кратном увеличении.

Применение люминесцентного анализа для изучения монолитной поверхности образцов лёссовых пород дает возможность выявить взаиморасположение люминесцирующих минералов. Образцы с ненарушенной структурой облучались ультрафиолетовыми лучами с постоянной длиной волн $\lambda = 365 \mu$; некоторые из полученных результатов были опубликованы в литературе (Ларионов, 1955). Этот метод позволил выявить типы и характер размещения карбонатов в монолитных образцах лёссовых пород.

Методика исследования сводится к следующему. Образец с ненарушенной структурой облучается пучком ультрафиолетовых лучей, получаемых при помощи установки УО-1 и фильтра $\lambda = 365 \text{ м}\mu$. Характер свечения облучаемой поверхности и люминесценция отдельных зерен изучаются при помощи бинокулярного микроскопа (МБС-1 или МБС-2) при постоянном 34-кратном увеличении.

Применение описанных методов исследования позволило установить, что хаотичность в расположении разных типов минеральных зерен, наблюдаемая при визуальном изучении лёссовых пород, является только кажущейся. В действительности в распределении слагающих породу минералов существует определенная закономерность.

При детальном изучении нескольких сотен образцов лёссовых пород из различных районов Советского Союза в них наблюдалось самое разнообразное взаиморасположение и взаимоотношение минералов.

Исследования лёссовых пород в шлифах позволили установить следующие особенности в размещении минералов:

1. Распределение зерен размером более 0,01 мм кварца, полевого шпата, роговой обманки, слюды и других сингенетичных породе минералов не имеет определенной закономерности. Минеральные частицы разбросаны в самых различных сочетаниях по ориентировке, взаимному положению и качественному распределению.

2. Коллоидно-дисперсная масса зерен размером менее 5 μ , состоящая из глинистых минералов, карбонатов, окислов железа, образует вокруг более крупных частиц породы пленки и скопления.



Рис. 36. Кристаллы гипса в лёссовой породе. $\times 70$

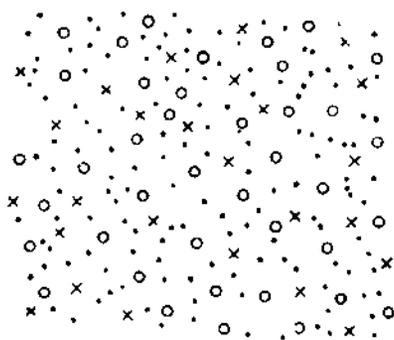
Более крупные песчано-пылеватые зерна главным образом кварца и полевого шпата как бы плавают в общей массе тонких частиц, как правило, не соприкасаясь друг с другом. Толщина пленок, разделяющих более крупные зерна, различна и колеблется для разных типов лёссовых пород от 0,003 до 0,3 мм.

3. В подавляющем числе образцов лёссовых пород присутствуют сгустки, состоящие из лимонита. Форма сгустков неправильная, их внешние очертания, как правило, расплывчатые. Часто они приобретают форму пятен размером до 3 мм, имеющих в отраженном свете светло-бурую окраску. На участках, прилегающих к макропорам, в лёссовых породах из Западной Украины, Северного Кавказа, Нижнего Дона в ряде случаев обнаружено скопление лимонитообразного материала. Толщина лимонитообразных пленок, обволакивающих макропоры, достигает 0,18 мм.

В общей массе породы встречаются два типа скоплений лимонита:

а) отдельные довольно равномерно распределенные зерна размером 0,01—0,05 мм. Расстояние между зернами от 0,005 до 0,20 мм. Этот тип характерен для Ставрополя, Прикопетдагской равнины, Приднепровья и других районов;

б) сплошная сетка лимонитового материала, как бы про-



••• Неокрашенные зерна

× Синие зерна

○ Зеленые зерна

Рис. 37. Схема спектра равномерной окраски. $\times 34$

в виде крупных агрегатных скоплений явно вторичного происхождения.

6. Вокруг пылеватых и песчаных зерен часто наблюдаются тончайшие пленки размером менее $0,003 \text{ мкм}$, обладающие высокими цветами интерференции и угасающими под углом, отличным от угла угасания самого зерна.

Можно предположить, что это глинисто-карбонатные пленки, непосредственно окружающие зерна, или микрзоны выветривания минералов.

Изучение под бинокулярным микроскопом спектров, возникающих в результате адсорбции катионов метилена голубого поверхностью частиц породы, позволило установить, что в распределении отдельных типов коллоидно-дисперсных минералов обнаруживается определенная закономерность. При изучении горизонтальных и вертикальных поверхностей монолитов обнаруживаются следующие типы взаиморасположения микроминералов (при 34-кратном увеличении): равномерный, пятнистый, петельчатый, дендритовый и полосчатый.

Равномерный тип (рис. 37) характеризуется однообразной точечной окраской горизонтальной поверхности породы, причем чередуются зеленоватые, синеватые и неокрашенные зерна. В поле зрения отсутствуют какие-либо пятна, полосы или петли, связанные с различной окраской поверхности. В составе коллоидно-дисперсных минералов этого типа пород преобладающей оказалась гидрослюда и в меньших количествах — каолинит, дисперсный кварц и монтмориллонит. Таким образом, этот тип размещения окраски указывает на равномерное распределение микроминералов.

питающая порода. Иногда лимонит концентрируется в виде агрегатообразных участков диаметром до 3 мм . Такие скопления приурочены главным образом к зонам трещиноватости. Подобные образования характерны для лесовых пород Нижнего Дона, Воронежской области и других районов.

4. Гипс в породе обычно приурочен к зонам трещиноватости и образует агрегаты, состоящие из хорошо выраженных веретеновидных кристалликов, часто располагающихся в виде розочек (рис. 36).

5. Карбонаты встречаются или в виде тонких зерен, рассыпанных в общей массе породы, или

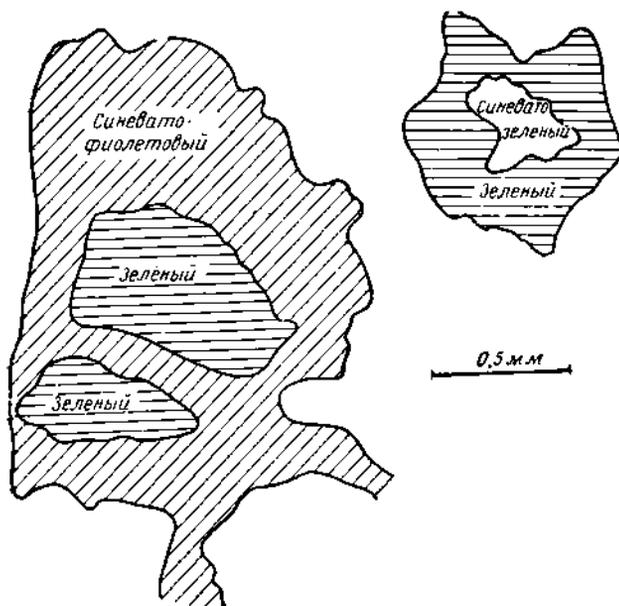


Рис. 38. Схема спектра пятнистой окраски. $\times 34$

Подобное размещение микроминералов указывает на сингенетичность их с породой. Есть основание предполагать, что коллоидно-дисперсные минералы в этом случае имеют преимущественно «первичное» происхождение и привнесены в процессе накопления лёссового материала. Породы этого типа при достаточно высокой пористости (более 42%) обладают значительной способностью к просадке.

Пятнистый тип (рис. 38) наблюдается как в горизонтальных, так и вертикальных срезах породы (относительно естественного залегания). Он характеризуется наличием пятен разного цвета, которые хорошо видны при малых увеличениях в поле бинокулярного микроскопа. Пятнистость в распределении микроминералов бывает различных видов.

Прежде всего выделяются неокрашенные пятна, образующиеся при скоплении дисперсного кварца. Пятна светло-зеленоватого цвета свидетельствуют о гидрослюдисто-кварцевом составе, голубого — о присутствии каолинита.

Грязно-зеленоватая окраска указывает на скопления монтмориллонитово-гидрослюдистых микроминералов. Наконец, голубовато-зеленоватая окраска свидетельствует о гидрослюдисто-каолинитовом составе. Гуминовые вещества вызывают фиолетовую окраску.

Пятнистое размещение составных частей в этом типе пород указывает на присутствие микроминералов как сингенетических, так и эпигенетических общей массе породы.

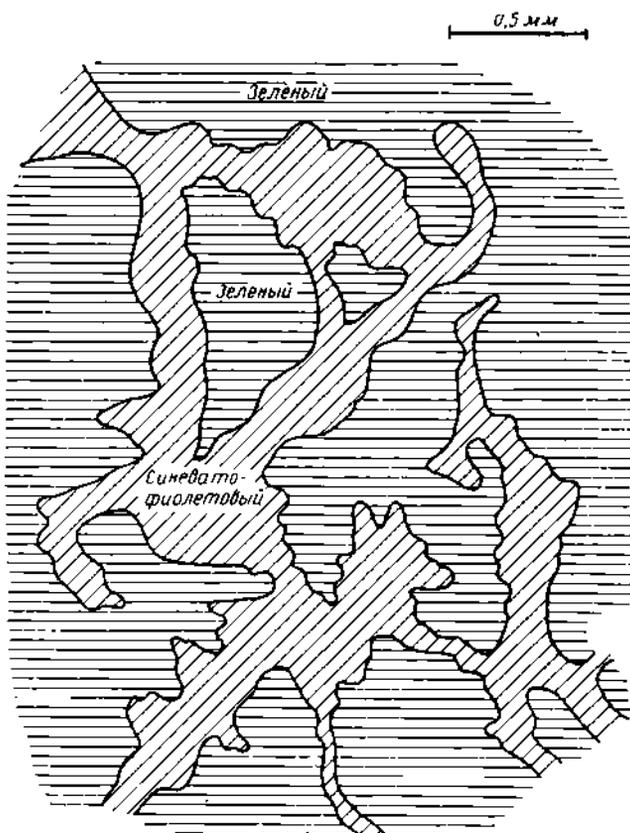


Рис. 39. Схема спектра петельчатой окраски. $\times 34$

При пористости более 42% породы этого типа, как правило, обладают повышенной способностью к деформации при увлажнении.

Петельчатый тип (рис. 39) можно наблюдать как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости монолита. Он отличается наличием вокруг пятен одного цвета тонких петель другого цвета. Окраска внутри петельчатых участков и самих петель может быть различной и состоять из таких же цветов, какие описывались для пятнистого типа окраски. Необходимо заметить, что петельчатый тип распределения микроминералов очень часто сочетается с пятнистым.

Сопоставляя состав коллоидно-дисперсных минералов, определенных обычными методами, с различными видами петельчатой окраски, можно прийти к выводу о наличии следующих основных типов пород.

1. При преобладании в составе породы сочетания гидрослюда — каолинита внутри петель наблюдается голубоватая окраска,

а петли окрашены в зеленый цвет. Это свидетельствует о первичности каолинита и вторичности гидрослюда. Величина внутренних пятен колеблется от 0,05 до 8 мм. При пористости более 42% этот тип лёссовых пород отличается сильной просадочностью.

2. При преобладании в породе дисперсного кварца и гидрослюда внутри петель чаще всего видны неокрашенные участки дисперсного кварца, окруженные зеленоватыми каемками гидрослюда. Здесь первичным минералом является кварц, а вторичным — гидрослюда. Этот тип пород при пористости выше 42% также характеризуется значительной просадочностью.

3. Для пород, содержащих гидрослюда, монтмориллонит и каолинит, характерен смешанный пятнисто-петельчатый тип размещения микроминералов. Внутри петель в этом случае наблюдается зеленоватая окраска, что указывает на присутствие гидрослюда и монтмориллонита. Среди пород этого типа преобладают либо непросадочные, либо сравнительно слабо просадочные разности. Решение вопроса о сингенетичности и эпигенетичности микроминералов в каждом конкретном случае должно производиться особо.

Дендритовый тип (рис. 40) можно наблюдать как в горизонтальном, так и вертикальном срезах породы. Его признаки: на равномерно окрашенном общем поле размещаются дендритообразные участки, окрашенные в другой цвет. Этот тип окраски почти всегда сочетается с пятнистой и петельчатой и редко с равномерной. Дендритовые участки большей частью имеют голубовато-зеленоватые и зеленоватые цвета, свидетельствующие о наличии монтмориллонита. Очень часто дендритовые участки приурочены к микротрещинам. Это является признаком того, что дендритовой окраской порода обязана процессам выветривания, в результате которых развивается микротрещиноватость. К последней и приурочено новое образование минералов типа гидрослюда и монтмориллонита.

Интересен тот факт, что к периферии дендритовых участков интенсивность окраски уменьшается. Это лишний раз подтверждает высказанное предположение о происхождении этого типа

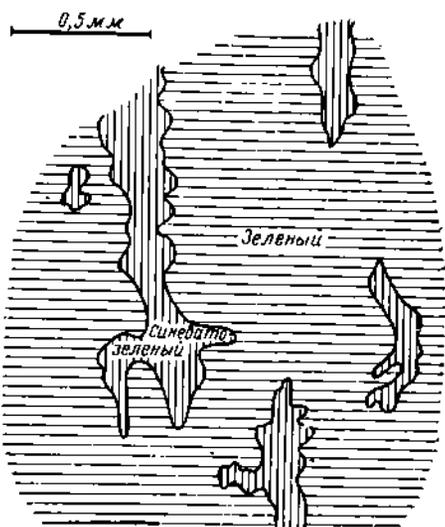


Рис. 40. Схема спектра дендритовой окраски. $\times 34$

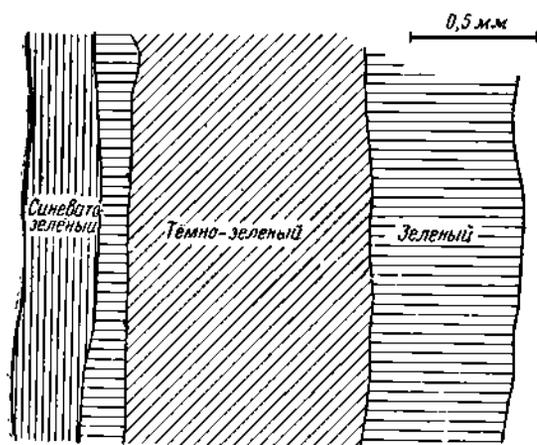


Рис. 41. Схема спектра полосчатой окраски. $\times 34$

окраски. Зависимость между этим типом распределения минералов и просадочностью пород отсутствует, что было установлено на нескольких десятках образцов. Последнее обстоятельство легко объясняется вторичностью дендритового размещения микроминералов, связанного с современными процессами выветривания, не оказывающего значительного влияния на общую устойчивость породы.

Полосчатый тип окраски (рис. 41) можно наблюдать только в вертикальном срезе. Он представляет собой чередование микрослоев, окрашенных в различные цвета. Подобное размещение микроминералов тесно связано с наличием сложных условий формирования покрова, сопровождающегося изменением условий выветривания и накопления материала. Такой тип размещения коллоидно-дисперсных минералов указывает на водный привнос материала или делювиальный путь его накопления.

Кроме описанных главных типов распределения окраски, известны случаи ее неравномерного размещения и неопределенности получаемых цветов спектра, когда на поверхности среза трудно установить наличие какого-либо определенного типа распределения микроминералов. Это чаще всего наблюдается в лёссовых отложениях предгорных районов.

Погребенные почвы, содержащие значительное количество монтмориллонита и гуминовых веществ, при воздействии трех капель раствора красителя часто совсем не окрашиваются вследствие поглощения пигмента породой. Дополнительная окраска вызывает возникновение грязноватого синеваато-зеленоваато-серого цвета. Этим можно пользоваться для выделения в лёссовых разрезах погребенных почв.

Изучение характера окраски более 500 образцов лёссовых пород из различных районов СССР показало следующее:

1. Преобладание равномерной окраски характерно для лёссовых пород районов Восточного Ставрополя, Среднего Приднестровья, района Киева и некоторых районов Средней Азии (Анженская долина).

2. Пятнистый и петельчатый типы окраски наиболее распространены. Они преобладают в лёссовых породах верхнего яруса следующих районов: Приташкентского, Куvasайского, Закавказья.

казья, Херсона, Прикопетдагского, Одесского, Ростовского, Приазовского, Западно-Сибирского, Воронежского, на террасах Северного Донца и др.

3. В некоторых случаях в одном и том же образце наблюдаются различные комбинации окраски. В таких случаях она определяется как пестрая. Так, на III надпойменной террасе р. Ангрэн в образце с глубины 4 м наблюдалось сочетание равномерной пятнистой и дендритовой окраски.

4. Делювиальные лёссовые породы районов Сталинабада и Черкесска отличаются своеобразным волнистым расположением микроминералов.

5. Метод окрашивания поверхностей, примененный к слабо пылеватым глинистым породам, результатов не дал.

6. С глубиной характер окраски изменяется. В качестве примера приведен разрез лёссовой толщи на III террасе р. Ангрэн:

Глубина в м	Тип окраски
0,8—1,0	Равномерный с дендритами
1,6—2,0	Петельчатый
3,5 4,0	Смешанный
6,5—7,0	Равномерный

Следовательно, характер размещения микроминералов в пределах толщи оказывается непостоянным, но всегда удается обнаружить преобладающие типы.

Таким образом, тип окраски лёссовых пород красителями может служить одним из вспомогательных показателей при корреляции отложений.

Кроме изменения окраски среза, необходимо изучать окраску поверхности крупных зерен (размером более 0,1 мм) кварца и полевого шпата.

Если зерна не содержат глинистых пленок, то под бинокулярным микроскопом можно видеть, что они после обработки метиленом голубым сохраняют природную окраску и блеск. Если на поверхности зерен имеется гидрослюдисто-монтмориллонитовая пленка, то окраска их поверхности приобретает грязно-зеленый, светло-зеленый или темно-зеленый оттенки. При каолинитовой пленке зерна окрашиваются в голубоватые цвета.

Изучение лёссовых пород различных районов Советского Союза показало, что довольно часто крупные зерна окраски не имеют, т. е. глинистые пленки на их поверхности отсутствуют. Подобные зерна обнаружены в лёссовых породах верхнего яруса правобережного плато Днепра у Херсона, района Одессы, II надпойменной террасы Северного Донца и в делювиальных лёссовых породах района Сталинабада, плато района Никополя, Днепропетровска и др.

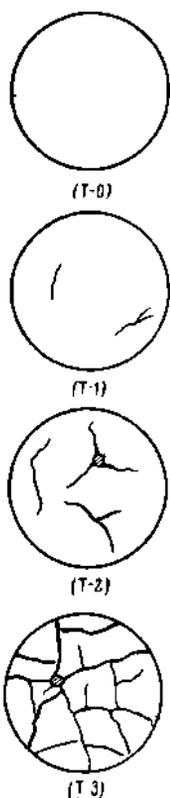


Рис. 42. Типы микротрещиноватости лёссовых пород, образующейся при нанесении на их поверхность двух капель воды (или водного раствора органического красителя).
× 34

Преобладание гидрослюдисто-монтмориллонитовых пленок наблюдалось в лёссовых породах правобережья Средней Волги, Прикоптедагской равнины, Нижнего Дона и др.

Наличие гидрослюдисто-каолининовой пленки на зернах характерно для лёссовых пород Закавказья (на участках надпойменных террас), Куvasая, Среднего Приднепровья и других районов.

Окраска зерен изменяется также по вертикали, что свидетельствует об изменчивости условий отложения и выветривания в разные этапы накопления лёссовых пород.

Большое значение имеет изучение трещиноватости, возникающей на окрашенном участке поверхности монолитной породы. Трещиноватость, образовавшаяся при нанесении на породу водных растворов красителей или просто под действием воды, имеет классификационное значение: по ней можно косвенно судить о составе и о структурных особенностях лёссовых пород. Характер трещиноватости изучается под биноклем с 17—34-кратным увеличением.

Различают четыре типа трещиноватости лёссовых пород, образующейся при капельном смачивании поверхности монолитных образцов (рис. 42): 1) трещиноватость отсутствует (индекс Т-0); 2) трещиноватость слабая; отдельные трещинки толщиной менее 0,05 мм (индекс Т-1); 3) трещиноватость средняя — трещины в значительном количестве, но сплошная сеть их отсутствует; ширина трещин 0,1 мм и более (индекс Т-2); 4) трещиноватость сильная — трещины образуют сплошную сеть, разбивающую смоченный участок на отдельные микроучастки; ширина трещин достигает 1 мм (индекс Т-3).

Исследования показали, что степень трещиноватости повышается по мере увеличения в породах содержания гидрослюды и особенно монтмориллонита. Помимо этого, значительную роль играют структурные показатели: количество коллоидных частиц, их типы, степень однородности размещения микроминералов.

На основании изучения трещиноватости разных типов лёссовых пород, отобранных в различных районах Советского Союза, при окрашивании можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее трещиноватыми (Т-3) являются лёссовые породы из верхнего яруса районов г. Куйбышева, Донбасса, алю-

виальной равнины Кубани, Западной Украины, Закавказья. Средняя трещиноватость (Т-2) наблюдалась в лёссовых породах Нижнего Дона, Западно-Сибирской низменности (район Тюмени), Воронежской области и некоторых районов Средней Азии (Ангренская долина). Слабая трещиноватость (Т-1) характерна для лёссовых пород районов Ташкента, правобережья Днепра, Херсона, Одессы, долины реки Куvasая, Ангрена, Восточного Ставрополя, Ергеней и др. Отсутствовали трещины в лёссовых породах районов г. Киева, Сталинабада, некоторых участков Ставрополя, правобережья Кубани.

2. Трещиноватость с глубиной изменяется в ту или другую сторону. На рис. 43 приведены графики изменения трещиноватости с глубиной в ряде разрезов.

3. Характер изменения трещиноватости может служить одним из вспомогательных признаков для классификации и разделения лёссовых пород.

В заключение следует отметить, что сделанные выводы представляют интерес как для решения вопросов генезиса и облессования пород, так и для изучения природы своеобразных физических и механических свойств лёссовых пород.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТОВ В ПОРОДЕ

Применение люминесцентного метода оказалось особенно успешным при изучении распределения карбонатов в монолитной лёссовой породе. Как уже указывалось, вопрос о роли карбонатов в формировании прочности породы имеет существенное значение. Как было установлено, валовое содержание CO_2 в лёссовых породах, определенное газометрическим методом, не связано прямой зависимостью с просадочностью и сжимаемостью.

Это позволяет предполагать, что содержащиеся в лёссовых породах карбонаты различны как по типу, так и по времени образования.

При изучении монолитной поверхности лёссовых пород путем облучения ее ультрафиолетовыми лучами подтвердилось это предположение. При фильтре $\lambda = 364 \text{ m}\mu$ наиболее интенсивное свечение дали карбонаты. Свечение гипса было едва заметным, резко отличающимся от свечения карбонатов. Остальная

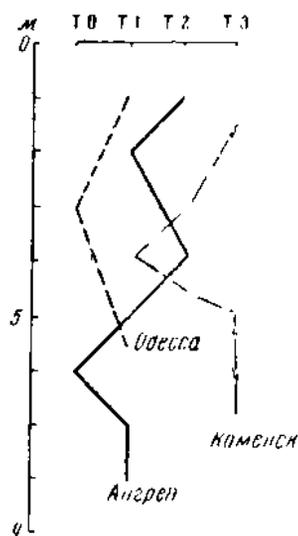


Рис. 43. Изменение микротрещиноватости пород с глубиной

масса минералов светилась под действием ультрафиолетового облучения очень слабо, создавая общий фон различных оттенков.

Карбонаты светятся большей частью зеленовато-голубым цветом. Интенсивность свечения, как известно, в значительной степени зависит от содержания различных тончайших примесей. К. Пршибрам (Przibram, 1953) доказал, что на характер люминесценции кальцита влияют тончайшие примеси окислов редких земель, радиоактивных элементов и др. Различные типы люминесценции кальцита, входящего в состав лёссовых пород, свидетельствуют о неодинаковом составе примесей и, следовательно, о разном происхождении карбонатов.

В лёссовых породах встречаются следующие морфологические типы карбонатов.

1. Тонкие кристаллы (а также микроагрегаты) размером менее 0,005 мм.

2. Средние и крупные зерна, а также мезоагрегаты размером более 0,005 мм.

3. Пятна, представляющие собой скопления тонких зерен карбонатов; пятна достигают в поперечнике 2,5 мм.

4. Корочки и крупные скопления карбонатов (белоглазки, пленки карбонатов на стенках макропор и др.).

Тонкие кристаллы в большей части случаев равномерно рассеяны в породе. Они отличаются малой интенсивностью свечения. Средние и крупные зерна, как правило, образуют местные скопления. Интенсивность свечения у них довольно высокая. Пятна и крупные скопления карбонатов сильно люминесцируют; они локализуются на участках, приуроченных к определенным зонам трещиноватости и макропорам, а также в более рыхлых зонах.

Тонкозернистые кристаллы и микроагрегаты имеют происхождение, отличное от явно вторичных скоплений, представляя собой образования, сингенетичные общей массе породы. Об этом свидетельствует их равномерное рассеяние в породе. Вторичность происхождения крупных агрегатных скоплений, пятен и корочек, приуроченных к местам повышенной фильтрации прунтовых растворов, не вызывает сомнения. Наличие общего светлого тона люминесценции поверхности лёссовых пород из районов Днепропетровска, Ставрополя, Ергеней, возможно, указывает на присутствие в коллоидно-дисперсной части этих пород дисперсного кальцита.

Характерной чертой лёссовых пород, слагающих водоразделы Сало-Маныча, Ергеней, Восточного Ставрополя, плато в районе Днепропетровска, является присутствие в них равномерно рассеянных тонких кристаллов карбонатов. Наряду с этим встречаются также пятна, крупные агрегатные скопления карбонатов вторичного происхождения. Предполагая эоловый генезис этих пород, можно считать, что тонкие, равномерно рассеянные

кристаллы присущи лёссовым отложениям ветрового происхождения.

Установлено, что в современных пылевых наносах у лесопосадов восточной части Ставрополя в районе Ачикулака присутствуют тонкокристаллические рассеянные карбонаты и полностью отсутствуют вторичные крупноагрегатные скопления. В аллювиальных лёссовых породах I надпойменной террасы р. Кубани в районе с. Преображенского, а также в слоистых лёссовых супесях II террасы Маныча обнаружены лишь крупные пятна, пленки и агрегаты, неравномерно распределенные в общей массе образцов, а равномерно рассеянные тонкодисперсные карбонаты отсутствуют.

Таким образом, в аллювиальных лёссовых породах отсутствуют тонкокристаллические равномерно рассеянные карбонаты. Для эоловых образований, наоборот, они характерны. При изучения люминесценции типичных делювиальных лёссовых пород Донбасса и Северного Кавказа выяснилось, что в них присутствуют оба типа карбонатов (первичных и вторичных).

Таким образом, наличие разных типов карбонатов должно оказывать различное влияние на прочность породы, поэтому становится понятным, почему валовое содержание углекислоты не отражает действительного влияния карбонатов на механические свойства пород.

Цементируя участки породы, создавая прочные корочки на стенках макропор, вторичные карбонаты снижают степень просадочности, в то время как тонкие кристаллы, сингенетичные породе, как видно, образуют с частицами более слабые связи, быстро разрушающиеся при воздействии воды.

Сопоставления показали, что в большинстве случаев наиболее просадочные породы содержат первичные карбонаты и, наоборот, породы, богатые вторичными карбонатами, чаще всего бывают непросадочными или мало просадочными. Безусловно, количественно выразить это соотношение нельзя, так как просадочность предопределяется комплексом факторов, но подобная зависимость бросает определенный свет на оценку роли карбонатов в создании прочности лёссовых пород.

Г л а в а 6

СТРУКТУРА ЛЁССОВЫХ ПОРОД

ПОНЯТИЯ О СТРУКТУРЕ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Важнейшей характеристикой осадочных пород является их структура. Она в значительной степени предопределяет появление тех или иных свойств лёссовых пород. До последнего времени исследователи мало обращали внимание на эту важнейшую петрографическую характеристику пород.

Само понятие «структура» не имеет единого определения.

Л. В. Пустовалов (1940) относит к структуре внешние особенности отдельных минеральных зерен, слагающих данную породу, т. е., по его представлениям, структура зависит: а) от размера составных частей породы; б) от формы минеральных зерен и в) от характера поверхности зерен.

М. С. Швецов (1948) дает более широкое определение структуры, понимая под этим термином те элементы строения, которые определяются формой и величиной составных частей породы.

Л. Б. Рухин (1953) под структурой осадочных пород предлагает понимать совокупность признаков породы, определяемых морфологическими особенностями составных частей, их характером, размером и частотой нахождения.

Среди зарубежных петрографов употребляется синоним термина «структура» — «текстура».

Ф. И. Петтиджон (Pettijohn, 1949) понимает под текстурой (структурой) комплекс следующих факторов: величину зерен, форму зерен и порядок размещения частиц, составляющих породу.

Структура осадочных пород, несомненно, должна характеризовать собой строение породы, поэтому более полное инженерно-петрографическое определение структуры дал В. А. Приклонский (1955). Он считает, что структура характеризуется тремя группами признаков: а) величиной, формой, а иногда и характером поверхности слагающих породу элементов — отдельных минеральных зерен или их агрегатов; б) взаимным расположением и соотношением этих элементов; в) наличием и характером внутренних связей между слагающими породу элементами.

Определение структуры В. А. Приклонского наиболее приемлемо для лёссовых пород. Исследование структуры должно состоять из двух самостоятельных частей: первая — изучение элементов структуры и вторая — выявление структурных типов пород.

К первой части относятся:

а) выявление взаимоотношения в лёссовой породе зерен и агрегатов;

б) изучение формы и размеров зерен и агрегатов;

в) исследование типов пористости, характеризующих в определенной степени пространственное взаиморасположение зерен и агрегатов. Сюда же относится и выявление структурных связей, существующих между частицами.

Вторая часть исследования должна сводиться к выявлению групп пород, обладающих комплексом сходных элементов структуры.

До недавнего времени изучение структуры лёссовых пород ограничивалось лишь сравнительно поверхностным исследованием отдельных ее элементов. Совершенно не производились

исследования структурных комплексов. В последние годы их изучением занялся А. К. Ларионов, выявивший наличие определенных типов структур лёссовых пород.

Необходимо заметить, что структура лёссовых пород не является статическим понятием. Действительно, количество агрегатов, взаиморасположение зерен и агрегатов, пористость — все эти структурные показатели изменяются в зависимости от влажности и давления, под которым находится порода. Следовательно, структура лёссовых пород переменна и теснейшим образом связана с условиями существования породы. Такой подход к изучению структуры лёссовых отложений открывает широкие возможности увязки инженерно-геологических свойств с петрографическими особенностями строения этих пород.

Сама по себе структура зависит в конечном счете от условий генезиса пород, процессов диагенеза и эпигенеза. В определенной степени она отражает все эти процессы накопления и формирования породы. Особенно большое значение при формировании специфической структуры лёссовых пород имеют выветривание и почвообразование.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Важнейшей структурной характеристикой лёссовых отложений является их гранулометрический состав, характеризующий количественное участие в породе частиц различных размеров.

Пользуясь данными гранулометрического анализа, многие исследователи стремятся объяснить те или иные особенности лёссовых пород.

Так, Ф. Л. Андрухин (1937) считает, что просадочность присуща породам, содержащим частицы размером менее 0,005 мм в количестве меньше 10%, т. е. обладающим «дефицитом коллоидно-дисперсной части». В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев (1941), К. И. Щеголев (1933) и некоторые другие исследователи отрицают существенную роль гранулометрического состава в выделении просадочных и непросадочных типов лёссовых пород.

Данные гранулометрического анализа широко используются для генетических построений. Подобное обоснование своим генетическим схемам дали М. М. Жуков (1935), И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939, 2), Н. П. Фролова (1916), В. И. Крокос (1934, 2) и др.

Неоднократно в качестве граничного классификационного признака лёссовых пород предлагались определенные содержания тех или иных фракций. Подобные попытки были сделаны Я. Н. Афанасьевым (1924), Г. Ф. Мирчинком (1925), Ф. И. Вороновым (1938), С. С. Морозовым (1950) и др.

Гранулометрический состав, несомненно, занимает важное место в оценке лёссовых пород, помогая в решении многих вопросов лёссовой проблемы.

В настоящее время имеются результаты многих гранулометрических анализов лёссовых пород, распространенных на территории Советского Союза. К сожалению, сопоставление имеющихся материалов весьма затруднено вследствие ряда причин, из которых главными являются:

1. Отсутствие в подавляющем числе случаев указаний о методике подготовки образца и способе анализа.

2. Неясности стратиграфического положения исследуемых образцов. Часто если даже указывается возраст, то отсутствуют данные об элементах рельефа, на которых расположены выработки.

3. Отсутствия каких-либо указаний о применяющемся методе подсчета скорости падения частиц в воде.

Особенно существенное влияние оказывает на результаты гранулометрических анализов применение разных методов подготовки. С. С. Морозов (1950) приводит данные о параллельных определениях содержания различных гранулометрических фракций при микроагрегатной подготовке и предварительной обработке образцов методами П. А. Земятченского и К. К. Гедройца. Расхождения в содержании фракции $< 0,01$ мм в тяжелых лёссовых суглинках составляли до 29%, а фракции $< 0,005$ мм 33—43%.

М. П. Лысенко (1952) приводит результаты гранулометрических анализов криворожского лёсса при пяти способах подготовки образца. Он установил, что содержание глинистой фракции ($< 0,005$ мм) в зависимости от обработки образцов изменяется от 5 до 25,1%.

При изучении лёссовых пород применяются разнообразные методы подготовки образцов. Так, Ф. Л. Андрухин в течение часа подвергал кипячению навеску с 10-кратным количеством воды, после чего она отмывалась на фильтре до исчезновения реакции на Cl' и SO''_4 . В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев (1941) производили трехкратную обработку образцов дистиллированной водой с последующей промывкой их на фильтре до исчезновения реакции на Cl' , после чего кипятили суспензию в течение часа с введением 5 мл 5%-ного раствора NH_4OH . М. П. Казаков (1935) обрабатывал образцы 2%-ным раствором соляной кислоты.

В большинстве случаев, как уже упоминалось, способы подготовки исследователями не указываются.

В последнее время А. К. Ларионов сделал попытку применить для подготовки образцов метод обработки суспензии ультразвуком. Главные положительные стороны этого метода — быстрота подготовки, простота и стандартность получаемых результатов.

На основании анализа имеющихся литературных данных и собственных исследований гранулометрического состава лёссовых пород при микроагрегатной подготовке и применении методов Сабанина — Робинсона, А. К. Ларионов пришел к следующим выводам:

I. Содержание разных фракций в составе лёссовых пород на территории Советского Союза изменяется в широких пределах.

Колебания в содержании различных по крупности частиц составляют (по данным 1142 анализов):

Фракции в мм	Содержание в %
> 0,25	0—12,3
0,25—0,05	0,68—52,4
0,05—0,01	11,82—68,2
0,01—0,005	0,5—43,0
< 0,005	0,1—36,0

По гранулометрическому составу лёссовые отложения представляют собой разнообразные породы, начиная от песков пылеватых и супесей и кончая глинами. Содержание пылеватых частиц (размером 0,05—0,005 мм), как правило, весьма высокое — от 50 до 89% (Бондарчук, 1947).

В некоторых породах, имеющих лёссовый облик (макропористость, рыхлость, карбонатность), наблюдается сравнительно небольшое количество пылеватых частиц. Подобные породы описаны на левобережной миндельской террасе Днепра В. В. Ризниченко. Они содержат в верхнем ярусе около 30% пылеватых частиц. Л. С. Осокин (1945) в лёссовых породах района Ворожега установил 35% фракции 0,05—0,005 мм.

Но подобные случаи редки и не могут приниматься во внимание при характеристике лёссовых пород, так как не исключена возможность ошибок при микроагрегатной подготовке карбонатных пород вследствие несовершенства методов гранулометрического анализа. Чаще всего лёссовые породы содержат более 50% пылеватых частиц, что является одним из наиболее характерных признаков этого типа осадочных отложений.

В делювиальных лёссовых породах склонов в областях предгорий и гор часто содержатся частицы размером более 2 мм (гравий и галька, а иногда и полуокатанные дресва и щебень). Количество крупных включений может достигать 10% и более.

II. Пользуясь трехчленной классификацией, наиболее принятой в инженерно-геологической практике (Приклонский, 1955), все лёссовые породы по гранулометрическому составу можно разделить на следующие типы:

а) пески пылеватые с содержанием глинистой фракции менее 30%; б) супеси пылеватые с содержанием глинистой фрак-

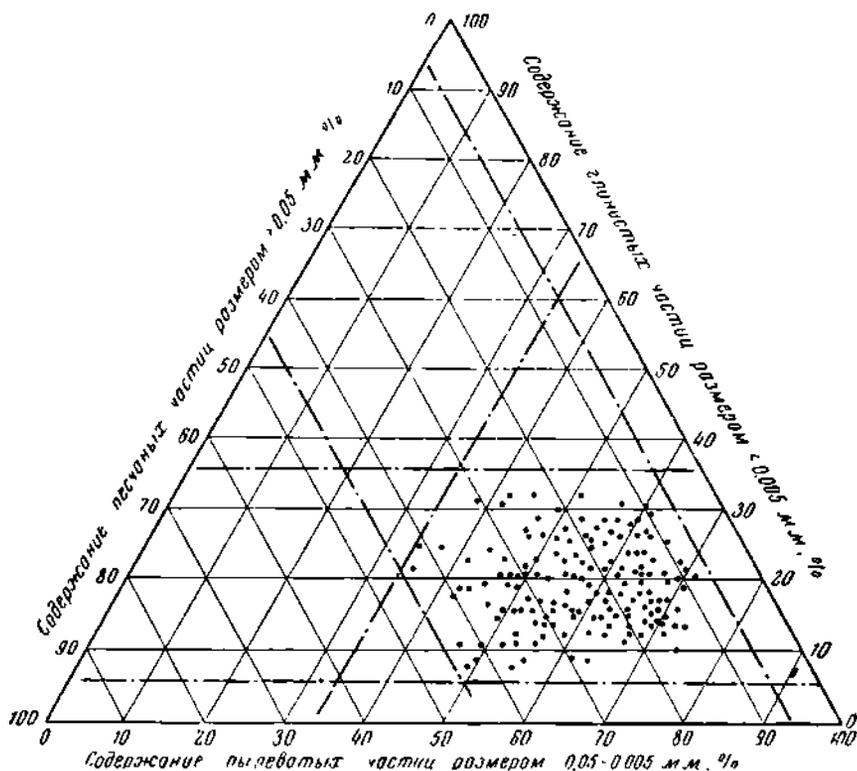


Рис. 44. Графическое изображение гранулометрического состава лёссовых пород юга РСФСР по данным 170 анализов

ции 3—10%; в) суглинки легкие пылеватые с содержанием глинистой фракции 10—15%; г) суглинки средние пылеватые с содержанием глинистой фракции 15—20%; д) суглинки тяжелые пылеватые с содержанием глинистой фракции 20—30%; е) глины пылеватые с содержанием глинистой фракции более 30%.

III. Коэффициент неоднородности лёссовых пород СССР

$$K_n = \frac{d_{60}}{d_{10}} \text{ колеблется в широких пределах — от 2 до 91.}$$

IV. Закономерности в изменении гранулометрического состава лёссовых пород на территории Советского Союза в общем отвечают описанной ранее зональности этого типа отложений. В области низменных равнин и плит наиболее глинистыми являются лёссовые отложения левобережья Кубани, Северного и Южного Приазовья, а также Западно-Сибирской низменности. Содержание фракции менее 0,005 мм здесь достигает 35—36% (при микроагрегатной подготовке). Что касается количества тонкопесчаных фракций, то оно колеблется в значительных пре-

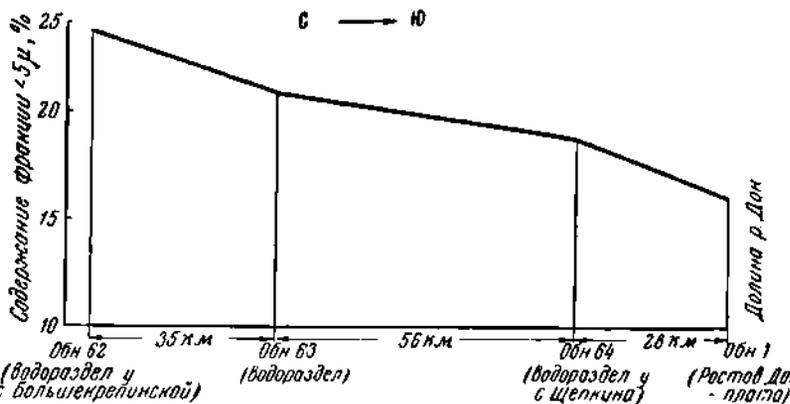


Рис. 45. Изменение содержания глинистых фракций в породах в зависимости от расстояния участков от реки

делах, увеличиваясь по мере приближения к речным долинам и морским побережьям.

В пределах равнин юга РСФСР содержание глинистых фракций (менее 0,005 мм) уменьшается от побережья Азовского моря к Восточному Ставрополю. Содержание частиц диаметром менее 0,005 мм в лёссовых породах Восточного Ставрополя не превышает 10—20%. В этом же направлении возрастает количество тонкопесчаных и пылеватых фракций. На рис. 44 приведен треугольник Фере, на который нанесены данные 170 гранулометрических анализов лёссовых пород этих районов, выполненных методом Сабанина — Робинсона при микроагрегатной подгтовке.

Для лёссовых отложений Украины характерно наличие двух главных закономерностей: первая — повышение песчаности лёссовых пород по мере приближения к области оледенения (Соболев, 1935; Мирчинк, 1925; Флоров, 1916 и др.), вторая — сравнительно высокая глинистость южноукраинских лёссовых пород (Лысенко, 1949; Кириченко, 1955; Соколовский, 1956 и др.).

Общие закономерности в значительной степени нарушаются местным изменением гранулометрического состава от водоразделов к речным долинам. На участках, прилегающих к речным долинам, всегда залегают более легкие лёссовые породы, а на водоразделах — более глинистые.

Изменение содержания глинистых фракций в лёссовых породах в зависимости от расстояния участков от р. Дона показано на рис. 45.

Закономерности в распределении гранулометрических типов пород в предгорных и горных районах гораздо более сложные. Общее изменение крупности частиц, слагающих лёссы, сводится к увеличению содержания глинистых частиц по мере увеличения высоты местности. Эта закономерность отмечена для лёссо-

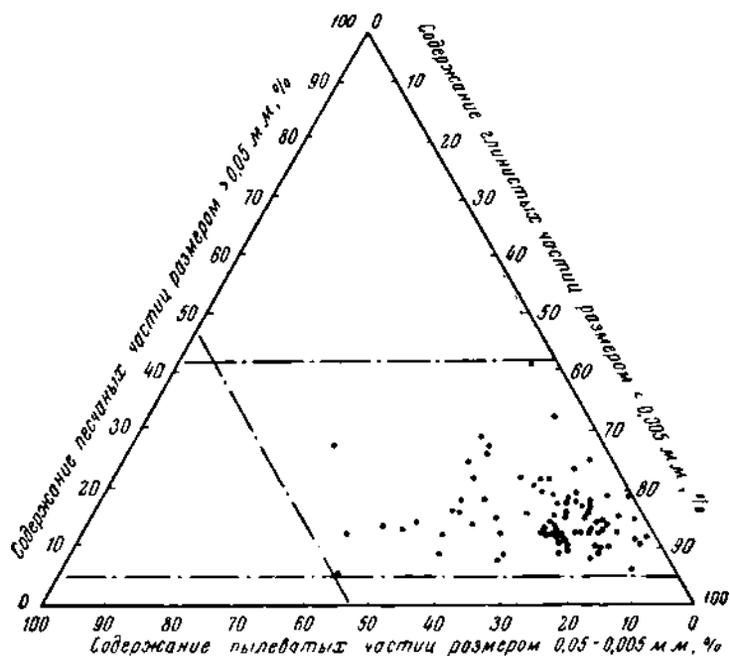


Рис. 46. Графическое изображение гранулометрического состава лёссовых пород Западной Украины (по И. Д. Соколовскому, 1955)

вых отложений Заилийского Алатау М. И. Ломоновичем (1951), а для районов Средней Азии — А. Н. Розановым (1951). Для лёссовых пород Киргизского хребта Н. И. Кригер и М. Р. Москалев (1953) указывают противоположную зависимость, сводящуюся к увеличению песчанности с высотой. А. К. Ларионов наблюдал аналогичную картину на Западном Кавказе, где по долине р. Уруп в лёссовых породах на террасах с высотой постепенно увеличивается содержание песчаных частиц и, наконец, появляются гравелистые и щебенчатые отложения.

В горных районах часто трудно установить какие-либо закономерности в изменении гранулометрического состава лёссовых отложений. Так, в Западной Украине достаточно хорошо выявляется лишь местная связь лёссовых пород с образованиями долин рек, общая же закономерность остается неясной. Это хорошо иллюстрируется графическим изображением гранулометрического состава лёссовых пород упомянутого района (рис. 46).

В большинстве случаев в лёссовых породах крупнопылеватые частицы (0,05—0,01 мм) преобладают над мелкопылевыми (0,01—0,005 мм) и лишь изредка мелкая пыль содержится в больших количествах, чем крупная. Подобное anomальное взаимоотношение наблюдали Н. И. Кириченко (1955) в лёссовидных суглинках Саксаганского района и И. Л. Соколовский (1956) в лёссовых породах района р. Молочной.

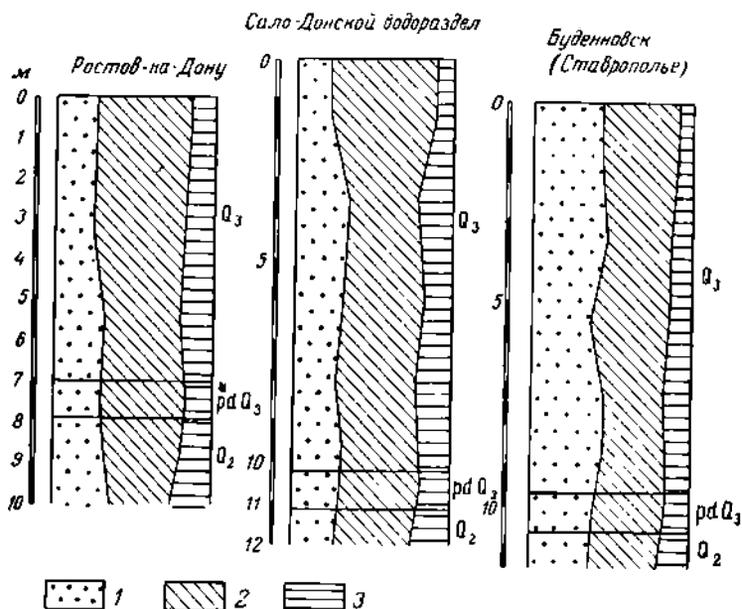


Рис. 47. Изменение гранулометрического состава лёссовых пород с глубиной

1 — фракция $>0,05$ мм; 2 — фракция $0,05-0,005$ мм; 3 — фракция $< 0,005$ мм.
 Горизонтальный масштаб: в 1 см—25%, содержания фракции

VI. Изменение гранулометрического состава лёссовых пород разных районов СССР с глубиной характеризуется графиками, приведенными на рис. 47.

Н. И. Кириченко (1955) считает, что гранулометрический состав саксаганских лёссовых пород с глубиной почти не изменяется, если не считать уменьшения содержания пыли в нижней части толщи. По данным А. К. Ларионова, для лёссовых пород Нижнего Дона, Ергеней, Приазовья и Сало-Маньча, в большинстве случаев в пределах водоразделов, характерно возрастание глинистости с глубиной. На правобережном плато Кубани наблюдалось обратное явление: увеличение песчаности с глубиной. Это характерно также для лёссовой толщи, слагающей левобережное плато р. Дона в районе г. Азова.

В большей части разрезов по вертикали обнаруживаются то более глинистые, то более песчаные прослой; ни в одном случае не была установлена однородность гранулометрического состава по всему разрезу.

Значительно меньше данных о гранулометрическом составе лёссовых пород получено с помощью дисперсного анализа. П. П. Мельников (1955), основываясь на детальном исследовании, установил, что первичные частицы в карбонатных породах находятся в скоагулированном состоянии, образуя микроагрегаты, крупность которых колеблется от 0,01 до 0,05 мм. Проч-

ность их весьма значительна: они почти не разрушаются после двухчасового кипячения.

Вполне понятно, что при обычном микроагрегатном (полудисперсном) анализе невозможно получить действительные данные о составе первичных частиц.

Применение метода К. К. Гедройца — замены двухвалентных катионов на одновалентные — позволяет разрушить значительную часть агрегатов.

Н. А. Качинский (1956), сопоставляя методы дисперсной подготовки (собственный — обработка 0,2-н. HCl и кипячение с 1-н. NaOH , растирание грунта в состоянии сырой пасты, международный метод «А», судан-метод, метод Пури и метод подготовки с введением оксалата натрия или пирофосфата натрия), приходит к выводу, что для карбонатных грунтов лучшим является его метод. С. С. Морозов (1951,) разработал метод ультрагранулометрического анализа лёссовых пород без разрушения карбонатов. Он брал навеску грунта в 10 г и обрабатывал нормальным раствором NaCl , причем на 10 г навески расходовал 1 л однонормального раствора NaCl . Затем отмывал образец 80-градусным этиловым спиртом до исчезновения реакции на ион хлора. Для учета потери грунта при обработке раствором NaCl параллельно производится обработка контрольной навески. Проверка этого метода в лаборатории Ростовского инженерно-строительного института на лёссовых породах Северного Кавказа дала положительные результаты.

Таким образом, для выполнения дисперсного анализа можно рекомендовать либо метод Н. А. Качинского, либо метод С. С. Морозова.

Интересные данные приводит И. И. Трофимов (1953) об агрегатных анализах, выполненных М. М. Кудрявцевой. После того, как она обработала образцы хлористым натрием, порода слабо диспергировалась, но в щелочном растворе ($\text{pH}=10-11$) хлористый натрий вызвал массовый выход коллоидальных частиц из образцов тех же пород. Обработывая пробы реактивом Тамма ($\text{pH}=3,22$), М. М. Кудрявцева увеличила выход коллоидной фракции, сопровождавшийся обесцвечиванием осадка. Эти результаты представляют большой интерес с точки зрения разработки новых методов подготовки образцов к анализу. С. С. Морозов (1950, 1951,) считает, что для изучения лёссовых пород необходимо применять систему гранулометрических анализов.

Параллельное определение гранулометрического состава в образцах с микроагрегатной и дисперсной подготовкой позволило С. С. Морозову (1950) внести предложение о принципах различия лёссовидных суглинков и лёссов. Коренное отличие этих типов пород, по его мнению, заключается в том, что первые содержат значительную часть пылеватых агрегатов, состоящих из глинистых частиц, а вторые представляют собой главным образом скопление элементарных пылеватых фракций. Поэтому лёс-

совидные суглинки дадут значительный прирост глинистой фракции, происходящий за счет разрушения пылеватых агрегатов при дисперсном анализе. Лёссы, наоборот, покажут незначительную разницу в содержании глинистых частиц при обоих способах подготовки.

Данные подобных параллельных анализов лёссовидных пород приводят в своих работах И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939₁, 1939₂); С. С. Морозов (1950), М. И. Ломонович (1953₃); М. П. Сабашвили (1947).

А. К. Ларионов для оценки эффекта разрушения предложил ввести показатель микроагрегатности $K_{\text{микро}}$:

$$K_{\text{микро}} = q_{\text{дисп}} - q_{\text{ма}}$$

где $q_{\text{дисп}}$ — процентное содержание фракции менее 0,00 мм, полученное при дисперсном гранулометрическом анализе;

$q_{\text{ма}}$ — то же при микроагрегатном анализе.

В табл. 14 приведены значения показателя микроагрегатности лёссовых пород различных районов Советского Союза.

Таблица 14

Место отбора образца и возраст	Глубина взятия образца в м	Ф. и. о. исследователя	Содержание фракции < 0,005 мм в %		$K_{\text{микро}}$ в %
			по дан- ным мик- роагре- гатного анализа	по дан- ным дис- персного анализа	
Орел (Q_2)	2,0	А. К. Ларионов	8,26	16,13	7,87
» (Q_3)	4,0	»	13,70	24,31	10,61
Куйбышев (Q_3)	4,0	»	13,07	24,00	10,93
» (Q_3)	5,0	»	13,73	28,66	14,93
Днепропетровское плато (Q_3)	2,0	»	11,59	18,56	6,07
Гам же (Q_3)	4,0	»	6,89	7,81	0,92
» » (Q_3)	6,0	»	4,63	5,04	0,31
» » (Q_2)	9,0	»	7,33	10,43	3,10
Никополь (Q_3)	3,0	»	8,66	13,00	4,34
Осипенко (Q_3)	2,6	»	16,22	29,74	13,52
Киев	4,0	С. С. Морозов	4,46	11,21	6,75
Сумы	2,0	»	1,74	11,83	10,09
Юго-Западный СССР	—	»	3,56	47,46	43,89
Криворожье	—	М. П. Лысенко	11,9	30,4	18,5
Ростов-на-Дону	2,5	А. К. Ларионов	16,33	23,32	7,01
Сальск (Q_3)	3,0	»	16,04	30,73	14,69
Буденновск (Q_3)	3,5	»	12,49	16,81	4,32
Грозный (Q_3)	2,7	»	8,09	15,35	7,26
Грузинская ССР	—	М. П. Сабашвили	17,8	43,0	25,2
Ташкент	3,2	А. К. Ларионов	3,27	4,93	1,66
»	4,0	»	8,40	11,88	3,48
Сталинабал	3,0	»	12,88	22,23	9,35
Гюмень	2,5	»	17,90	28,97	11,07

Как видно из табл. 14, величина $K_{\text{микро}}$ колеблется в широких пределах — от 0,31 до 43,89%. Она позволяет приблизительно судить о количестве микроагрегатов, входящих в состав лёссовых пород.

Характерно, что днепропетровские и никопольские «типичные лёссы» имеют малые значения $K_{\text{микро}}$, что подтверждает данные С. С. Морозова по этому вопросу. Такие же низкие значения показателя микроагрегатности имеют лёссовые породы района Ташкента, а также Ставрополя. Высокие значения коэффициента микроагрегатности (больше 10) отмечаются для куйбышевских, криворожских, осипенковских и тюменских лёссовых пород, относимых к так называемым лёссовидным отложениям.

Имеющихся данных пока недостаточно для обоснования применения коэффициента микроагрегатности в качестве классификационного показателя, но они уже позволяют выдвигать его в качестве одной из возможных характеристик для обоснованной классификации пород.

Большим препятствием является сравнительно малая точность его определения, так как количество получаемых тонкодисперсных частиц, как мы показали, зависит от ряда факторов. Это обстоятельство серьезно затрудняет широкое использование показателя микроагрегативности.

Сопоставление степени просадочности пород с величиной $K_{\text{микро}}$ показывает, что по мере повышения его значения величина $\delta_{\text{пр}}$ уменьшается. При подсчете коэффициента корреляции были получены значения, равные 0,2—0,3, которые свидетельствуют об отсутствии устойчивой связи между указанными показателями. Это объясняется как ошибками, допущенными при гранулометрическом анализе, так и сложной зависимостью просадочности от ряда факторов, одним из которых, несомненно, является устойчивость микроагрегатов.

В заключение рассмотрим содержание в лёссовых породах тонкодисперсных и коллоидных частиц.

Разделение частиц размером менее 0,005 мм весьма затруднительно. Это является одной из главных причин меньшей изученности содержания коллоидной части. Сведения о количественном содержании коллоидно-дисперсных частиц в лёссах Украины и Европейской части РСФСР приведены в табл. 15¹ (Морозов, 1932).

По данным С. С. Морозова, в лёссах преобладает фракция 1—0,54 μ , а в лёссовидных суглинках — фракция 0,28—0,22 μ .

Некоторые данные о содержании тонких фракций в лёссах района Кривого Рога приводятся М. П. Лысенко (1949), определившим по методу Н. А. Качинского преобладание фракции размером меньше 0,2 μ .

¹ Анализ проведен по методу К. Гедройца.

С. М. Юсупова (1941), А. Н. Розанов и М. М. Шукевич (1943) указывают, что в ташкентских лёссовых породах содержание фракции менее 0,2 μ колеблется от 1,3 до 13,4%, а в голодностепских — от 0,5 до 5,0%. С. М. Юсупова считает, что в непросадочных лёссовых породах содержание коллоидных частиц значительно более высокое, чем в просадочных.

Таблица 15

Фракции в μ	Содержание в %	
	лёссы УССР	тульский лёссовидный суглинок
5—1	1,44—3,91	4,80
1—0,54	4,12—5,33	6,93
0,54—0,40	0,69—2,57	0,69
0,40—0,28	0,84—1,85	2,38
0,28—0,22	11,29—3,09	22,3
< 0,22	0,83—2,49	10,95

К сожалению, обычные методы определения содержания коллоидно-дисперсных частиц таят в себе значительные ошибки, порожденные возмущающим влиянием броуновского движения на перемещение в суспензиях тонких частиц.

Повышает качество определения и скорость анализа применение центрифуги для разделения частиц размером меньше 5 μ .

В основу расчетов скоростей падения при наличии дополнительной центробежной силы берется измененная формула Стокса (Антипов-Каратаев, 1945):

$$r = \sqrt{\frac{g}{2} \frac{2303 \cdot n}{(D-d)\omega^2 t} \cdot \lg \frac{x_2}{x_1}}$$

При $D=2,7$ и $d=1$ получаем время выделения различных

$$\text{фракций: } t = \frac{6,09 \cdot \lg \frac{x_2}{x_1}}{r^2_{10}}$$

Для примененной А. К. Ларионовым центрифуги были выбраны следующие оптимальные скорости для выделения различных фракций:

$$\begin{array}{ll} d < 5 \mu & v = 500 \text{ об/мин} \\ d < 1 \text{ .} & v = 1000 \text{ " } \\ d < 0,5 \text{ .} & v = 3000 \text{ " } \\ d < 1,0 \text{ .} & v = 3000 \text{ " } \end{array}$$

Для этих скоростей и были высчитаны значения t . Содержание частиц разных размеров может определяться путем высушивания отбираемых проб и последующего взвешивания их на аналитических весах. Из веса плотных остатков при этом вычитается вес воднорастворимых солей. Эта операция требует значительного времени.

Более совершенный и более точный способ для определения содержания тонких фракций — нефелометрический. Хорошие результаты при малой затрате времени были получены при применении фотоэлектрического нефелометра ФЭК-Н-54 (рис. 48). Предварительно с большой тщательностью составляется шкала показаний нефелометра в суспензиях, содержащих известные концентрации частиц.

В табл. 16 приведены некоторые результаты определения содержания тонкодисперсных и коллоидных фракций при условии дисперсной подготовки образцов лёссовых пород верхнечетвертичного возраста.

Таблица 16

Место отбора образца	Глубина в м	Содержание коллоидно-дисперсных фракций в %				
		всего частиц < 5 м	5-1 м	1-0,5 м	0,5-0,1 м	< 0,1 м
Орел	4,0	16,57	6,63	3,22	2,97	3,75
Куйбышев	5,0	22,87	13,02	4,13	2,61	3,01
Днепропетровск	4,0	12,09	6,87	3,62	1,38	0,22
»	8,0	10,12	5,84	2,07	1,29	0,92
Никополь	4,0	11,19	7,11	3,10	0,52	0,42
Осипенко	4,0	29,74	17,76	6,73	2,45	3,20
Ростов-на-Дону	3,2	25,16	11,95	6,31	3,21	3,69
»	4,0	18,37	12,15	3,12	1,67	1,43
Шахты	2,5	30,84	11,30	8,96	4,16	6,42
Сальск	2,6	28,08	17,26	4,27	3,90	2,65
с. Целина	2,9	27,41	12,07	5,30	5,29	4,75
Ергени (плато)	3,5	20,09	7,87	6,16	4,83	2,23
с. Дивное (Ставрополье)	4,0	19,48	9,87	3,81	3,97	1,83
с. Тбилисская (правобережное плато р. Кубани)	5,0	17,20	8,12	4,25	2,98	1,85
с. Буденновск. (Ставрополье)	3,3	16,85	12,35	2,05	1,87	0,58
Георгиевск (Восточное Предкавказье)	3,7	15,81	10,16	3,19	1,78	0,68
Грозный	3,0	15,45	9,13	4,54	1,27	0,51
Ташкент	3,2	11,88	8,11	1,35	1,22	1,00
Сталинабад	2,7	20,33	10,67	3,18	3,35	3,13

Данные табл. 16 позволяют сделать следующие выводы:

1. Общее содержание зерен размером < 5 м в лёссовых породах не предопределяет распределения частиц по более дробным фракциям.

2. Содержание истинно-коллоидных частиц размером < 0,1 м колеблется от 0,42 до 6,42%, причем наименьшее количество их обнаружено в лёссовых породах Среднего Приднепровья и Восточного Предкавказья. Наибольшее содержание коллоид-

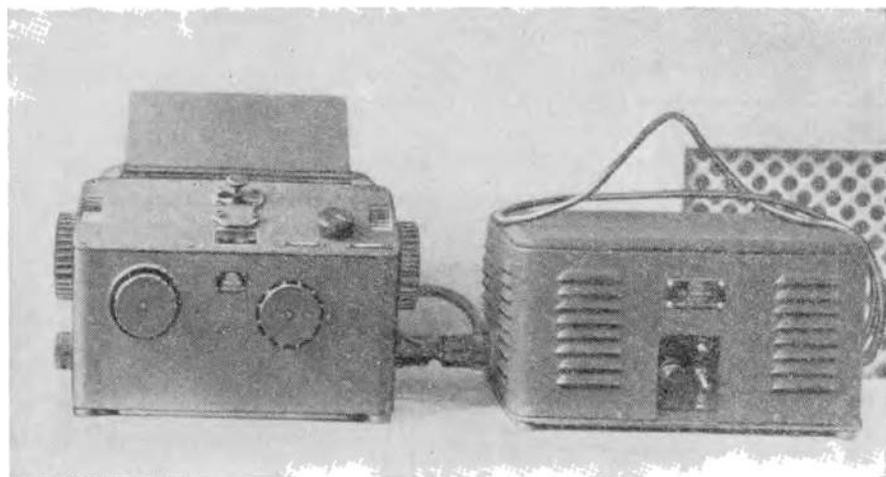


Рис. 48. Фотоэлектрический микротурбидиметр ФЭК-Н-54

ных частиц характерно для лёссовых отложений Донбасса, Приазовья, районов Куйбышева и Орла.

3. Среди тонкодисперсных частиц главную роль играет фракция $5 - 1 \mu$, содержание которой колеблется от 5,8 до 17,2%.

На основании экспериментов А. К. Ларионов установил, что в составе лёссовых пород имеется три типа коллоидных и тонкодисперсных частиц (размером $< 0,5 \mu$):

1) свободные, выделяющиеся при простом размачивании породы в воде; количество их в лёссовых породах колеблется от 0,3 до 2,4% (по 15 анализам);

2) средне связанные, входящие в состав слабодостойких агрегатов, разрушаемых кипячением; содержание этого типа частиц колеблется от 0,04 до 1,85%;

3) прочно связанные частицы, образующие агрегаты, которые разрушаются только после введения катиона натрия. Содержание этого типа частиц в фракции $< 0,5 \mu$ колеблется в пределах 0,25—8,86%.

Установлено, что коллоидно-дисперсные частицы разных типов состоят из различных ассоциаций коллоидно-дисперсных минералов. Так, в составе свободных частиц преобладает кварц и реже каолинит и гидрослюда, а в составе прочно связанных — гидрослюда и монтмориллонит.

Исследования позволили установить, что прочно связанные частицы играют наиболее значительную роль в формировании ряда свойств лёссовых пород. Так, с увеличением содержания этих частиц растет способность породы к поглощению катионов и набуханию. При содержании прочно связанных частиц в коли-

честве, превышающем 6%, породы либо совсем не способны к просадке, либо величина ее ничтожна.

Показатель дефицита коллоидной части, предложенный Ф. Л. Андрухиным (1937) для оценки просадочности пород, оказался неприменимым для лёссовых пород юга Европейской части РСФСР. Некоторое влияние на просадочность лёссовых отложений этих районов оказывают коллоидные частицы размером $< 0,1 \mu$. Чем их больше, тем просадочность пород меньше.

Удельная поверхность пород

Удельная поверхность лёссовых пород представляет собой комплексную характеристику, оценивающую, с одной стороны, структурные особенности породы (гранулометрический состав), а с другой стороны, состав коллоидно-дисперсных минералов.

А. В. Киселев (1953) указывает, что сейчас можно говорить об абсолютной удельной поверхности пористых тел только отдельных типов соединений. Лёссовые породы, как известно, являются сложными полидисперсными системами, поэтому на современной стадии можно установить лишь относительную величину их удельной поверхности.

Из значительного числа методов, предложенных для определения величины удельной поверхности, учитывая задачу получения лишь относительных величин, можно рекомендовать метод адсорбции органического красителя порошком сухого грунта. Так, А. К. Ларионовым для этой цели был применен водный раствор метилена голубого. Величина поглощения пигмента может с высокой точностью устанавливаться при помощи фотоэлектрического микронепелометра ФЭК-Н-54.

При исследовании 70 образцов лёссовых пород разных районов удалось установить, что относительная величина их удельной поверхности колеблется от 18 до 126 m^2/g . Наиболее низкие значения характерны для пород гидрослюдисто-кварцево-каолинового состава (от 18 до 56 m^2/g).

Все изученные лёссовые породы делятся на две группы: 1) с высокой удельной поверхностью ($> 44 m^2/g$) и 2) с низкой удельной поверхностью ($< 44 m^2/g$).

Лёссовые породы первой группы распространены в районах Приднепровья, Ставрополя и ряда участков Средней Азии, а породы второй группы — на территории Западной Украины, Поволжья, Донбасса, Приазовья и др.

Как показали опыты, прямая связь между содержанием фракции $< 5 \mu$ и удельной поверхностью отсутствует, что объясняется влиянием состава коллоидно-дисперсных минералов, а также содержанием тех или иных типов тонкодисперсных и коллоидных частиц, собранных в агрегаты неодинаковой прочности.

Исследование величины относительной удельной поверхности является многообещающим. Отражая минералогический и гранулометрический состав лёссовых пород, этот показатель может помочь увязать физические и механические свойства их с составом.

АГРЕГАТЫ

В лёссовой породе с ненарушенной структурой зерна всех размеров взаимосвязаны в единую систему и образуют сплошную агрегированную массу. Если воздействовать на породу механически или обрабатывать ее водой, то сплошная агрегированная масса распадается на отдельные частицы, представляющие собой либо монозерна, либо агрегаты. При воздействии воды определенная часть агрегатов распадается на монозерна, другая же часть агрегатов сохраняется, несмотря на многократную обработку. Это свидетельствует о наличии в составе породы и водонестойчивых и водостойчивых агрегатов.

Чем больше количество водонестойчивых агрегатов, тем энергичнее протекает разрушение породы под действием воды, что внешне проявляется в повышении ее размываемости, увеличении просадочности и т. д. Наоборот, чем больше в составе лёссовой породы водостойчивых агрегатов, тем меньше проявляется способность к размыву и просадке.

Н. Я. Денисовым (1938) был предложен коэффициент водостойчивости агрегатов, представляющий собой отношение количества частиц размером 0,25—0,01 мм, определенного после 3-минутного взбалтывания, к количеству их, установленному после 12-часового кипячения. Для просадочных лёссов им были получены значения этого коэффициента от 0,06 до 0,21, а для непросадочных разностей — больше 0,66. Коэффициент водостойчивости агрегатов представляет определенный классификационный интерес, так как он отражает содержание агрегатов, нестойчивых при кипячении суспензии.

В естественных условиях земной поверхности разрушение водонестойчивых агрегатов лёссовых пород протекает при воздействии воды, имеющей температуру не выше 30°, поэтому вряд ли правильно считать естественно неводостойчивыми агрегаты, распадающиеся после 12-часового кипячения. Без сомнения, в природных условиях значительная часть подобных агрегатов будет водостойкой.

Часть агрегатов в лёссовых породах всегда образуется при коагуляции частиц электролитами, цементации солями, выпадающими из грунтовых растворов, цементации коллоидами, обратимо высохшими в процессе испарения влаги (Васильев, 1953). Эти агрегаты разрушаются при воздействии воды. Другая часть агрегатов обязана своим происхождением склеиванию гумусовыми коллоидами, входящими, как было ранее упомянуто, в состав лёссовых пород.

Наконец, частицы могут связываться цементирующими веществами (карбонатами, кремнеземом, солями железа и др.). Эти агрегаты достаточно водопрочны в обычных условиях грунтовых толщ, но частичное разрушение их неизбежно при кипячении суспензии.

Детальные исследования агрегатов лёссовых пород, выполненные А. К. Ларионовым, позволяют говорить о наличии среди них качественно различных типов, т. е. отличающихся разной водоустойчивостью.

Наличие агрегатов различной степени водоустойчивости играет решающую роль в изменении прочности пород при увлажнении.

Условия возникновения процесса пептизации, влияющего на устойчивость пород (Денисов, 1953), определяются качественным и количественным содержанием агрегатов.

В составе лёссовых пород по устойчивости в воде можно выделить следующие типы агрегатов:

Неводостойкие, разрушающиеся при кратковременном воздействии воды, имеющей температуру 15—20°; эти агрегаты образуются в результате коагуляции частиц, связывания их обратимо высохшими коллоидами, а также цементации легкорастворимыми солями.

Водостойкие, разрушающиеся при кипячении; к ним относятся агрегаты, связанные гумусовыми коллоидами, а также частично обвязанные своим происхождением цементации сравнительно слабо растворимыми в воде соединениями (например, гипсом).

Водопрочные, разрушающиеся в результате замены поглощенных катионов кальция на катионы натрия; природа образования этих агрегатов коллоидно-химическая.

Высоководопрочные, практически в воде не разрушающиеся; эти агрегаты образуются в результате цементации частиц кремнеземом, окислами железа и др.

На рис. 49 приведена схема взаимоотношения агрегатов различной водоустойчивости.

В лёссовых породах чаще всего встречаются все четыре типа агрегатов, но это не исключает возможности отсутствия того или иного из них. Количественное содержание разных типов агрегатов может быть самым различным. Чем больше в составе породы неводостойких агрегатов, тем выше ее общая водоустойчивость и размокаемость в воде.

Водоустойчивая часть агрегатов также оказывает значительное влияние на водопрочность породы. Так, водостойкие агрегаты в обычных условиях медленно разрушаются; процесс их разрушения может продолжаться многие месяцы и годы, но при наличии в составе воды уголекислоты, почвенных кислот и других веществ этот процесс может значительно ускориться. Водопрочные агрегаты могут разрушаться при воздействии природных

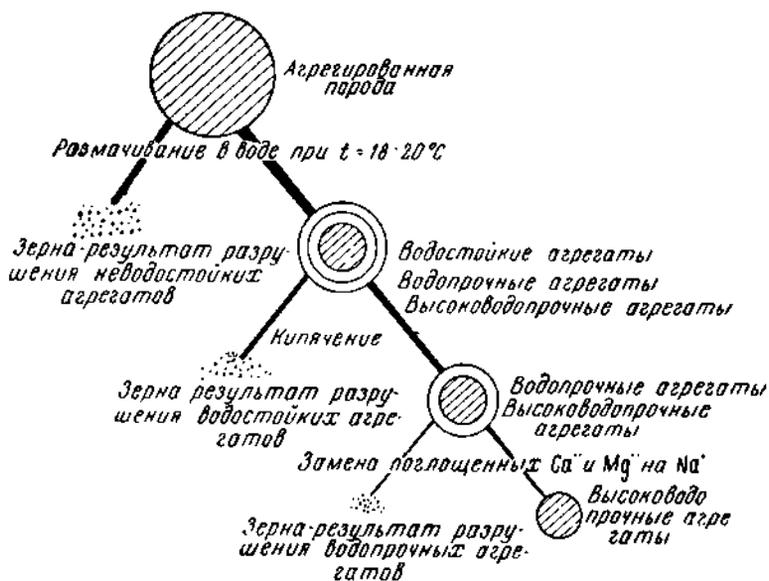


Рис. 49. Схема взаимоотношения агрегатов различной водостойкости

или технических вод (содержащих те или иные соли), а также слабых растворов щелочных солей и кислот.

Определить количественное содержание разных типов агрегатов довольно трудно. Легче всего разделить крупную фракцию лёссовых пород на две части — водостойчивую и неводостойчивую.

Этого можно достигнуть с помощью следующего простого метода:

1) из монолита берется кусок породы (доведенный до воздушно-сухого состояния) весом 1 г;

2) после взвешивания он помещается в пробирку с дистиллированной водой, где энергично встряхивается в течение 2 мин.; затем полученная суспензия отстаивается на протяжении 15 мин.;

3) суспензия опять взбалтывается, отстаивается и сливается с расчетом удалить частицы размером менее 0,05 мм (по шкале Сабанина); после добавления воды эта операция повторяется несколько раз до полного просветления верхнего слоя после отстаивания;

4) остаток в пробирке после отмучивания выливается на часовое стекло, высушивается на воздухе и взвешивается;

5) от полученной массы отбирается средняя проба, составляющая не более $\frac{1}{10}$ массы, и взвешивается; пользуясь биноклем ($\times 17$), специальной иглой из взятой пробы отбираются агрегаты или зерна (что содержится в меньшем количестве); остаток после отбора взвешивается;

б) полученные данные позволяют вычислить показатель макроагрегативности:

$$\text{при удалении зерен: } K_{\text{ма}} = \frac{c \cdot a}{M \cdot b};$$

$$\text{при удалении агрегатов: } K_{\text{ма}} = \frac{(b-d) \cdot a}{M \cdot b},$$

где $K_{\text{ма}}$ — показатель макроагрегативности;
 M — вес навески породы в г;
 a — вес выделенной фракции $> 0,05$ мм;
 b — вес средней пробы;
 c — вес выделенных агрегатов;
 d — вес зерен.

Величина макроагрегативности колеблется от 0,02 до 0,60. Наиболее низкие значения (0,02—0,25) характерны для лёссовых пород верхнего яруса Среднего Днепра, Ставрополя и некоторых районов Средней Азии. Наиболее высокие значения показателя макроагрегативности установлены для лёссовых отложений Донбасса, Южного Приазовья, левобережья Кубани. Путем исследования многочисленных образцов была установлена следующая зависимость: чем выше значения $K_{\text{ма}}$, тем менее расположена порода к просадочности.

Определение $K_{\text{ма}}$ описанным способом требует значительного времени. Поэтому в настоящее время в лаборатории Воронежского инженерно-строительного института разрабатывается аппаратура, ускоряющая процесс определения и значительно повышающая точность получаемых значений этого показателя.

Коэффициент водостойчивости агрегатов позволяет отразить общее содержание водопрочных агрегатов; чем выше их содержание, тем продолжительней процесс просадки (Денисов, 1953).

Кроме количественного содержания водостойких агрегатов, большой интерес представляет изучение их размеров, формы и состава.

Исследование нескольких сот образцов лёссовых пород различных районов СССР позволило сделать следующие выводы о морфологии водостойких макроагрегатов:

1. Размеры макроагрегатов (фракция $> 0,05$ мм), колеблются от 0,05 до 5 мм.

2. Наиболее крупные водостойкие макроагрегаты размером 1—5 мм встречаются в лёссовых породах Западной Украины, Западного Предкавказья, Южного Приазовья, Западной Сибири, Донбасса. Мелкие агрегаты (размером менее 1 мм) характерны для лёссовых отложений Среднего Приднепровья, Ергеней, Восточного Ставрополя, надпойменных террас Ангрена и Куvasая, Прикопетдагской равнины.

3. Наиболее часто встречаются в лёссовых породах микроагрегаты, имеющие размеры от 0,05 до 0,7 мм.

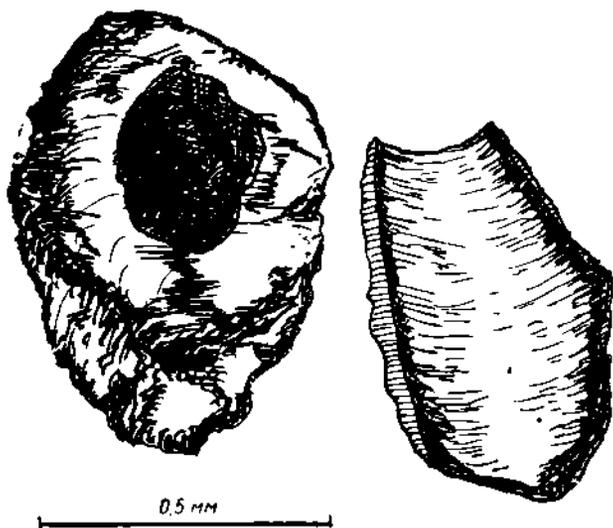


Рис. 50. Среднеплотные агрегаты — остатки стенок макропор

4. В большинстве случаев наблюдается следующая зависимость: чем выше показатель агрегативности, тем крупнее агрегаты.

5. По характеру очертаний и плотности выделяются четыре типа макроагрегатов:

I тип — очень плотные агрегаты. Они не разрушаются даже после многосуточного размачивания в воде. Очертания у них округлы, поверхность без всяких выступов, блестящая. В их составе содержится много глинистого материала.

II тип — плотные агрегаты, отличающиеся менее правильными очертаниями. Они также довольно водоустойчивы. Во многих случаях в качестве плотных агрегатов, а иногда и очень плотных, выступают стенки макропор, покрытые пленками карбонатов. Агрегаты этого типа показаны на рис. 50.

III тип — агрегаты малой плотности. Они имеют резкие очертания. В бинокляр можно видеть, что на их поверхности выступают отдельные зерна. Степень их водостойкости сравнительно невелика. При 2—3-часовом взбалтывании на лабораторной мешалке они в большей части случаев разрушаются. Иногда внутри таких агрегатов можно обнаружить более крупную песчаную частицу в виде ядра.

IV тип — рыхлые агрегаты. Они представляют собой скопления слабо сцементированного песчаного материала. Разрушаются после часового встряхивания с водой на лабораторной мешалке.

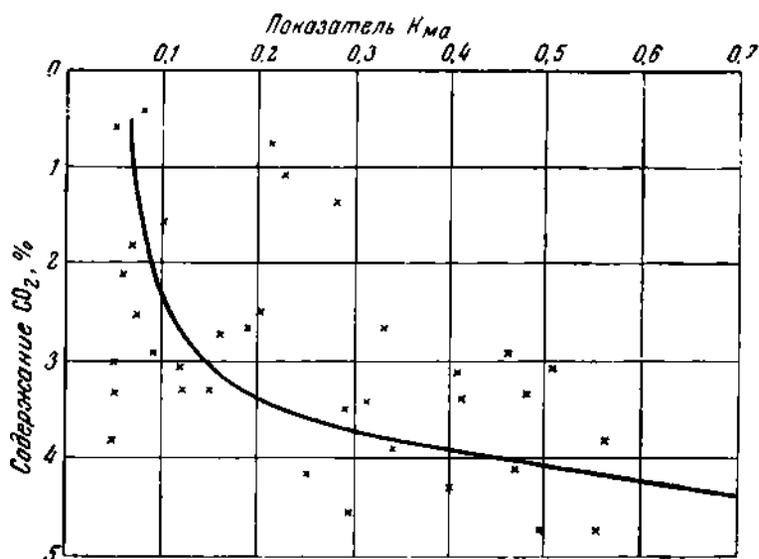


Рис. 51. Кривая зависимости количественного содержания агрегатов от содержания в породе углекислоты

Макроагрегаты I и II типов в больших количествах встречаются в непросадочных породах, а III и IV типов преобладают в просадочных породах.

б. Макроагрегаты состоят главным образом из кварца, полевого шпата, слюды, роговой обманки, карбонатов, коллоидно-дисперсных минералов. И. И. Трофимов (1953) предложил следующую классификацию агрегатов:

I. Агрегаты минералогически однородные (главным образом, кальцитовые и гипсовые).

II. Агрегаты минералогически разнородные: а) простые (обволакивание обломочных зерен каким-нибудь вторичным минералом); б) сложные (цементирование первичных зерен или простых агрегатов вторичными минералами).

Эта классификация схватывает только ту часть агрегатов, которая образована цементацией частиц или представляет собой скопление вторичных минералов.

Сопоставление количества агрегатов с составом показало, что их содержание возрастает по мере увеличения карбонатности породы. Эту зависимость можно видеть на рис. 51. Высокие значения показателя макроагрегативности и значительное количество плотных и очень плотных агрегатов характерно для пород, в которых преобладает монтмориллонитово-гидрослюдистая группа микроминералов. Рыхлые макроагрегаты и малые значения $K_{ма}$ присущи каолинитово-гидрослюдистым и гидрослюдисто-кварцевым породам.

Содержание в лёссовой породе микроагрегатов размером менее 0,05 мм может быть определено путем сопоставления результатов гранулометрического анализа, произведенного тремя способами: при простом размачивании (агрегатный анализ), путем кипячения и введения стабилизатора (микроагрегатный анализ) и подготовки по методу Гедройца (дисперсный анализ).

Некоторые данные о микроагрегативности уже приводились в предыдущем разделе этой главы.

Необходимо отметить, что взаимоотношения высоководопрочных, водопрочных, водостойких и неводостойких типов агрегатов изучены пока недостаточно. Для выявления природы низкой водопрочности лёссовых пород необходимо продолжить изучение агрегатов разных типов.

ЗЕРНА

Изучение формы и размеров зерен лёссовых пород представляет определенный интерес. Их характер зависит от ряда факторов, главными из которых являются: минералогический состав, условия образования и процессы выветривания.

Вследствие разного значения и различия методов исследования необходимо рассматривать отдельно формы зерен коллоидно-дисперсной части лёссовых пород и крупной фракции.

Электронномикроскопические исследования показали, что для главных микроминералов лёссовых пород характерны разнообразные формы зерен.

Отличительной чертой тонкодисперсной части зерен является активность к агрегации, что объясняется их стремлением понизить свою высокую поверхностную активность.

Вследствие высокой удельной поверхности микрзерна, адсорбируясь на поверхности более крупных частиц, размещаются на плоскостях, параллельных поверхности, что увеличивает подвижность макрочастиц при гидратации.

По форме и размерам крупных зерен ($> 0,01$ мм) можно косвенно судить о генезисе лёссовых пород и условиях их облёссования. Форма зерен влияет также на свойства пород.

Крупные зерна, составляющие фракцию $> 0,01$ мм, можно исследовать при 34—51-кратном увеличении. Рекомендуется также для зарисовок формы зерен рисовальный аппарат типа «РА», позволяющий срисовывать с сохранением основных деталей очертания зерен, видимые в поле микроскопа. Помимо этого, большую пользу приносит микрофотографирование.

Оценка окатанности зерен лёссовых пород может быть принята по шкале Л. В. Пустовалова (1940). Регенерированная форма зерен не встречается в лёссовых породах, поэтому выделяются четыре степени окатанности зерен:

I — окатанные зерна, имеющие контуры, приближающиеся к сферическим;

II — полуокатанные зерна, отличающиеся волнистыми очертаниями;

III — полуугловатые зерна, имеющие сглаженные углы;

IV — угловатые зерна, обладающие острыми ребрами и резко выраженными углами.

Так как основную массу зерен составляют кварц и полевой шпат, то естественно, что размеры и форма их частиц должны служить первостепенным объектом для изучения.

К сожалению, в имеющейся литературе вопросу изучения формы и размеров зерен крупной фракции лёссовых пород уделено мало внимания. В большинстве случаев исследователи кратко сообщают: зерна не окатаны, угловаты или, наоборот, окатаны. Больше того, имеющиеся отрывочные сведения свидетельствуют о самых противоречивых мнениях по вопросу о форме зерен.

Детальные исследования характера зерен кварца и полевого шпата в составе фракции $> 0,01$ мм нескольких сотен образцов позволили А. К. Ларионову сделать следующие выводы:

1. Размеры изученных зерен колеблются от 0,01 до 5 мм (иногда встречаются и более крупные обломки пород).

Крупные зерна размером более 1 мм распространены преимущественно в делювиальных лёссовых породах предгорных и горных областей (Закавказье, Ставропольская возвышенность, Северный Кавказ, Донбасс и Средняя Азия), а также в подморенных лёссовых отложениях районов оледенения (Северная Украина).

2. В лёссовых отложениях районов Среднего Приднепровья, Ставрополья, Ергеней и др. преобладают зерна размером менее 0,2 мм, редко встречаются зерна размером 0,3—0,7 мм.

3. Во всех случаях наблюдается укрупнение зерен в составе лёссовых пород по мере приближения к речным долинам. Примером могут служить лёссовые отложения у с. Паршино и западнее р. Форс.

Рассмотрим лёссовую породу из верхнего яруса у с. Паршино, в 25 км от берега Дона (плато). В ее составе фракция больше 0,01 мм состоит из частиц диаметром меньше 0,35 мм, при преобладании зерен размером 0,05—0,1 мм. Та же фракция лёссовой породы из верхнего яруса района с. Цимлянская, расположенного в 1 км от берега Дона (правобережное плато), содержит частицы размером до 1 мм, при преобладании зерен размером 0,1—0,5 мм.

В лёссовой породе (Q_3) в 12 км западнее р. Форс на водоразделе фракция меньше 0,01 мм состоит из частиц диаметром меньше 0,4 мм, при преобладании зерен размером 0,1—0,2 мм.

Лёссовая порода (Q_3) на верхней надпойменной террасе р. Форс в 200 м от уреза воды (у с. Дондукова) содержит частицы размером до 0,9 мм, при преобладании частиц размером 0,1—0,35 мм.

Подобное явление наблюдается и в других речных долинах (Кубани, Терека, Кумы). Для лёссовых отложений долины р. Днепр оно описано В. П. Ананьевым (1954) и В. И. Крокосом (1926).

4. Характер окатанности зерен кварца и полевого шпата в лёссовых породах самый различный.

В табл. 17 приведены данные об окатанности зерен образцов лёссовых пород верхнего яруса из некоторых районов СССР.

Таблица 17

Место отбора образца	Наибольшие размеры зерен в мм	Преоблада- ющие разме- ры в мм	Содержание зерен разной окатанности в %			
			I	II	III	IV
с. Отрадная (Северный Кавказ)	3,0	0,2—0,5	0	2	50	48
с. Старо-Марьевка (Ставрополье)	3,0	0,08—0,2	2	5	50	43
с. Хумара (склон Западного Предкавказья)	0,3	0,05—0,1	1	2	30	67
Южный склон Терского хребта	1,0	0,3—0,6	5	6	39	50
Черкесск (Северный Кавказ)	0,6	0,08—0,3	0	2	40	58
с. Благодарное (Восточное Ставрополье)	0,3	0,05—0,1	5	10	70	15
с. Тбилисская (правобережье Кубани)	0,2	0,1	2	3	50	45
с. Преображенская (левый берег Кубани, II терраса)	0,6	0,3—0,4	1	1	20	80
Армавир (правый берег Кубани)	0,9	0,1—0,4	0	3	35	62
с. Грачевка (Ставропольская возвышенность, надпойменная терраса)	0,3	0,1—0,2	0	4	44	52
Ергени (плато)	0,2	0,1	3	5	72	20
с. Цимлянская (правобережное плато Дона)	0,3	0,1—0,5	15	35	40	10
с. Кагальник (Южное Приазовье, водораздел)	0,5	0,05—0,2	2	5	55	38
Днепропетровск (плато)	0,2	0,1	2	3	50	45
Херсон (плато)	0,4	0,1	2	16	60	22
Кировоград (плато)	0,3	0,1	3	14	58	25
Харьков (плато)	0,5	0,05—0,2	5	18	53	24
Ташкент (терраса)	0,5	0,2	1	7	39	53

Проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов о характере окатанности зерен в различных генетических типах пород:

а) наибольшее количество окатанных зерен кварца и полевого шпата содержится в крупных фракциях лёссовых пород эолового происхождения;

б) наименее окатаны зерна крупных фракций лёссовых пород делювиального и аллювиального происхождения.

В ряде случаев эта закономерность нарушается вследствие интенсивного привноса эолового материала при накоплении делювиальных отложений и, наоборот, местного делювия — при образовании эоловых лёссовых отложений.

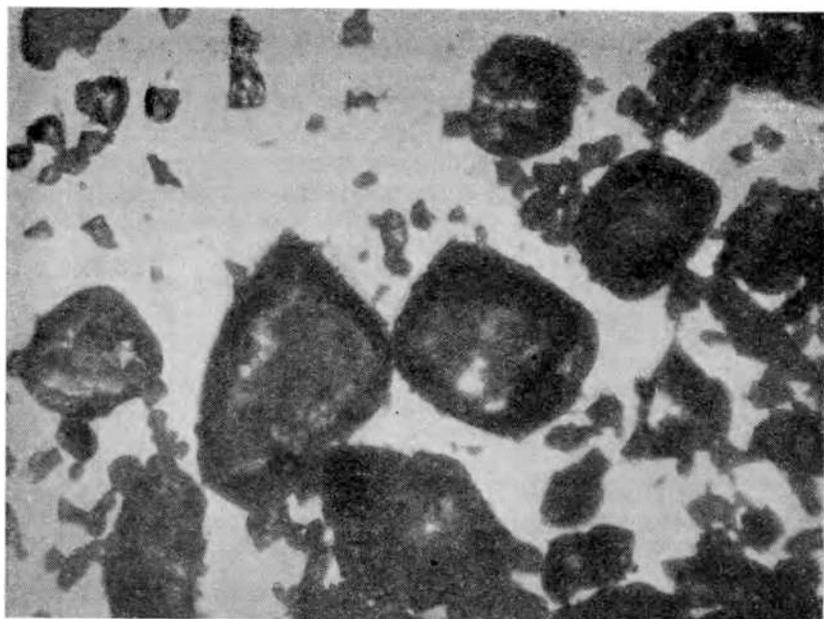


Рис. 52. Разные типы окатанности крупных зерен (лессовая порода района Ростова-на-Дону)...X 70

Существенной разницы в окатанности зерен золотых водораздельных пород и их делювия на склонах не обнаружено.

Таким образом, окатанность зерен кварца и полевого шпата во фракции больше 0,01 мм может служить в некоторых случаях признаком генезиса пород.

5. Как правило, окатанность наблюдается у зерен, размер которых более 0,1—0,02 мм.

Наиболее низкая граница окатанности зерен отмечается в золотых отложениях Ергеней и Сало-Манычского водораздела; здесь обнаружены зерна кварца и полевых шпатов размером 0,02 мм, носящие следы окатанности.

В делювиальных лёссовых породах горных районов и в аллювиальных лёссовых отложениях речных долин нижняя граница окатанности несколько более высокая, обычно 0,04—0,08 мм.

6. Форма и окатанность зерен кварца и полевого шпата фракции > 0,01 мм, как установили многочисленные эксперименты, не играют существенной роли в формировании физических и механических свойств лёссовых пород. Увеличение количества крупных зерен и их размеров в определенной степени влияет на ряд свойств пород: увеличивается их фильтрующая способность, повышается способность к просадке и т. д.

В составе крупных фракций лёссовых пород всегда содержатся вторичные минералы (карбонаты, гипс), образующие хо-

рошо ограненные кристаллы. На рис. 52 показаны крупные зерна разных минералов с различной степенью окатанности.

Форма и размеры зерен помогают делить минералы на сингенетичные и эпигенетичные типы, а также делать некоторые выводы о генезисе пород. Следовательно, при производстве четвертичных геологических съемок желательна изучение формы и размеров зерен минералов, содержащихся в лёссовых отложениях различных районов.

ПОРЫ

Одной из важнейших структурных характеристик лёссовых отложений является их пористость. Суммарная пористость лёссовых пород, определенная по удельному и объемному весам, колеблется от 35 до 64%. Эта величина характеризует лишь количественную сторону, не давая никакого представления о качественных типах пор, между тем как характер их в лёссовых породах весьма разнообразен и роль каждого типа пористости различна.

И. И. Трофимов (1953) предложил выделять в лёссовых породах Таджикистана следующие типы пор: а) поры органические — имеют вид цилиндрических каналцев и крупных ходов; они подразделяются на фитогенные и зоогенные; б) поры между агрегатами — образуются при дегидратации и кристаллизации цементирующего агрегаты вещества; в) поры от неплотной и беспорядочной упаковки зерен основной массы породы, хорошо видимые в микроскоп; г) поры высыхания; д) поры разнообразной замкнутой формы, образующиеся в результате перекристаллизации кальцита и гипса; е) поры выщелачивания; ж) структурные поры, соответствующие промежуткам между зёрнами при плотной их упаковке.

Классификация представляет определенный интерес с точки зрения генетического разделения типов пор, но практически отнести поры к тому или иному типу, выделенному И. И. Трофимовым, довольно трудно. Многие поры морфологически одинаковы, несмотря на то, что их происхождение различно. Кроме того, подобная классификация не определяет роли разных типов пор в формировании свойств лёссовых пород.

Основываясь на существующих классификациях пор и пустот для глинистых пород, предложенных Ф. П. Саваренским (1935), В. А. Приклонским (1955), Е. М. Сергеевым (1952) и др., а также учитывая результаты собственных детальных исследований пористости лёссовых пород различных районов Советского Союза, А. К. Ларионов предложил выделять следующие типы пор и пустот:

- I. Пористость, отвечающая максимальной объемной гигроскопичности.
- II. Межчастичные поры. Они подразделяются на подтипы:
 - 1) междуагрегатные;

- 2) поры между зернами (пылеватыми и песчаными);
- 3) поры между агрегатами и зернами (пылеватыми и песчаными).
- III. Макропоры.
- IV. Трещины.
- V. Червеходы и замкнутые пустоты органического происхождения.
- VI. Корнеходы травянистой и древесной растительности.
- VII. Кротовины (ходы землероев).
- VIII. Крупные пустоты суффозионно-карстового происхождения.

Необходимо заметить, что форма и размеры пустот в лёссовых породах непостоянны. Они претерпевают различные изменения под влиянием многообразных факторов. Особенно велико воздействие на породу, оказываемое инженерной деятельностью человека.

Возможность изменения пористости под действием различных факторов значительно затрудняет выделение первичной (сингенетической породе) и вторичной (эпигенетической породе) пористости.

Межчастичные поры и макропоры должны изучаться с помощью петрографических методов с широким применением бинокулярного и поляризационного микроскопов.

Количественное определение всех видов пористости представляет определенный интерес для решения вопроса о формировании прочности лёссовых пород.

Отдельные виды пористости играют особую роль при прогнозировании просадочности.

Пористость, отвечающая максимальной объемной гигроскопичности

Сюда входят поры между коллоидно-дисперсными частицами, занятые пленками гигроскопической влаги, а также межпакетные промежутки в минералах группы монтмориллонита. Эти поры почти не содержат газов и в естественных условиях заполнены растворами, в которых могут присутствовать также растворенные газы. По величине эти поры близки к субкапиллярным. Перемещение влаги по ним происходит преимущественно под действием молекулярных сил. Движение капиллярной и гравитационной воды по этим порам исключено.

Ф. Д. Овчаренко (1955) определял в глинистых породах толщину пленки воды при максимальной гигроскопичности. По его данным, толщина пленки колеблется от 4 до 18 000 Å, что соответствует 1—6740 слоям воды.

Что касается межпакетных пространств в минералах группы монтмориллонита, то, по данным С. Б. Хендрикса, Р. А. Нельсона и Л. Т. Александера (Hendrichs, Nelson and Alexander, 1940), при образовании первого гидратного слоя их размеры увеличиваются до 12—13 Å, а при наличии двойного гидратного слоя — до 15—16 Å.

По У. Гофману, расстояние между пакетами монтмориллонита колеблется в зависимости от влажности от 9,8 до 19,6 Å. Учитывая, что поперечник молекулы воды достигает около 2,76 Å, нижнюю границу диаметра этого типа пор можно принять около 3—4 Å (0,0004 μ). Эта величина близка наименьшему размеру гигроскопической пленки по Ф. Д. Овчаренко.

Наибольшая толщина пленки зависит от многих факторов, что и определяет колебания максимальных размеров пор этого типа. По Б. В. Дерягину (1952) толщина пленки колеблется в значительных пределах, превышая в некоторых случаях 1 μ.

Ф. Д. Овчаренко в качестве верхнего предела приводит толщину гигроскопической пленки, равную 1,8 μ.

Приблизительно объем пор за счет объемной гигроскопичности может быть определен по количеству поглощенного водяного пара над 10%-ной H_2SO_4 при разрежении до 400 мм (по Митгчерлиху). Величина прироста веса сухого образца после доведения его влажности до максимальной гигроскопичности, деленная на объемный вес воды при данной температуре, приближенно равна объему пористости, отвечающему максимальной объемной гигроскопичности образца.

Исследование части пористости лёссовых пород, отвечающей максимальной объемной гигроскопичности, позволяет сделать некоторые выводы:

1) эта пористость в природных условиях существования лёссовых пород занимает максимальный для нее объем;

2) будучи заполненной молекулярно связанной водой, она не принимает участия в процессах уплотнения породы под действием строительных нагрузок, а также в процессах просадки;

3) абсолютная величина этой части пористости колеблется от 2,6 до 9,7%.

Объем пористости, отвечающей максимальной объемной гигроскопичности, зависит от содержания минералов типа монтмориллонита и количества тонких фракций.

Межчастичная пористость

Эта пористость по размерам, форме и характеру резко отличается от пористости, связанной с объемной гигроскопичностью. Значительная часть ее поддается изучению при помощи микроскопа.

Межчастичная пористость возникает между частицами и агрегатами в результате как первичных процессов накопления материала, слагающего породу, так и вторичных, порождаемых выветриванием и почвообразованием.

В этих порах вода перемещается частично как капиллярная, а частично как свободная. Размеры межчастичных пор колеблются от 0,002 до 0,5 мм. Форма пор в подавляющем числе

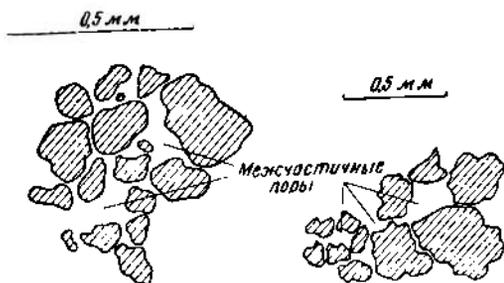


Рис. 53. Очертания межчастичных пор. Зарисовка с помощью прибора «РА» в лёссовых породах Ергеней (слева) и Нижнего Дона (справа)

случаев неправильная, лишь в более глинистых разностях лёссовых пород иногда округлая. Межчастичные поры образуют сплошную взаимосвязанную систему (рис. 53). В просадочных породах межчастичные поры особенно велики.

При уплотнении породы под тем или иным давлением эта часть пористости постепенно уменьшается, и чем больше давлени-

е, тем меньше становится ее величина. При достижении предельного состояния уплотнения последнее будет характеризоваться минимальным значением межчастичной пористости. Дальнейшее увеличение давления в этом случае будет сопровождаться разрушением зерен, т. е. изменением дисперсности породы. Величина межчастичной пористости выше значения пористости при предельном уплотнении и составляет главную часть устранимой пористости лёссовых пород, в значительной степени характеризующая их недоуплотненность.

Приблизительно межчастичная пористость может определяться как разность между величиной содержания свободного воздуха в породе, предварительно насыщенной влагой до максимальной гигроскопичности, и объемом макропор. Определение содержания свободного воздуха Γ_{ϕ} в лёссовых породах может

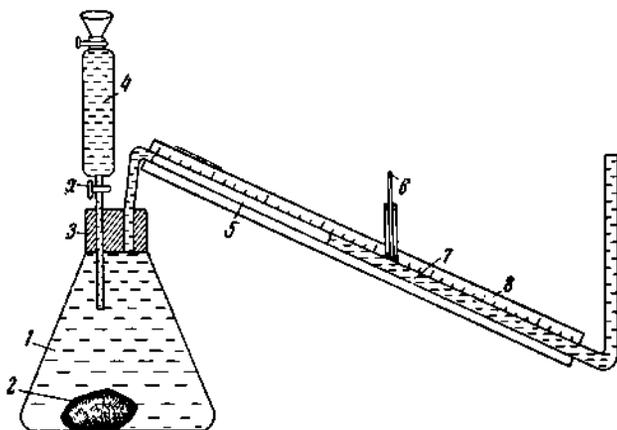


Рис. 54. Схема газометра конструкции А. К. Ларионова
1 — колба; 2 — образец в парафиновой оболочке; 3 — пробка;
4 — воронка; 5 — измеряемый пузырек воздуха; 6 — термометр;
7 — мерная трубка; 8 — линейка с делениями тарировки в мм;
а — кран

быть выполнено при помощи газометра конструкции А. К. Ларионова (рис. 54).

Для определения Γ_{ϕ} из монолита вырезается образец яйцеобразной формы объемом не менее 10 мл, с сохранением естественной структуры. После доведения образца до воздушно-сухого состояния он взвешивается и парафинируется. После парафинирования он вторично взвешивается. Затем в мензурке с точностью до 0,1 мл определяется объем запарафинированного образца.

После этого он помещается в колбу газометра в свежeproкипленную дистиллированную воду, температура которой около 35° С. Колба с погруженным образцом и мерная трубка заполняются водой. Весь воздух путем пропуска воды через кран *a* и потряхивания колбы должен быть полностью удален из системы.

Легким подогреванием участка колбы, к которому прилегает образец, вызывается разрушение его парафиновой оболочки. Встряхиванием колбы доводят исследуемый образец до полного разрушения. Весь выделившийся воздух вытесняется в мерную трубку *7*, где по шкале (градуировка которой производится с точностью до 0,05 мл) определяется объем воздуха, выделившегося после разрушения образца. Одновременно записываются температура воды и воздушного пузырька. Растворением воздуха в воде или его выделением из воды, при условии незначительного общего нагревания, можно пренебречь вследствие его незначительности (ошибка до 0,5%). В момент измерения устанавливается давление и температура окружающего воздуха.

Содержание газообразной фазы выражается в процентах по отношению к объему образца.

Расчет ведется по формуле:

$$\Gamma_{\phi} = \frac{90}{(0,9 V_{II} - P_2 + P_1)(1 + \alpha t)} \frac{P_0 V_{газ}}{760}$$

где Γ_{ϕ} — содержание свободной газообразной, составляющей в начальном объеме в %;

P_0 — приведенные к нулю показания барометра;

$V_{газ}$ — замеренный объем газа в мл;

V_{II} — объем образца в парафине в мл;

P_1 — вес образца до парафинирования в г;

P_2 — вес образца после парафинирования в г;

$\alpha = 0,00367$;

t — температура определения; 0,9 — объемный вес парафина.

Опыты показали, что величина Γ_{ϕ} для воздушно-сухих лёссовых пород колеблется от 14 до 36%. Этот показатель количественно характеризует просадочность пород. Чем он выше, тем большей просадочностью обладают лёссовые породы. Вели-

чина газообразной составляющей (Γ_{ϕ}) минус пористость за счет макропор ($\Pi_{\text{макр}}$) приблизительно равна межчастичной пористости. Определения показали, что она колеблется от 13 до 35%. Это свидетельствует о том, что объем межчастичной пористости занимает главное место в общем объеме пор лёссовых пород.

Наиболее высокое содержание межчастичных пор характерно для недоуплотненных пород (по Н. Я. Денисову), имеющих большей частью гидрослюдисто-каолинитовый, гидрослюдисто-кварцевый состав и распространенных в районах Среднего Приднепровья, Восточного Ставрополя и др.

Сопоставление величин дополнительной осадки пород при смачивании и межчастичной пористости показывает, что они тесно связаны между собой.

Макропоры

Этот тип пор встречается не только в лёссовых породах. Макропоры можно обнаружить также и в ряде глинистых отложений, например в юрских глинах района Курской магнитной аномалии, в хвалынских глинах Прикаспия и др.

Многие исследователи придают макропорам большое значение. Так, Г. А. Мавлянов (1949₁) считает, что количество их в определенной степени определяет величину просадочности лёссов Средней Азии. Е. Г. Борисова (1954) указывает, что основной причиной просадочности лёссовых грунтов является оплывание макропор при действии на них воды. Такую же мысль высказывает ряд зарубежных ученых (Scheidig, 1934; Bollen, 1945 и др.). Н. Я. Денисов (1953), в противоположность этому мнению, считает, что макропоры являются устойчивыми элементами строения лёсса.

Н. И. Кригер и М. Р. Москалев (1953₁) предлагают рассчитывать толщи и выделять погребенные почвенные горизонты по количеству макропор, приходящихся на 1 см² площади породы.

Для решения вопроса о роли макропор А. К. Ларионовым были детально исследованы форма, размеры и количественное содержание их в лёссовых породах Советского Союза. Для этой цели использовался бинокулярный микроскоп и был применен ряд вспомогательных приемов.

Установлено, что по характеру очертаний в поперечном сечении можно выделить следующие типы макропор:

- а) округлые, имеющие правильную форму сечения, приближающуюся к окружности;
- б) неправильно-округлые, обладающие плавными, обычно удлиненными очертаниями;
- в) неправильные, имеющие очень извилистые и угловатые обводы. Узкие поры этого типа носят название щелевидных.

Кроме того, необходимо различать характер стенок макропор. Выделяются следующие типы стенок:

а) рыхлые — в которых частицы слабо сцементированы и недоуплотнены, поверхность их содержит выступающие рыхлосвязанные зерна;

б) среднеплотные — частички уложены плотно, обнаруживается слабая уплотненность упаковки зерен, прилегающих к стенке макропор, цементация стенок несколько более высокая;

в) плотные — имеющие уплотненную упаковку частиц, прилегающих к стенке макропоры. Последняя возрастает от периферии к внутренней стенке. Как правило, внутри подобные макропоры покрыты карбонатной, железистой или гумусовой пленкой.

Изучение водоустойчивости различных типов макропор показало, что округлые разновидности с плотными стенками, покрытыми карбонатной пленкой, представляют собой высоководоустойчивые образования. Именно они и составляют главную массу водостойких агрегатов в составе лёссовых пород. С другой стороны, макропоры с неправильными, щелевидными и рыхлыми стенками быстро разрушаются при воздействии воды, не образуя водостойких агрегатов. Неправильно-округлые со среднеплотными стенками занимают промежуточное место между двумя основными типами макропор.

Разница в очертаниях и характере стенок макропор вызвана условиями их формирования. Макропоры можно разделить на две группы: первичные (сингенетичные породе), образовавшиеся в процессе накопления материала делювиальным или эоловым путем, и вторичные (эпигенетичные породе), возникшие в результате деятельности растений. Первичные макропоры в делювиальных породах имеют неправильную и щелевидную форму. Стенки их рыхлые или среднеплотные. Лёссовые породы горных склонов могут содержать до 20 макропор подобного типа на 1 см^2 поверхности. В породах на более крутых склонах макропоры образуют своеобразную «сотовую» макроструктуру (рис. 55).

Первичные макропоры возникают также при эоловом образовании лёссовых пород. В районе с. Ачикулак (Восточное Ставрополье) вокруг стеблей травы накапливаются ветровые чаносы пыли (в этом случае стебли выступают как пассивный каркас). Извлекая стебли, можно видеть, что на их месте остается типичная первичная макропора с рыхлыми стенками, округлыми очертаниями, а иногда с оригинальными формами сечения (веретенной, типа ласточкина хвоста и т. д.). Если развитие растения продолжается, то подобные макропоры переходят во вторичные образования с уплотненными стенками.

В аллювиальных породах образуются главным образом вторичные макропоры.

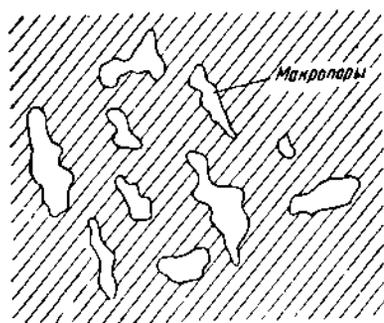


Рис. 55. «Сотовое» расположение макропор в делювиальных лёссовых породах горных районов

Главным признаком, позволяющим отличать первичные макропоры от вторичных, является отсутствие уплотнения частиц породы на участке, прилегающем к стенке макропоры.

Стенки вторичных макропор во многих случаях сцементированы карбонатным, железистым либо гумусовым цементом. Вокруг вторичных макропор во всех случаях наблюдается повышение плотности упаковки частиц, возрастающее от периферии к стенке (рис. 56). Эти особенности макропор свидетельствуют о их фитогенном происхождении. Этим же объясняется и наличие на их стенках гумусового материала, а также остатков корней растений. Уплотненность и цементация стенок делают этот тип макропор водоустойчивым.

Результаты изучения формы и типов макропор сведены в табл. 18.

Таблица 18

Происхождение макропор	Генезис породы	Форма сечения макропор	Характер стенок макропор	Степень водоустойчивости стенок макропор
Первичные (образовавшиеся в момент накопления основной массы материала)	Делювиальный, пролювиальный, эоловый	Щелевидная, неправильная, неправильнo-округлая	Рыхлые, среднеплотные	Неводоустойчивые
Вторичные (образовавшиеся фитогенным путем)	Любой	Округлая, неправильнo-округлая	Плотные и среднеплотные	Водоустойчивые

Для определения количественного содержания макропор может быть применен непосредственный способ подсчета количества и размеров макропор.

Из монолита вырезается правильный кубик с ребрами длиной 1 см. На первом этапе измерения производится по шести плоскостям (сторонам кубика), где подсчитывается количество макропор и определяются их размеры под биноклем. Затем кубики разрезаются посередине по трем взаимно-перпендикулярным плоскостям, и подсчет макропор и их измерение производятся по внутренним граням. Это дает возможность сделать

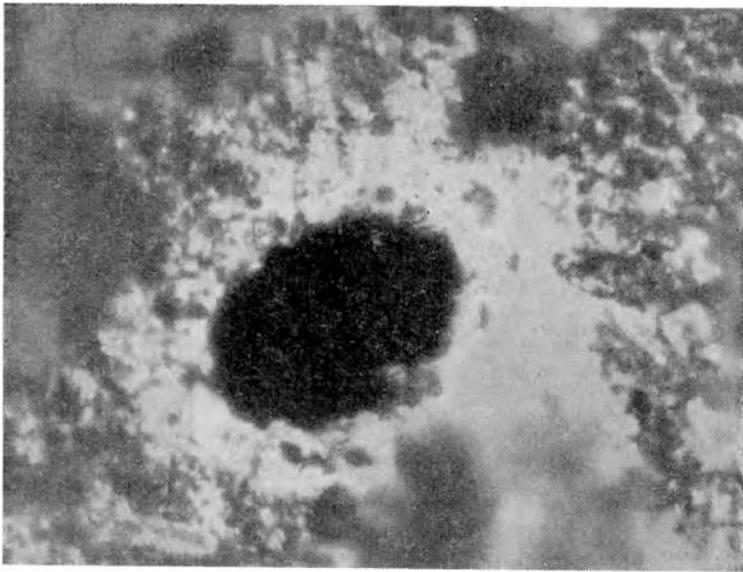


Рис. 56. Вторичная макропора. Видно уплотнение частиц у ее стенок

подсчет для каждого направления по трем сечениям. Размер макропор в пределах каждой грани берется как среднеарифметическое из размеров макропор, обнаруженных на всей плоскости.

Зная количество макропор (среднее по трем сечениям) и средний диаметр их, легко вычислить объем пористости за счет макропор:

$$P_{\text{макр}} = \frac{V_{\text{макр}}}{V_{\text{обр}}},$$

где $P_{\text{макр}}$ — пористость за счет макропор;
 $V_{\text{макр}}$ — объем макропор;
 $V_{\text{обр}}$ — объем образца, равный 1000 мм³.

Произведенные расчеты показали, что величина пористости за счет макропор колеблется от 0,1 до 8%, преобладающая — от 2 до 6%.

Если учесть, что участки вокруг вторичных макропор уплотнены, т. е. общая пористость этих участков понижается за счет уменьшения межчастичной пористости, то нужно считать, что значение макропор как структурных единиц, повышающих общую пористость пород, явно преувеличено.

Количество макропор, приходящихся на 1 см² площади монолита, может являться лишь относительной характеристикой породы. Взаимосвязи между этим показателем и просадочно-

стью не обнаружено (на большом числе образцов). Подобное отсутствие связи становится понятным из изложенного ранее.

Содержание макропор на 1 см^2 поверхности лёссовых пород различных районов Советского Союза (более чем в 700 образцах) колеблется от 1 до 35. В погребенных почвах юга Европейской части СССР наблюдается такое же закономерное понижение содержания макропор в погребенных почвах, какое было отмечено для Тянь-Шаня Н. И. Кригер и М. Р. Москалевым (1953).

В заключение отметим, что так называемый коэффициент макропористости $\varepsilon_m = \varepsilon_p - \varepsilon_p^1$ не имеет прямого отношения к количественной оценке макропор и в большей степени характеризует объем исчезающей межчастичной пористости.

Изучение влияния макропор на явления просадки позволяет сделать следующие выводы: 1) степень просадки за счет макропор сравнительно невысока; 2) вторичные макропоры, как правило, увеличивают водоустойчивость лёссовых пород; 3) первичные макропоры повышают просадочность пород.

Таким образом, петрографическое изучение макропор позволяет сделать весьма важные выводы о их роли в формировании свойств лёссовых пород.

Трещины

По морфологии и генезису эта форма пустотности крайне разнообразна. Размеры трещин колеблются в широких пределах: от $< 0,01 \text{ мм}$ (микротрещины) до $20\text{--}40 \text{ см}$ (макротрещины).

Трещины представляют собой вторичные образования. Можно выделить следующие их генетические типы: а) трещины набухания и усадки; б) трещины выветривания (морозобойные, морозные клинья, перекристаллизации минералов в процессе выветривания и т. д.); в) трещины, возникающие в результате выпадения из водных растворов и кристаллизации солей (главным образом, гипса и карбонатов); г) оползневые трещины на склонах; д) трещины просадочности вокруг водоемов.

В одних случаях они носят характер структурных образований, а в других — текстурных проявлений.

Остановимся на «структурных» трещинах первых трех типов.

Трещины набухания и усадки встречаются в лёссовых породах, в состав которых входит значительное количество глинистого материала (фракция $< 0,005 \text{ мм}$ содержится в количестве более $15\text{--}18\%$), а также включающих коллоидно-дисперсные минералы типа монтмориллонита. В лёссовых породах, в которых глинистая фракция состоит из гидрослюд, кварца и каолинита или количество тонких частиц незначительно, этот тип трещин отсутствует.

Ширина трещин набухания и усадки колеблется от $0,01$ до

0,3 мм. Как правило, они расходятся от макропор в радиальных направлениях. Интересен тот факт, что в пределах макропор они более тонки, а по мере отдаления от уплотненных стенок постепенно расширяются (рис. 57).

В явно аллювиальных лёссовых породах часто можно наблюдать густую сеть трещин, возникающих при высыхании и разбивающую поверхность породы на микроблоки размером 0,3—2 мм.

Большое значение для диагностики пород имеет искусственное образование трещин путем нанесения на поверхность монолитного образца двух капель воды по схеме, описанной в главе 5.

Различные типы пород в зависимости от степени развития микротрещиноватости обладают также специфическими инженерно-геологическими свойствами. Так, например, наблюдается связь между способностью породы к просадке и предрасположенностью к микротрещиноватости (табл. 19).

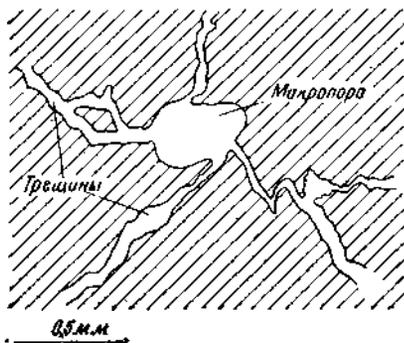


Рис. 57. Трещины набухания и усадки. Зарисовка с помощью прибора «РА»

Таблица 19

Место отбора образцов	Характер трещиноватости (в индексах)	Относительный показатель просадочности
с. Майская (Северный Кавказ)	T-0	0,072
Буденновск (Восточное Ставрополье)	.	0,064
с. Тбилисская (правый берег Кубани)	.	0,084
с. Цимлянская (Нижний Дон)	.	0,032
Днепропетровск	.	0,071
с. Коста Хетагуров (Восточное Предкавказье)	T-1	0,035
г. Азов	.	0,026
с. Кума	.	0,012
Ергени (плато)	.	0,029
г. Ростов-на-Дону	T-2	0,021
с. Маргаритовка (Южное Приазовье)	.	0,000
г. Красный Сулин (Донбасс)	.	0,021
с. Несветай (Донбасс)	.	0,012
с. Султан-Салы (Преддонбасская равнина)	T-3	0,010
с. Большекрепинская (Донбасс)	.	0,000
с. Старо-Марьевка (Ставрополье)	.	0,000
г. Шахты	.	0,000

Таким образом, если способность к трещинообразованию пород определяется индексом T-0, то просадочность значительна, а при T-1 она оказывается несколько меньшей. При трещинова-

тости, соответствующей индексу Т-2, просадочность или отсутствует, или незначительна. Наконец, при Т-3 породы, как правило, непросадочны.

Эта зависимость объясняется более высокой плотностью образцов, обладающих повышенной способностью к трещинообразованию, что при возникновении напряжений набухания вызывает появление трещин, в то время как в рыхлых образцах это явление скрадывается высокой пористостью.

Вторым не менее важным фактором, объясняющим вышеописанную зависимость, является различный состав микроминералов. В породах с высокой способностью к трещинообразованию содержится монтмориллонит, а с низкой — гидрослюда, кварц и каолинит.

Таким образом, этот показатель, несомненно, представляет значительный интерес, так как позволяет, хотя и приближенно, говорить о составе и просадочности породы.

Трещины выветривания образуются на открытой поверхности лёссовых пород. По своему происхождению они имеют много общего с предыдущим типом трещиноватости. Они образуются под действием более сложного комплекса факторов: замораживания, прямого воздействия солнечных лучей, механической деятельности корней растений и др. Ширина этих трещин колеблется от 0,03 до 10—20 мм. Глубина их проникновения в массив невелика и, как правило, не превышает 10—30 см. Исключения составляют только морозные клинья, описанные впервые А. И. Москвитиним. Длина последних может достигать нескольких метров, а ширина — десятков сантиметров.

Образование трещин при выветривании лежит в основе явления шелушения откосов, выемок и каналов, прокладываемых в лёссовых породах.

Трещины, возникающие при кристаллизации солей, имеют сравнительно небольшое распространение. Они ориентируются по длинной оси выпадающих кристалликов гипса и карбонатов. Как правило, представляют собой тончайшие волосные трещины очень малой протяженности.

Червеходы, корнеходы, замкнутые пустоты

Червеходы и корнеходы образуют сложную систему каналов; первые имеют извилистую форму, а вторые ориентированы главным образом по вертикали. Толщина червеходов не превышает 0,3—1 см, а корнеходов 1—4 см. В отдельных случаях на 1 м горизонтальной протяженности обнажения обнаруживается до 8—12 штук корнеходов (такие случаи отмечены в районах Таганрога и Ростова-на-Дону).

П. В. Фокин (1953) описывает необычайно высокую концентрацию ходов червей в лёссовых породах одного из участков Рудного Алтая — от 40 до 525 ходов на 1 м². Специфическая

особенность этого участка — распространение червеходов до глубины 10 м от поверхности. П. В. Фокин указал, что червеходы несколько повышают просадочность лёссовых пород.

При высоком содержании корнеходов благодаря их вертикальной ориентировке происходит повышенная инфильтрация воды с поверхности, а следовательно, ускоряется процесс промачивания массива. Корнеходы также повышают общую пористость массива. При наличии более 6 корнеходов на 1 м² котлована значительно снижается прочность основания.

Наличие значительного количества червеходов также снижает прочность лёссовых оснований. Так, в районе ст. Кума (Восточное Ставрополье) на глубине 1,7 м было обнаружено до 250 червеходов на 1 м² котлована, а на глубине 2,5 м их оказалось ничтожное количество, что и отличает этот случай от описанного П. В. Фокиным.

При обнаружении подобного количества червеходов следует увеличивать глубину заложения сооружения. В случае их глубокого проникновения (как на участке Рудного Алтая) необходимо повышать расчетную категорию просадочности толщи.

Кротовины

Землерои в процессе жизнедеятельности создают сложную систему ходов. На юге РСФСР они располагаются в основном на глубине до 3 м. Максимальное развитие они имеют на глубине от 0,6 до 2 м. На Украине кротовины были обнаружены также ниже первой погребенной почвы (считая от поверхности), где зона их развития по глубине не превышает 1—1,5 м.

Кротовины располагаются неравномерно. Иногда на значительных расстояниях они отсутствуют, а в других случаях образуют скопления, сконцентрированные на больших участках. Так, в пределах Сало-Донского водораздела на отдельных участках было обнаружено до 24 кротовин на 1 м². Примером подобного скопления кротовин может служить развертка шурфа, приведенная на рис. 5. Площадь таких участков колеблется от 8 до 50—60 м². В отдельных случаях кротовины достигают глубины нескольких метров и длины 50—80 м. Диаметр кротовин колеблется от 1—3 до 10—15 см. Форма их округлая. Как правило, они заполнены перематым черноземом и суглинком. В некоторых случаях кротовины открыты.

При содержании кротовин более 2—3 штук на 1 м² площади котлована сооружение может получить более высокие дополнительные осадки при увлажнении. Простейшим мероприятием в этом случае является понижение отметки заложения подошвы фундамента сооружения примерно до 3 м или до нижней границы массового развития кротовин.

Более крупные пустоты описаны в главе 11.

Роль отдельных типов пор и пустот и активная пористость

Роль пор и пустот в формировании прочности лёссовых пород различна. Неодинаково также и их содержание. При давлениях, возникающих в лёссовых породах в условиях гражданского и промышленного строительства, не превышающих 2—3 кг/см², в качестве пассивной пористости выступают:

а) пористость за счет максимальной молекулярной влагоемкости; б) межчастичная пористость, отвечающая наиболее плотной укладке частиц в конкретных условиях массива; в) часть вторичных макропор с плотными стенками.

Активно изменяются под приложенными давлениями и при увлажнении: 1) большая часть межчастичных пор; 2) первичные макропоры с рыхлыми стенками, а также часть более крупных пустот.

В связи с этим необходимо ввести понятие об активной пористости лёссовых пород, которая представляет собой часть общей пористости, способную устраняться под воздействием давления и увлажнения (рис. 58). Необходимо при этом различать максимальную активную пористость, соответствующую условиям полного уплотнения породы до границы начала разрушения частиц, и частичную активную пористость, определяемую уплотняемо-

стью пород при данных значениях давления и влажности. Большое значение для практики имеет частичная активная пористость, соответствующая действующим давлениям и увлажнению. Частным случаем является определение осадки и просадочности при давлении, определенном в компрессионном приборе.

Активная пористость в этом случае будет равна:

$$P_{\text{акт}} = P_0 - P'_p,$$

где $P_{\text{акт}}$ — величина частичной активной пористости при заданном давлении увлажнении;

P_0 — начальная пористость породы в естественном залегании;

P'_p — пористость после обжатия образца при заданном давлении и увлажнении.

Значения частичной активной пористости зависят от степени рыхлости пород и водоустойчивости ее связей. Она может являться характеристикой, определяющей величину конечного уплотнения под действием данного давления и увлажнения. Ее

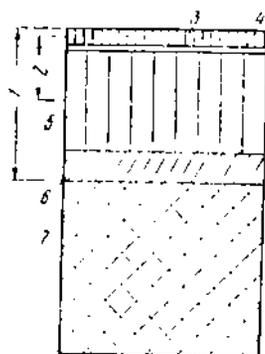


Рис. 58. Типы пористости и активная пористость (схема-модель)

1 — общий объем пор; 2 — объем активных пор; 3 — объем макропор; 4 — объем крупных пустот; 5 — объем межчастичных пор; 6 — объем пор за счет максимальной объемной гигроскопичности; 7 — твердая часть породы

преимущество перед другими показателями заключается в суммарной оценке этих двух явлений.

Осадки зданий и сооружений в конечном счете при увлажнении происходят как за счет повышения сжимаемости, так и за счет явления просадки. Природа этих процессов одна — повышение влажности и создание новых условий механического равновесия породы. Поэтому правильной вести расчет как суммарного процесса, определяемого величиной частичной активной пористости.

ТИПЫ СТРУКТУРЫ

П. А. Ребиндер (1947) разделяет дисперсные структуры по характеру связей между отдельными молекулами, макромолекулами, мицеллами или микрокристалликами на два типа: коагуляционные (тиксотропнообратимые) и конденсационно-кристаллизационные (необратимо разрушающиеся).

Лёссовые породы, являясь полидисперсными образованиями, характеризуются наличием сложной системы связей между составляющими их частицами. По своему характеру они должны быть отнесены к промежуточному, переходному типу смешанных коагуляционно-кристаллизационных структур, так как для них характерен при соответствующих давлениях и влажности разрыв кристаллизационной сетки и возникновение текучести (Ребиндер, 1947).

Кроме типов структуры, определяемых связями, обусловленными коллоидной природой, большую роль в оценке породы должна играть ее петрографическая структура, характеризующая тем или иным размещением структурных элементов.

Строение лёссовых пород изучалось А. К. Ларионовым с применением оптических методов. Прежде всего исследовались плоскопараллельные шлифы, изготовленные из образцов с нарушенной структурой, предварительно проваренных в канадском бальзаме.

Большую помощь в исследовании структуры лёссовых пород оказывает изучение аншлифов, приготовленных из монолитов лёссовых пород путем специального слабого проваривания в канадском бальзаме с последующим снятием верхнего слоя на шлифовальном станке и продуванием поверхности в целях освобождения ее от образовавшегося порошка. В структурных исследованиях играет роль также изучение поверхности разрыва и искусственно выровненной поверхности монолитных образцов, выполняемое при помощи стереоскопического микроскопа.

Хорошие результаты дает применение микрофотографирования и зарисовки видимых объектов рисовальным аппаратом типа «РА».

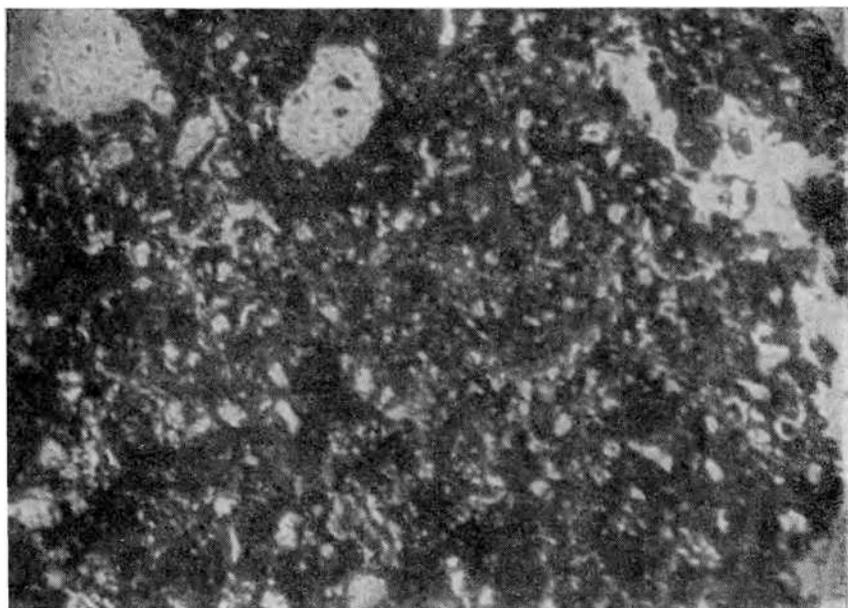


Рис. 59. Микрофотография шлифа из монолитной лёссовой породы.
Николи +, $\times 60$

Детальные исследования структурных особенностей лёссовых пород позволили А. К. Ларионову сделать следующие выводы:

1. Песчаные и крупнопылеватые зерна как бы плавают в общей коллоидно-дисперсной массе, не контактируя друг с другом (рис. 59). Подобное строение оказалось характерным для всех исследованных образцов (свыше 400).

Закономерность распределения песчаных и пылеватых зерен установить не удалось.

2. Чем выше просадочность пород, тем ближе друг к другу располагаются песчано-пылеватые частицы, тем меньше толщина глинистых пленок, разделяющих их.

Толщина пленок по многочисленным измерениям колеблется от 0,003 до 0,3 мм. В действительности пленка может быть тоньше, но измерение ее оптическим методом при столь малых размерах оказалось невозможным.

3. Для просадочных пород характерна большая величина предложенного А. К. Ларионовым коэффициента структурной плотности шлифа ($K_{пш}$):

$$K_{пш} = \frac{S_1}{S_2},$$

где S_1 — площадь шлифа, занятая порами,
 S_2 — общая площадь шлифа.

Значения $K_{\text{пш}}$ колеблются от 0 до 0,6 (при $S_1 = 0$ коэффициент не определяется). $K_{\text{пш}}$ непросадочных пород имеет меньшие значения (от 0 до 0,2).

4. По данным оптических исследований, в сильно просадочных породах Терско-Кумского района отмечается большое количество крупных межчастичных пор размером 0,06—0,15 мм) от 8 до 18 на 1 мм², в то время как количество макропор колеблется в этих породах от 1 до 12 на 1 см².

5. В аншлифах, изготовленных описанным способом, хорошо можно отличить участки поверхности, сложенные глинистыми агрегатами, от слабосцементированной массы зерен. Размеры подобных уплотненных агрегированных участков колеблются от 0,06 до 1,7 мм, что соответствует размерам водоустойчивых агрегатов. В аншлифах необходимо определять количественное соотношение площадей, занятых агрегатами и пылевато-песчаными зернами. Предлагается ввести показатель агрегатизации поверхности аншлифа ($K_{\text{анш}}$):

$$K_{\text{анш}} = \frac{\text{Площадь, занятая агрегатами}}{\text{Площадь аншлифа}}$$

Результаты исследований аншлифов показывают, что величина $K_{\text{анш}}$ колеблется от 0 до 1.

6. Трещины на поверхности аншлифов всегда обходят более уплотненные агрегативные участки.

7. В лёссовых породах на территории Советского Союза можно выделить три главных типа структур:

а) зернистую — почти не содержащую глинистых агрегатов. Глинистые пленки между зернами весьма тонкие. Отсутствует или слабо развита способность к микротрещиноватости. При визуальном осмотре такая поверхность кажется сплошь зернистой. Величина коэффициента структурной плотности, как правило, больше 0,2. Значения показателя агрегатизации аншлифов приближаются к нулю;

б) агрегативную — в поле зрения наблюдается агрегированная масса. Песчаные и пылеватые зерна покрыты толстыми глинистыми пленками. Поверхность разрыва подобных образцов неровная, с резкими углами. В шлифах наблюдается значительное количество глинистого материала. Коэффициент структурной плотности шлифов не превышает 0,2, часто приближается к 0. Поверхность аншлифов содержит значительную агрегированную площадь. Показатель агрегатизации поверхности аншлифов в большей части случаев более 0,3—0,4;

в) зернисто-агрегативную — переходную между двумя основными типами структур. Содержит участки, сложенные зернистым материалом с небольшим участием глинистых пленок, и участки, агрегированные с значительным развитием глинистых пленок.

Характер микроструктуры теснейшим образом связан с внутренними особенностями лёссовых пород, формирующимися в результате генетических и постгенетических процессов. Сопоставление различных структурных типов пород позволило выявить наличие тесной взаимосвязи между степенью развития агрегатов, глинистыми пленками, пористостью, а также веществным составом пород.

Чем выше содержание глинистых фракций, тем больше толщина пленки глинистого материала, окружающего песчано-пылеватые частицы. С увеличением содержания минералов группы монтмориллонита наблюдается повышение прочности агрегатов, входящих в состав пород, что объясняется большей величиной сцепления, создаваемого монтмориллонитом (Морозов, 1951₃).

Породы с агрегативной структурой содержат в значительном количестве гидрослюда и монтмориллонит, а породы с зернистой структурой — гидрослюда, дисперсный кварц и каолинит.

В табл. 20 приведены соотношения рассмотренных характеристик для лёссовых пород верхнего яруса юга Европейской части РСФСР.

Таблица 20

Место отбора образцов	Тип структуры	Содержание фракции < 0,5 м в %	Преобладающие коллоидно-дисперсные минералы
г. Шахты (водораздел)	Агрегативный	10,58	Монтмориллонит, гидрослюда
с. Большекрепинская (водораздел)	»	7,45	Те же
г. Целина (водораздел)	»	10,04	»
с. Энем (надпойменная терраса)	»	8,88	»
Ростов-на-Дону (водораздел)	Зернисто-агрегативный	6,20	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит
с. Островянские (водораздел)	»	7,81	Те же
Ергени-плато (водораздел)	»	7,01	Гидрослюда, каолинит
г. Ейск (равнина)	»	6,75	Гидрослюда, монтмориллонит
с. Дивное	Зернистый	5,80	Гидрослюда, кварц
Грозный	»	2,32	»
Буденновск	»	2,45	Гидрослюда

Из табл. 20 видно, что для лёссовых пород агрегативной структуры характерно высокое содержание коллоидных частиц и минералов группы монтмориллонита. В лёссовых породах зернистой структуры преобладают гидрослюда, кварц и каолинит, при низком содержании коллоидных частиц. Породы с зер-

нисто-агрегативной структурой занимают промежуточное положение.

На основании имеющихся данных можно прийти к важному выводу о том, что структура отражает особенности количественного и качественного состава коллоидно-дисперсной части лёссовых пород.

На основании данных проведенных исследований разработана классификация типов структур. Кроме главных типов структур, по степени развития агрегированности, были выделены подтипы. Наконец, по величине активной пористости, условно характеризующейся величиной Γ_{ϕ} , было сделано более дробное подразделение — на виды (табл. 21).

Таблица 21

Тип структуры	Подтип структуры	Вид структуры по пористости
Зернистый	1. Рыхлый	а) С высокой активной пористостью
	2. Слабо агрегированный	б) С низкой активной пористостью
Зернисто-агрегативный	1. С преобладанием зернистых участков	а) С высокой активной пористостью
	2. С преобладанием агрегированных участков	б) С низкой активной пористостью
Агрегативный	1. Сильно агрегированный	—
	2. Слитой	—

Выделенные типы в значительной степени увязываются с составом и свойствами лёссовых пород. В табл. 22 показана эта взаимосвязь на ряде основных характеристик пород. Без сомнения, разделение лёссовых пород на структурные типы является для них важной дополнительной характеристикой. Инженерно-геологические свойства лёссовых отложений также тесно связаны с выделенными структурными типами пород.

Г л а в а 7

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Полевое описание лёссовых пород имеет большое значение для картирования лёссовых отложений, оценки их инженерно-геологических свойств, а также решения ряда других вопросов.

Тип структуры	Подтип структуры по характеру агрегирования	Вид структуры по пористости	Особенности твердой		
			содержание коллоидных частиц размером $< 0,5 \mu$ в %	показатель макроагрегативности $K_{ма}$ в %	наиболее характерное взаиморасположение минералов
Зернистый	1. Рыхлый	а) С высокой активной пористостью б) С низкой активной пористостью	Менее 5	Менее 0,2	Равномерное Слабо выражены пятнистое и петельчатое с каолинитом и кварцем в ячейках
	2. Слабо агрегированный	а) С высокой активной пористостью б) С низкой активной пористостью			
Зернисто-агрегативный	1. С преобладанием зернистых участков	а) С высокой активной пористостью б) С низкой активной пористостью	5—8	0,2—0,45	Пятнистое, петельчатое и пятнисто-петельчатое
	2. С преобладанием агрегированных участков	а) С высокой активной пористостью б) С низкой активной пористостью			
Агрегативный	1. Сильно агрегированный 2. Слитой	—	Более 8	Более 0,45	Петельчатое с монтмориллонитом в ячейках Пятнистое и пятнисто-петельчатое с монтмориллонитовой окраской

Таблица 22

Части		Пористость за счет максимальной гигроскопичности в %	Трещинообразование при изнесении трех капель воды	Влагоемкость		Содержание газообразной фазы в воздушно-сухой породе в % (ГФ)	Преобладающие генетические типы пород
преобладающие коллоидно-дисперсные минералы	преобладающий тип агрегатов			максимальная гигроскопичность в %	максимальная молекулярная влагоемкость в %		
Кварц, гидрослюда, каолинит	Неводостойкий	Менее 3	Т-0	Менее 5	Менее 11	Более 24	Эоловый, делювиальный
						Менее 24	
Гидрослюда, каолинит	Неводостойкий	4—9	Т-1	5—8	11—15	Более 24	
						Менее 24	
Монтмориллонит	Водостойкий	Т-2	Т-2			Более 24	
						Менее 24	
Монтмориллонит, гидрослюда	Водопрочный, водостойкий	Более 8	Т-3	Более 8	Более 15	Менее 24	Делювиальный
						Аллювиальный	

Существующие приемы полевого описания лёссовых пород имеют ряд недостатков. В описания разрезов, шурфов, обнажений и буровых скважин обычно входят: характеристика цвета, визуальная оценка гранулометрического состава, указания на пылеватость, краткое определение макропористости или лёссовидности, указание о наличии включений гипса или карбонатов, железисто-марганцевых вкраплений или включений и, наконец, оценка влажности породы. Изредка приводятся сведения о наличии макропор, кротовин, корнеходов, а также краткое определение плотности.

Подобные описания страдают тремя недостатками:

1) субъективностью определения таких важных показателей, как окраска, макропористость, плотность; 2) отсутствием стандартности описания и 3) недостаточностью комплекса описываемых признаков для характеристики лёссовых пород.

С целью улучшения возможностей сопоставления лёссовых отложений разных районов и получения достаточно объективных полевых характеристик, соответствующих современному уровню развития геологических знаний, необходимо улучшить и стандартизировать приемы полевого описания лёссовых пород.

На протяжении ряда лет А. К. Ларионовым были проведены работы, направленные на улучшение приемов полевого описания лёссовых пород. Результаты этих работ частично были опробованы в производственных условиях, где подтвердилась целесообразность применения стандартной полевой оценки и использования некоторых простейших приборов.

В полевое описание лёссовых пород обязательно должны входить:

1) название породы, определяемое на основе визуальной оценки (суглинок легкий, супесь и т. п.);

2) характеристика окраски;

3) указание об отнесении к лёссовым породам — «лёссовый» (этот признак свидетельствует о том, что порода обладает повышенной пористостью, в большинстве случаев содержит макропоры и отличается значительной пылеватостью, поэтому нет необходимости писать «макропористый», «пылеватый», «пористый»);

4) наименование типа и подтипа структуры породы (зернистая рыхлая, зернистая слабоагрегированная, зернисто-агрегативная, агрегативная и т. д.);

5) указания о характере слоистости (не содержит признаков слоистости, скрытослоистый, тонкослоистый и т. д.);

6) характеристика макропор (первичные, вторичные, размеры очертаний, характер стенок, количество на 1 см² площади);

7) описание включений гипса, карбонатов, железисто-марганцевых примазок и др. с указанием их расположения, размеров и формы;

8) сведения о крупных пустотах, корнеходах, червеходах, кротовинах и т. д. (размеры, характер заполнения, количество

на 1 м² поверхности дна и стен шурфа, а также глубина развития);

9) указания о включении крупных зерен размером свыше 0,5 мм;

10) оценка влажности породы;

11) описание встречающихся органических и растительных остатков.

Необязательны, но желательны для полевого описания два показателя, приближенно оценивающие водостойкость, плотность и способность пород к просадочности:

12) характер размокания монолитных образцов;

13) критическое давление по методу А. К. Ларионова (1955).

Первые три признака являются главными при оценке породы, остальные — второстепенными, но также обязательными.

Для стандартизации записи перечисленных характеристик необходимо принять определенную форму полевого журнала.

В качестве образца нами предлагается форма, приведенная в табл. 23.

Некоторое увеличение затраты времени на запись и полевое изучение лёссовых пород с лихвой окупится при камеральной обработке полевых материалов. Подобное описание позволит уже на стадии полевых работ установить однотипные слои и дать предварительную оценку инженерно-геологических свойств породы.

Для повышения качества полевого изучения лёссовых пород необходимо по возможности устранить субъективность оценки показателей и признаков. Любая из характеристик может потерять свою ценность при различном подходе к ее оценке.

Рассмотрим основные приемы полевой оценки отдельных признаков лёссовых пород.

Название породы. Как уже указывалось, лёссовые породы по гранулометрическому составу делятся на шесть главных типов (см. главу 6). Визуальная оценка гранулометрических разновидностей пород может быть дана на основании следующих известных признаков:

Песок пылеватый (в записи песок лёссовый). В сухом виде при легком нажатии рассыпается. При водонасыщении образует текучую массу. В шнур и шарик не катается. В лупу можно видеть сплошную массу песчинок размером больше 0,1 мм.

Супесь пылеватая. В сухом состоянии образует комки, которые легко разрушаются пальцами. Шнур не образует. Шарик плохо скатывается. В лупу видна основная масса зерен размером больше 0,1 мм.

Суглинок легкий и средний пылеватый. В сухом состоянии — сплошная масса, распадающаяся при ударах на комки. Комки раздавливаются пальцами без особого труда. При раздавлива-

нии до порошка на пальцах после встряхивания остается тонкий глинистый порошок. При скатывании в шнур образует короткие звенья. Скатывается в шарик. В лупу можно наблюдать песчаные зерна.

Суглинок тяжелый пылеватый. В сухом состоянии — сплошная масса. При легких ударах молотком распадается на комки. Пластичный во влажном состоянии. При растирании порошка на ладони чувствуется присутствие небольшого количества песчаных частиц. Сухие комки с большим трудом раздавливаются пальцами. В лупу иногда можно заметить отдельные песчаные частицы. Катается во влажном состоянии в длинные шнуры диаметром 2—3 мм.

Глина пылеватая. В сухом состоянии крепкая. Комки пальцами не раздавливаются. Во влажном состоянии пластична и очень липка. Песчаных частиц в лупу не видно. При раскатывании образует длинный шнур диаметром 1 мм и менее.

Отнесение породы к типу «лѣссовых» осуществляется на основании присутствия макропор, повышенной (по сравнению с непылеватыми породами) рыхлости, повышенной способности к размоканию, по сравнительно светлой окраске. Оценка определяется одним словом — «лѣссовые».

Определение окраски породы. Сопоставление окраски лѣссовых пород различных районов показало, что она является характерным признаком, который может служить одним из главных показателей при разделении пород. К сожалению, методика определения окраски столь несовершенна, что роль этой характеристики при оценке породы крайне незначительна. Более того, визуальные определения окраски одной и той же породы, выполненные разными исследователями, оказываются несопоставимыми.

Окраска породы в значительной степени определяется ее природой, поэтому, как указывал А. Е. Ферсман (1936), исследование цвета должно превратиться в один из важнейших методов научного анализа. Главными причинами появления определенных типов окраски, по А. Е. Ферсману, являются:

а) идиохромотизм, связанный с наличием в отдельных зернах минералов хромофор-элементов, придающих им определенную окраску;

б) аллохромотизм, вызываемый примесями, различной величиной частиц, рассеянием и т. п.;

в) псевдохромотизм, связанный с рассеянием белого света.

На окраску породы оказывает влияние также структура. В породе с ненарушенной структурой полоса поглощения будет большей. В порошке можно наблюдать обратную картину — уменьшение поглощения и повышение окраски породы.

Значительное влияние на окраску лѣссовых пород оказывает также влага. С повышением влажности лѣссовой породы полоса

поглощения расширяется и появляются более бурые и даже буровато-коричневые цвета.

Следовательно, окраска должна устанавливаться на воздушно-сухих порошках породы. Это обеспечит стандартность определения, так как исключается влияние структуры и влаги.

Изучение окраски лёссовых пород Советского Союза показало, что получаемые цвета могут быть сведены в ряд, составленный по принципу расширения полосы поглощения: серый → светло-серый → светло-зеленовато-серый → зеленовато-желтый → палевый → грязно-желтый → желто-бурый → светло-бурый → буровато-красный → буровато-коричневый → серовато-бурый.

Установлено, что лёссовые породы разных районов, разных ярусов и разного генезиса обладают своеобразными окрасками, поэтому цвет должен стать одним из важных признаков лёссовых пород. Следовательно, необходимо повысить точность его определения, тем более что имеется положительный опыт почвоведов, с успехом применивших шкалу цветов, разработанную в 1927 г. С. И. Тюремновым.

Е. В. Гюнтер (Güenther, 1953), делая обзор способов изучения окраски пород за рубежом, описывает три метода: изготовление шкалы цветов, крашенных мазков и по таблицам. А. К. Ларионовым была составлена специальная шкала, выполненная из мазков, изготовленных на порошках лёссовых пород, причем были учтены все главнейшие оттенки лёссовых пород, распространенных на территории Советского Союза. Шкала содержит 16 цветов и оттенков. Каждый тип окраски обозначается индексами $A_1 \dots n$, $B_1 \dots n$ и т. д., где буквы обозначают основные цвета, а цифры — оттенки.

Методика определения сводится к сопоставлению порошка воздушно-сухой породы со шкалой. Шкала покрывается тонкой прозрачной пластмассовой пленкой, что позволяет свободно перемещать по ней исследуемый порошок породы.

Установленный по шкале цвет вписывается в журнал в виде индекса, без наименования цвета.

Подобные мазковые шкалы должны изготавливаться для определенных регионов соответствующими организациями. Изготовленные стандартные шкалы могут быть размножены и распространены среди всех партий, работающих на данной территории.

Для корреляции отложений разных регионов мазковые шкалы могут легко сопоставляться.

Этот способ определения цвета и оттенка породы значительно снижает степень субъективности определения и должен получить широкое распространение при съемочных работах, а также инженерно-геологических изысканиях.

Наименование типа структуры. В полевых условиях тип структуры лёссовой породы устанавливается по ряду внешних признаков, главными из которых являются:

- 1) появление микротрещин после нанесения капель воды на

поверхность монолитного образца, предварительно зачищенную ножом; трещины рассматриваются либо в лупу (с 15-кратным увеличением), либо в бинокляр (о типовой трещиноватости см. в главе 5);

2) трудность излома воздушно-сухого образца лёссовой породы;

3) трудность снятия ножом на поверхности сухой породы слоя толщиной 1—2 мм;

4) характер поверхности излома породы, рассматриваемой в лупу (на рис. 60 показаны типовые изломы лёссовых пород). Второстепенным признаком могут служить преобладающие типы макропор.

Пользуясь указанными признаками и табл. 24, в полевых условиях можно установить тип структуры лёссовой породы.

Указание о характере слоистости. В соответствии с классификацией пород по текстурному признаку слоистости (см. главу 1) в полевых условиях выделяются:

1) неслоистые — никаких признаков слоистости не обнаруживается;

2) скрытослоистые — при ударах воздушно-сухие образцы раскалываются по более или менее выдержанным плоскостям;

3) тонкослоистые — тончайшая слоистость наблюдается в лупу, толщина слоев меньше 0,5 мм;

4) среднеслоистые — слои наблюдаются визуально, толщина их от 0,5 до 10 мм;

5) крупнослоистые — слои толщиной больше 1 см.

Характеристика макропор должна даваться на основании их изучения в монолитной породе, рассматриваемой под бинокляром или в лупу с увеличением 10—17. При этом устанавливаются следующие характеристики (см. главу 7):

1) форма округлая, неправильно-округлая, щелевидная, неправильная;

2) характер стенок: рыхлый, среднеплотный, плотный;

3) количество макропор, приходящихся на площадь в 1 см².

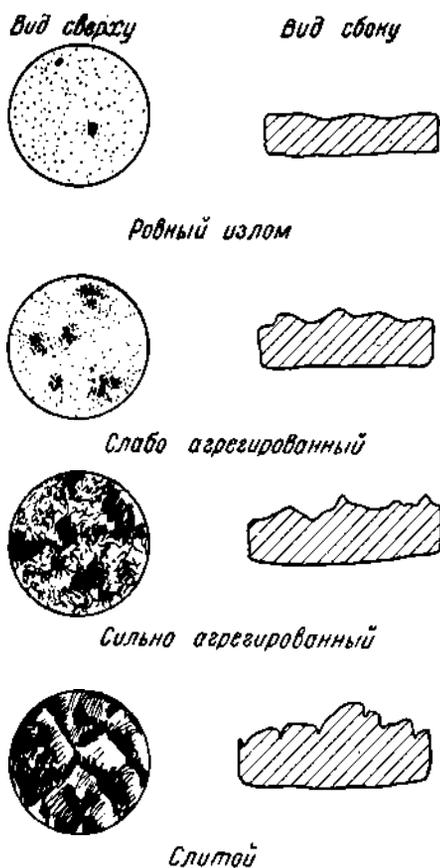


Рис. 60. Типовые поверхности излома пород с ненарушенной структурой

Типы структуры	Усилие при изломе воздушно-сухого образца	Усилие при снятии 1—2-миллиметрового слоя ножом в сухой породе	Характер поверхности излома монолитной породы (наблюдаемый под лупой)	Характер, форма сечения и тип стенок макропор (признак не обязательный)	Микрогрешины после нанесения трех капель воды на монолитную поверхность
Зернистая 1. Рыхлая	Легко ломается	Легко снимается тонкозернистая пыль	Ровная, рыхлая	Макропоры округлые и округло-неправильной формы. Стенки рыхлые и слабоплотные	Т-0
2. Слабо агрегированная	Ломается с небольшим усилением	Легкое, редко образуются агрегатки	Слабо агрегированная, менее ровная	Известковистость стенок отсутствует или незначительна	Т-1
Зернисто-агрегатная 1. С преобладанием зернистых участков	То же	Слегка затруднено наряду с пылью образуются агрегаты	Преобладает ровная рыхлая. Агрегированная менее 35%	Встречаются макропоры всех типов	Т-1
2. С преобладанием агрегированных участков	Ломается с применением значительной силы	Затруднено, образуются много агрегатов	Преобладает агрегированная (35—60% площади)	То же	Т-1
Агрегативная 1. Сильно агрегированная	Ломается с применением большой силы Очень крепкая. Необходимо разбивать молотком	Значительно, выкрашиваются агрегаты Очень значительно, выкрашиваются крупные агрегированные участки	Сильно агрегированная, очень неровная Слитая, неровная	Макропоры округлые с плотными стенками, обычно известковисты	Т-2
2. Слитая					Т-3

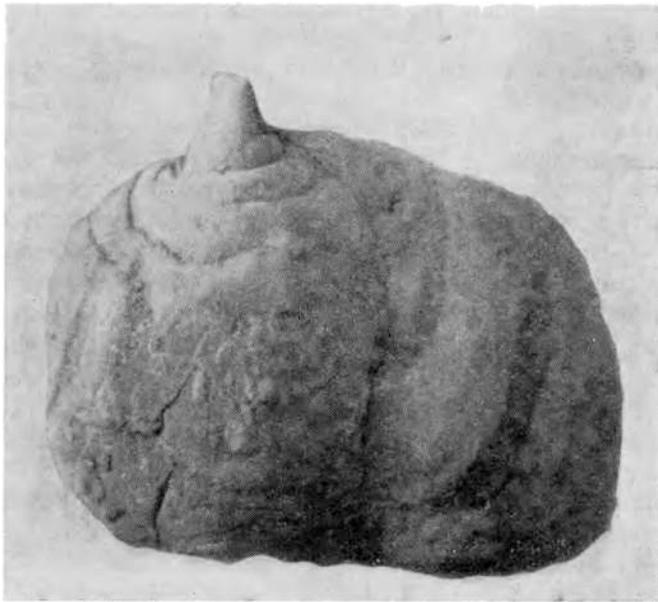


Рис. 61. Железистое стяжение из лёссовой породы Западной Украины

Определение количества макропор ведется в горизонтальной плоскости образца, параллельной поверхности земли. При этом пользуются шаблоном-окном, вырезанным из плотной бумаги. Подсчет производится на трех характерных участках и записывается не среднее, а минимальное и максимальное количество их.

Описание включений. При описании включений указываются:

- 1) тип включения (гипс, карбонаты, железистые стяжения и т. д.);
- 2) размеры (приблизительно);
- 3) характер размещения в породе.

Часто полезно указать ориентировку включений. Так, гипс образуется по трещинам и его кристаллы ориентируются вдоль последних. Железистые стяжения по скорлуповатости и очертаниям могут указывать на направление притока железосодержащих вод.

На рис. 61 показано такое стяжение из лёссовых пород Западной Украины. Морфология его позволяет сделать вывод о просачивании закисных солей железа с поверхности.

Сведения о крупных пустотах. К крупным относятся пустоты, образованные корнями растений (корнеходы) и землероями (кротовины), разные пустоты органического происхождения (червеходы, спальные камеры и т. п.), трещины усыхания,

тектонические трещины, трещины кристаллизации, морозные клинья и др.

Желательно, чтобы были указаны следующие признаки:

- 1) тип пустоты;
- 2) размеры и конфигурация;
- 3) направление и ориентировка;
- 4) для кротовин, червеходов и других аналогичных пустот, распространенных на определенных участках, должна приводиться схема размещения и количество их, приходящееся на 1 м^2 площади. Желательно указывать также площадь распространения пустот.

Описание включений крупных зерен. Рассматривая в лупу поверхность образцов, можно установить наличие крупных зерен кварца, полевого шпата и других минералов. Иногда содержатся гравелистые и даже галечниковые или щебенчатые частицы. В этом случае приблизительно указываются размеры этих частиц, степень их окатанности (окатанные, среднеокатанные, плохоокатанные и неокатанные) и характер размещения в породе.

Оценка влажности породы. Визуальная оценка дается по следующим признакам:

- 1) сухая порода — крошится, пылит;
- 2) влажная — холодит руку, мнется;
- 3) очень влажная — на промокательной бумаге оставляет мокрое пятно, пластична;
- 4) мокрая — при извлечении из выработок из нее вытекает вода.

Необязательным, но желательным является определение размокания и критического давления.

Определение размокания. Из монолитного образца вырезается кубик со стороной 2 см . В наполненной водой посуде он опускается на сетку с ячейками 1 см^2 . Время и характер процесса разрушения фиксируется. Кроме времени и характера размокания, оценивается образующийся после разрушения породы материал: скопление монозерен, листоватых агрегатов, агрегатов неправильной формы и т. д. Этот показатель в определенной степени характеризует водостойчивость породы, отражает структурные особенности ее и, наконец, свидетельствует о характере некоторых инженерно-геологических свойств пород.

Определение критического давления позволяет приблизительно оценить способность породы к просадке и общую ее прочность в водонасыщенном состоянии. Методика этого определения, по А. К. Ларионову (1955), основана на следующих принципах:

- 1) просадочность и общее уменьшение прочности лёссовых пород при их увлажнении тесно связаны с подвижностью частиц, слагающих эти породы, которая возникает в результате

расклинивающего и смазывающего действия диффузных пленок, а также уплотненности породы (Денисов, 1946);

2) возникающая при просадке подвижность частиц ограничена пространством смоченного массива.

Таким образом, чем более подвижны частицы породы при ее увлажнении, тем меньше прочность ее во влажном состоянии, тем более она расположена к просадке.

Методика определения сводится к следующему:

1) образец с ненарушенной структурой заряжается в бронзовое кольцо диаметром 40—50 мм и высотой 20 мм; верхняя и нижняя грани образца должны иметь выровненную поверхность;

2) образец с кольцом устанавливается на прибор А. К. Ларионова (рис. 62), причем он помещается в металлической ванночке на слой из 10—12 листов фильтровальной бумаги, через который производится капиллярное насыщение грунта водой;

3) при появлении на поверхности следов равномерного увлажнения (устанавливается по изменению цвета образца), на нее опускается цилиндрический стержень, площадь подошвы которого 1 см². Замечается положение стрелки прибора, и на верхнюю грузовую площадку дается нарастающая ступенями нагрузка. Величина ступеней 0,1—0,2 кг/см². Каждая новая ступень задается через 15 сек. Опыт заканчивается после начала погружения штампа в породу, определяемого деформацией в 3 мм, которая отсчитывается по шкале.

Показатель подвижности частиц (он же приближенный показатель просадочности) — давление, при котором началось погружение штампа. Его условно обозначают $P_{кр}$.

Испытанию подвергаются не менее трех образцов из одного монолита. Показателем является средний из полученных результатов. Если один из показателей значительно отличается от двух других, то необходимо увеличить число определений.

Оценка способности породы к просадке по величине $P_{кр}$:

Непросадочные породы	> 1,6—1,7 кг/см ²
Просадочные породы	1,6—0,9 .
Очень просадочные породы	< 0,9 .

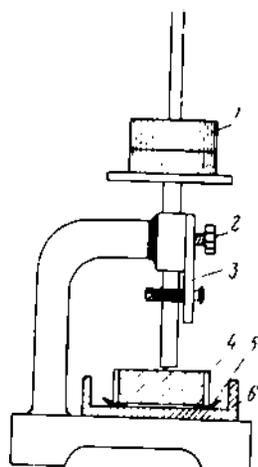


Рис. 62. Схема прибора А. К. Ларионова для определения $P_{кр}$

1 — нагрузка; 2 — стопорный винт; 3 — шкала со стрелкой; 4 — бронзовое кольцо с грунтом; 5—10—листов фильтровальной бумаги; 6 — ванночка

Величина $P_{кр}$ является также качественной характеристикой пород и может служить вспомогательным показателем для расчленения толщи.

Необходимо иметь в виду, что при наличии в породах значительных включений гипса, карбонатов, гравия и т. п. или червеходов и спальных камер результаты определения могут быть искажены. Поэтому при установке штампа на поверхность породы необходимо следить, чтобы он не попал на твердые включения или какие-нибудь пустоты.

При определении $P_{кр}$ в породах с развитыми кристаллизационными связями также возможны искажения, вызываемые неравномерным распространением цементирующих солей, поэтому указанный метод в таких случаях должен применяться с оговоркой.

Кроме описанных показателей, позволяющих оценивать и классифицировать породы, существует ряд других характеристик. К ним относится, например, оценка содержания карбонатов в лёссовых породах путем действия разбавленной соляной кислоты (концентрации 1 : 2).

Б. Тидеман (Tiedeman, 1952) приводит следующие практические правила для определения содержания кальцита в полевых условиях:

- 1) отсутствие вскипания — количество CaCO_3 меньше 1%;
- 2) слабое непродолжительное вскипание — содержание CaCO_3 от 1 до 2%;
- 3) заметное продолжительное вскипание — содержание CaCO_3 3—4%;
- 4) сильное продолжительное вскипание — CaCO_3 больше 5%.

Дополнительными характеристиками могут служить: трудность разработки, оценка однородности и выдержанности слоев в пределах стенок шурфа или обнажения и т. д.

В полевых условиях можно также определить и ряд инженерно-геологических свойств, которые могут представлять собой дополнительные характеристики пород. Эти свойства и методы их определения будут рассмотрены в главе 8.

Необходимо также отметить, что в последнее время как в Советском Союзе, так и за рубежом (Феронский, 1956; Носаль, 1956; Вомосил, 1955; Дональд, 1955) разработаны методы и приборы, позволяющие, используя гамма-лучи, а также медленные нейтроны, быстро и эффективно определять объемный вес (т. е. плотность) и влажность пород в полевых условиях. Несомненно, эта аппаратура и методы в ближайшее время найдут широкое применение в практике полевых исследований.

В заключение отметим, что применение описанной схемы полевого изучения лёссовых пород значительно повысит роль коллатора и техника-геолога, ведущих полевые работы.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Г л а в а 8

СВОЙСТВА ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Лёссовые породы представляют собой природные образования, характеризующиеся полиминеральным и полигранулярным составом, а также сложной структурой. Эти особенности лёссовых пород — результат разнообразных генетических, диагенетических и эпигенетических процессов. Разнообразие факторов, действующих в условиях континентальной поверхности, неминуемо ведет к разнотипности лёссовых отложений как по составу и строению, так и по инженерно-геологическим свойствам. Помимо природных факторов, на инженерно-геологические свойства пород оказывает влияние деятельность человека.

Таким образом, формирование физических и механических свойств лёссовых отложений происходит в условиях воздействия комплекса причин.

В наибольшей степени инженерно-геологические свойства лёссовых пород зависят от следующих факторов: 1) химико-минералогического состава и 2) особенностей структуры.

Большую роль в формировании свойств пород играет также вода. Различные формы влаги определенно воздействуют на механические и физические характеристики лёссовых отложений.

В последние годы предпринимаются попытки увязки строительных свойств лёссовых пород с их генезисом. Так, Г. А. Мавлянов (1955, 1958) на основании многолетних исследований сделал сопоставление свойств различных генетических типов лёссовых отложений. Выявление этой взаимосвязи, несомненно, позволит сделать большой шаг вперед в инженерно-геологическом изучении этого комплекса пород. К сожалению, отсутствие на современном этапе четких критериев для выявления генетических типов лёссовых осадков, в особенности для

территории низменных равнин и плит, делает затруднительным решение этого важного вопроса.

Кроме того, породы одного и того же генезиса в разных климатических областях могут иметь различные инженерно-геологические свойства вследствие разных условий выветривания. Большую роль играет также возраст пород. Действие этих факторов требует серьезного изучения. Только на основе четко выделяемых возрастных и генетических типов пород можно будет выявить соответствующие им комплексы инженерно-геологических свойств. Можно с уверенностью сказать, что решение этого важного вопроса будет возможно уже в недалеком будущем.

В настоящее время изучение природы свойств лёссовых отложений должно базироваться на глубоком анализе петрографических характеристик и геологических особенностей залегания пород.

ВЕС ЛЕССОВЫХ ПОРОД

Для инженерно-геологической характеристики лёссовых пород определяются удельный и объемный веса.

Удельный вес (γ_v) зависит от веса составляющих его минералов. Таким образом, удельный вес отражает минералогический состав лёссовой породы.

Основное влияние на удельный вес лёссовых пород оказывают минералы, приведенные в табл. 25.

Т а б л и ц а 25

Наименование минерала	Удельный вес	Содержание в лёссовых породах в %
Кварц	2,65—2,66	20—85
Ортоклаз	2,56—2,58	4—40
Анортит	2,74—2,76	Меньше 3
Альбит	2,60—2,62	Меньше 10
Кальцит	2,71—2,72	2—25
Мусковит	2,76—3,00	3—4
Биотит	2,7—3,1	Иногда до 50
		Меньше 3
Гипс	2,31—2,32	0—5
Гидролюда	2,6—2,7	2—25
Монтмориллонит	2,76—3,0	0—15
Каолинит	2,6—2,63	0—10
Лимонит	3,6—4,0	0—5

Кроме того, в лёссовых породах содержатся органические остатки и гумусовые вещества. Удельный вес этих образований колеблется от 1,1 до 1,37. Само собой разумеется, что определенные минеральные типы лёссовых пород будут иметь и характерные удельные веса.

В лабораторной практике для определения удельного веса применяется пикнометрический метод. К сожалению, он не может претендовать на высокую точность по ряду причин, главными из которых являются:

1) искажения, порождаемые гидратизацией и набуханием гидрослюда и монтмориллонита; 2) получение завышенных значений γ_u за счет растворения ряда солей, входящих в состав лёссовых пород; 3) ошибки, допускаемые в процессе определения удельного веса (неполное удаление адсорбированного частицами воздуха, неточность отсчета жидкости, нарушение температурного режима и т. д.). Несколько повышает точность отсчета применение нейтральных жидкостей (толуола, ксилола и др.) и ведение опыта в вакууме, что, к сожалению, мало применяется.

На основании более 1000 определений, выполненных разными исследователями, можно сделать следующие выводы:

1. Удельный вес лёссовых пород колеблется от 2,54 до 2,84.

2. В пределах низменных равнин и плит удельный вес лёссовых пород колеблется в сравнительно небольших пределах — от 2,64 до 2,72, что свидетельствует о более постоянном составе минералов.

3. В пределах гор и предгорий амплитуда изменения удельного веса лёссовых пород значительная, что объясняется колебаниями минералогического состава.

4. Наиболее низкий удельный вес имеют гумусированные лёссовые породы Нижнего Дона (2,54—2,60). Это объясняется высоким содержанием минералов, имеющих сравнительно небольшой удельный вес: гумуса (около 1,5%), ортоклаза (12%) и гипса (2%), при незначительном количестве кальцита (2%). Из глинистой части главную роль играет в этих породах гидрослюда.

5. Наиболее высокие значения удельного веса (до 2,84) отмечены для лёссовых пород районов Северного Кавказа. На высокий удельный вес лёссовых пород Заилийского Алатау указывает М. И. Ломонович (1953). Подобные лёссовые породы содержат значительное количество более тяжелых минералов: слюды, лимонита, плагиоклаза и др.

6. Зависимость между удельным весом и просадочностью установить не удалось. Этого и следовало ожидать, учитывая разную природу этих показателей.

7. По Г. А. Мавлянову (1955), разные генетические типы лёссовых пород Узбекистана имеют близкие удельные веса.

Средний удельный вес лёссовых пород областей низменных равнин и плит по 253 определениям равен 2,67 г/см³. Эту величину можно принимать в качестве расчетной при отсутствии специальных определений удельного веса.

Объемный вес (γ_0) является важной характеристикой лёссовых пород. Он зависит от трех факторов: а) минерального состава; б) структуры и в) содержания влаги. Учитывая тот

факт, что минеральный состав и структура тесно связаны с условиями накопления и формирования лёссовых пород, можно считать, что величина объемного веса в определенной степени отражает генетические и эпигенетические процессы. Объемный вес, в особенности объемный вес скелета, служит показателем плотности породы и применяется для расчета пористости осадков.

Н. Я. Денисов (1953) ввел понятие о недоуплотненности лёссовых пород, под которой он понимает такое состояние, когда их плотность оказывается меньшей, чем в оптимальных условиях, т. е. в условиях уплотнения пород, характеризующихся полным насыщением водой и предельной пептизацией глинистых частиц. Н. Я. Денисов считает, что лёссовые породы эолового, делювиального и пролювиального происхождения, образовавшиеся в условиях сухого климата, являются недоуплотненными. Это его положение относится к значительной части лёссовых пород верхнего яруса.

Многие исследователи неоднократно предлагали производить оценку просадочности лёссовых пород по величине объемного веса.

Практически определение объемного веса лёссовых пород производится почти преимущественно методом парафинирования (по ГОСТ 5182—49). Необходимо отметить, что значения объемного веса образца объемом 20—30 см³ оказываются завышенными по сравнению с величиной объемного веса лёссовых пород, определенного в монолитах объемом 250—500 см³. При параллельном определении объемного веса образцов различного объема были получены разные значения. Во всех случаях для более крупных образцов был установлен меньший объемный вес.

В табл. 26 приведены результаты определения А. К. Ларионовым объемного веса образцов лёссовых пород из района г. Ростова-на-Дону.

Уменьшение значения объемного веса с увеличением объема монолитов (см. табл. 26) объясняется наличием в них крупных

Таблица 26

№ образца	Объем образца в см ³	Среднее значение объемного веса по трем определе- ниям
101	25—32	1,49
	106—140	1,39
	270—325	1,38
	454—483	1,37
100	24—36	1,53
	232—298	1,44
	450—502	1,43

пустот, которые, как правило, отсутствуют в небольших образцах. В связи с этим вполне оправданным является применение В. И. Архангельским и В. Д. Дмитриевым (1941) при определении объемного веса образцов объемом 300—400 см³.

Таким образом, действительная величина объемного веса лёссовых пород будет несколько более низкой, чем значения, полученные для мелких образцов размером 25—30 см³.

Большое значение должно приобрести определение плотности лёссовых пород в полевых условиях с применением радиоактивных изотопов. В настоящее время начали изготавливаться приборы, позволяющие использовать процесс рассеяния гамма-лучей, возникающий при встрече их с электронами молекул, слагающих породу. Чем плотность породы выше, тем больше величина рассеяния. Такие приборы сконструированы и изготавливаются в Советском Союзе и США (Глазов, 1956). К ним относится, например, разработанная В. И. Феронским (1956) так называемая радиоактивная вилка, представляющая собой два жестко связанных зонда. В одном из них находится датчик, а в другом — счетчик, подсчитывающий частицы рассеянного гамма-излучения.

Такой прибор предварительно тарируется на породах с известной пористостью. Затем вилка погружается в толщу для определения рассеянного излучения. Полученные данные сопоставляются с эталонами. Надо надеяться, что приборы этого типа завоюют признание.

За последние 10—20 лет накопилось много материалов об объемном весе лёссовых пород. Анализируя имеющиеся данные (результаты свыше 2000 определений), можно сделать следующие выводы:

1. Пределы колебаний значений объемного веса γ_0 лёссовых пород, развитых на территории Советского Союза, 1,33—2,03, объемного веса скелета 1,12—1,79.

2. Объемный вес лёссовых пород предопределяется тремя факторами: минералогическим составом, характером структуры и влажностью. Взаимоотношение между объемным весом γ_0 и естественной влажностью W для разных типов лёссовых пород носит различный характер. На рис. 63 показаны графики взаимосвязи объемного веса с влажностью.

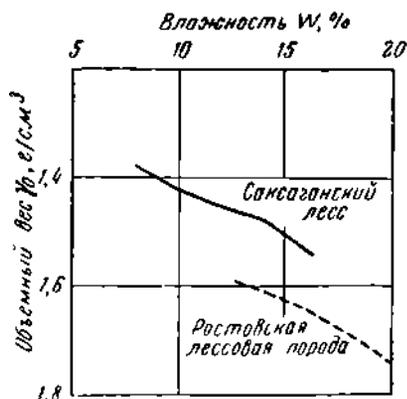


Рис. 63. Взаимосвязь объемного веса и влажности породы (по Н. И. Кириченко и А. К. Ларинову)

Районы развития лёссовых пород	Ф. и. о. исследователя	Число исследован. образцов	Колебания объемного веса скелета	Среднее значение объемного веса скелета
Европейская часть СССР				
Воронежская область . . .	А. К. Ларионов	11	1,49—1,68	1,59
Донбасс				
а) водоразделы и склоны	»	49	1,50—1,79	1,62
б) надпойменные террасы	»	53	1,43—1,70	1,46
Орел (водораздел и склоны)	»	9	1,39—1,60	1,44
Ростов-на-Дону (водораздел и склоны)	»	66	1,40—1,62	1,48
Северный Прикаспий (равнина)	»	24	1,49—1,77	1,60
Нижний Дон (надпойменные террасы и склоны водоразделов)	»	190	1,42—1,72	1,49
Саксаганские лёссы	Н. И. Кириченко	401	1,38—1,49	—
Саксаганские лёссовидные породы	»	210	1,55—1,68	—
р. Молочная	И. Л. Соколовский	10	1,55—1,74	—
Западная Украина	»	39	1,29—1,76	1,50
Ергени (плато)	А. К. Ларионов	16	1,36—1,53	1,42
Восточное Ставрополье	»	23	1,31—1,56	1,39
Краснодар (надпойменные террасы)	»	26	1,48—1,61	1,53
Азиатская часть СССР				
Западная Сибирь (надпойменные террасы)	А. К. Ларионов	22	1,42—1,70	1,54
Приташкентский лёсс	Ф. И. Воронов	—	1,25—1,56	—
» »	В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев	16	1,48—1,67	—
Приташкентский лёсс				
а) пролювиального генезиса, непроявленный, просадочный	Г. А. Мавлянов	44	1,21—1,43	—
б) то же, проявленный	»	43	1,28—1,63	—
в) делювиального генезиса, непроявленный, просадочный	»	16	1,33—1,51	—
г) аллювиального генезиса, непросадочный	»	10	1,42—1,74	—
Зайлийский Алатау	М. И. Ломонович	—	1,41—1,63	—
Прикопетадгская равнина	А. К. Ларионов	12	1,36—1,57	1,42
Грузия	Д. М. Мшвенерадзе	10	1,38—1,59	—
Армения	Н. И. Кириченко	66	—	1,19

3. Лёссовые породы разных районов СССР имеют различный объемный вес скелета (табл. 27).

Из табл. 27 видно, что наиболее низкий объемный вес скелета характерен для лёссовых пород Украины, района Орла, Средней Азии и Восточного Ставрополя.

Наиболее высокие значения объемного веса скелета характерны для лёссовых пород Донбасса, Северного Прикаспия, Воронежской области. Подобные изменения его значений обусловлены различным генезисом пород и условиями выветривания.

4. Изменение объемного веса лёссовых пород с глубиной не имеет определенной закономерности. Обнаруживается лишь тенденция к общему увеличению его в этом направлении. На рис. 64 приведен график изменения величины объемного веса скелета $\gamma_{ск}$ с глубиной.

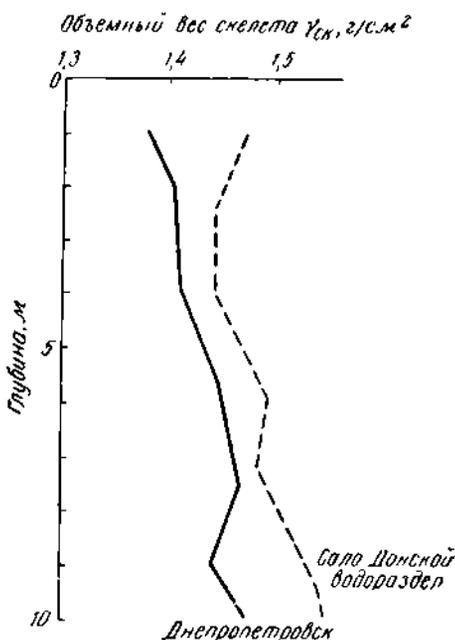


Рис. 64. Изменение объемного веса скелета лёссовых пород $\gamma_{ск}$ с глубиной

По величине объемного веса неоднократно делались попытки оценки просадочности породы. Так, Ф. Л. Андрухин (1937) считал, что не проявленные просадочные грунты имеют объемный вес от 1,24 до 1,40 г/см³, непросадочные — 1,51 г/см³. В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев (1941) считают, что объемный вес непросадочных разностей 1,46 г/см³, а просадочных — еще меньше. Х. А. Аскарлов (1955) приводит данные о просадочности лёссовых пород, обладающих объемным весом 1,51 г/см³ и считает, что объемный вес 1,45 г/см³ еще не указывает на отсутствие просадочности.

В последнее время Т. С. Кавеев на основании математической обработки большого числа лабораторных определений просадочности составил номограмму зависимости просадочности от объемного веса при естественной влажности для лёссовых пород Нижнего Дона. На рис. 65 приведен график зависимости просадочности $\delta_{пр}$ от объемного веса γ_0 при различной влажности лёссовых пород Нижнего Дона. Обширные материалы испытаний просадочности лёссовых пород на юге СССР позволяют сделать вывод о том, что имеется общая тенденция к понижению

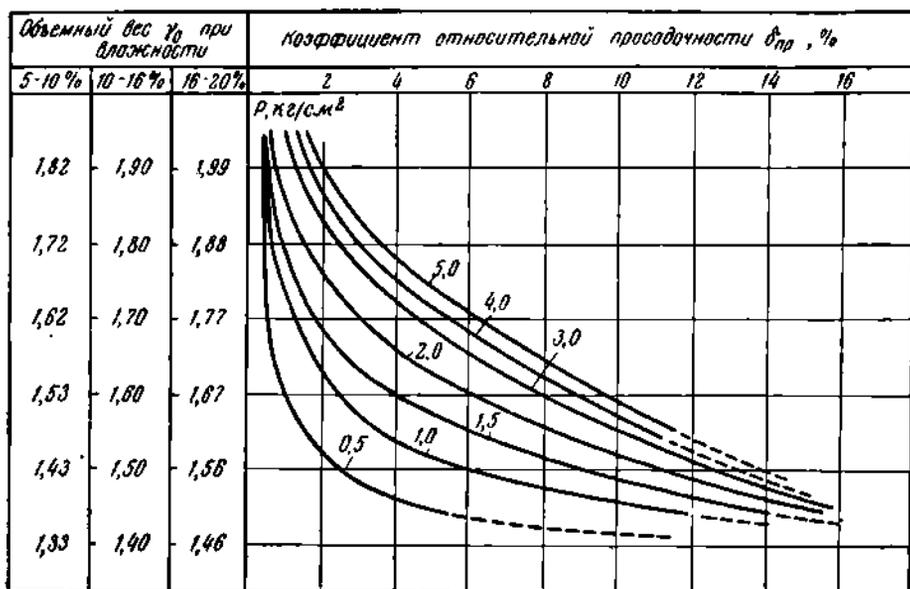


Рис. 65. Зависимость коэффициента просадочности $\delta_{пр}$ от объемного веса γ_0 при разных значениях естественной влажности и разном давлении (по Т. С. Кавееву)

просадочности при объемном весе лёссовых пород более $1,40 \text{ г/см}^3$, но в условиях Донбасса, Предкавказья, Закавказья и других районов просадочностью обладают породы, имеющие более высокий объемный вес. Так, в районе Красного Сулина делювиальные породы с объемным весом $1,50-1,54 \text{ г/см}^3$ имеют коэффициент просадочности $\delta_{пр}$ $0,019-0,081$. С другой стороны, в районах Восточного Ставрополя объемный вес проявленных просадочных лёссовых пород $1,45 \text{ г/см}^3$.

Отсутствие прямой зависимости между объемным весом и просадочностью лёссовых пород легко объясняется их структурно-петрографическими особенностями. Отражая пористость породы, объемный вес не дает представления о качественной характеристике.

Пористость — расчетная характеристика, отражающая главным образом объемный вес скелета, так как амплитуда изменения удельного веса сравнительно незначительна. Структурно-петрографические значения пористости нами были рассмотрены в главе 6. Результаты исследования свидетельствуют о наличии в составе лёссовых пород качественно разных типов пор и пустот, оказывающих различное влияние на инженерно-геологические свойства пород, поэтому большое значение имеет определение воздухосодержащей пористости (так называемого

объема газообразной фазы), которая лучше отражает некоторые свойства лёссовых пород (например, просадочность).

В свете исследования типов пор и пустот становится понятным, что предлагаемые разными исследователями в качестве показателей просадочности пород предельные значения общей пористости несут лишь относительный характер и не могут служить для количественных расчетов предполагаемой просадки.

Вполне понятно, что повышение пористости ведет к увеличению просадочности, но для разных типов пород оно имеет различное количественное выражение.

ВЛАЖНОСТЬ И ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Естественная влажность, а также комплекс водно-физических свойств — размокаемость, размываемость, капиллярность, фильтрационная способность — представляют собой важнейшие характеристики лёссовых пород.

Инженерно-геологическое изучение этих характеристик имеет большое практическое значение, так как они предопределяют в значительной степени поведение пород при гидротехническом, а также гражданском и промышленном строительстве.

Естественная влажность (весовая и объемная) показывает суммарное содержание влаги в лёссовых породах. Ее величина зависит от ряда факторов: 1) климатических особенностей данного района; 2) рельефа; 3) содержания фракции $< 5 \mu$; 4) состава коллоидно-дисперсных минералов; 5) глубины залегания грунтовых вод; 6) наличия инфильтрационных потоков, возникающих из различных водонесущих устройств, возведенных человеком; 7) условий конденсации паров в толще лёссовых пород.

Действие тех или иных факторов ведет к формированию влажностного режима лёссовой толщи. Наблюдения за изменением влажности лёссовых отложений на участках водоразделов в районе г. Ростова-на-Дону, проведенные в разное время А. К. Ларионовым и З. Е. Воропаевой, дали сходные результаты: суточные колебания влажности наблюдались лишь до глубины 0,25—0,35 м, сезонные — до глубины 0,5—1 м, годовые — до глубины 1,5—3,5 м. Таким образом, на глубине более 3,5 м влажность лёссовых пород изменяется медленно — в течение многих лет.

Величина естественной влажности при глубоком залегании грунтовых вод (более 3,5—4 м) может служить вспомогательным показателем при выделении горизонтов, обладающих высокой глинистостью и различным составом коллоидно-дисперсной части. Оба эти фактора оказывают влияние на гидрофильность пород; так, глинистые прослои, содержащие значительные количества минералов группы монтмориллонита, как правило, имеют более высокую влажность по сравнению со слоями менее глинистыми и содержащими дисперсный кварц и каолинит.

Анализируя несколько тысяч определений естественной влажности лёссовых пород ниже зоны сезонного изменения, выполненных рядом исследователей в разных районах СССР, можно сделать следующие выводы:

1. Естественная весовая влажность лёссовых пород колеблется от 1 до 38,6%.

2. Наиболее низкая влажность (3—12%) характерна для засушливых районов Средней Азии. Так, влажность лёссовых пород Таджикистана до глубины 18 м колеблется от 1 до 16%, составляя в большей части случаев 1,3—6,5% (Трофимов, 1953).

Влажность приташкентских лёссовых пород, по В. И. Архангельскому и В. Д. Дмитриеву (1941), колеблется от 3 до 14,9%. Х. А. Аскарлов (1955) для лёссовых пород этого же района дает пределы влажности 5 и 10%.

Столь же низкая влажность лёссовых пород характерна для Восточного Ставрополя и Восточного Предкавказья. По данным А. К. Ларионова, она колеблется от 3,3 до 19,5%.

Сравнительно низкой влажностью отличаются также лёссовые породы Южной Украины. По данным И. Л. Соколовского, в районе р. Молочной влажность лёссовых пород до глубины 12,5 м колеблется от 3,13 до 18,7%.

3. Высокую влажность (на участках выше уровня грунтовых вод) имеют лёссовые отложения Грузии, где, по данным Д. М. Мшвениерадзе, она достигает 35,3%. Для лёссовых пород Приазовья и Кубанской аллювиальной равнины также характерна довольно высокая влажность — от 12,0 до 38,1% (по А. К. Ларионову).

Высокая влажность наблюдается также в лёссовых породах Западной и Северной Украины, центра Европейской части РСФСР, Донбасса, Западно-Сибирской низменности и некоторых других районов. Здесь весовая влажность колеблется от 16—17 до 24—35%.

4. Просадочные лёссовые породы характеризуются меньшей естественной влажностью, которая может служить косвенным указанием на просадочность. Сильно увлажненные лёссовые породы обладают либо небольшой способностью к просадке, либо совсем непросадочны. Для сильно просадочных пород свойственна низкая влажность. Наряду с этим известны многочисленные случаи, когда непросадочные породы имеют малую естественную влажность. Прямую количественную связь между природной влажностью и просадочностью установить не удается вследствие сложной природы этих явлений.

5. Все лёссовые породы по естественной влажности делятся, по А. К. Ларионову, на четыре типа:

а) Недоувлажненные, имеющие влажность ниже максимальной гигроскопичности. В породах этого типа развит главным образом адсорбированный монослой воды. При пористости больше 42—44% эти породы могут быть просадочными.

б) Слабо увлажненные. Естественная влажность находится в пределах между максимальной гигроскопичностью и максимальной молекулярной влагоемкостью. Здесь, кроме молекулярной воды, может присутствовать микрокапиллярная, или, по В. А. Приклонскому (1955), «вода углов пор». При достаточной пористости эти породы также могут быть просадочными.

в) Увлажненные. Их естественная влажность выше молекулярной влагоемкости и ниже оптимальной влажности. В этих породах появляется значительное капиллярное увлажнение.

г) Сильно увлажненные. Естественная влажность выше оптимальной. Породы содержат свободную воду. Этот тип увлажнения характерен, как правило, для непресадочных лёссовых пород.

6. Изменение естественной влажности с глубиной не носит закономерного характера, так как зависит от многих факторов. На рис. 66 показан ряд кривых, характеризующих изменение естественной влажности с глубиной.

7. Естественная влажность, как было доказано Н. Я. Денисовым (1953), С. Н. Максимовым (1956) и др., оказывает значительное влияние на сжимаемость и сопротивление сдвигу лёссовых пород. При ее увеличении прочность этих пород быстро понижается. К сожалению, пока еще нет четких показателей зависимости прочности лёссовых пород от влажности.

8. Применяемый для оценки свойств лёссовых пород показатель степени заполнения пор водой (или степень водонасыщенности K_w) требует серьезных коррективов. Механическое перенесение этой характеристики, разработанной для песчаных грунтов, на лёссовые породы приводит к формальному получению каких-то значений и подведению полученных цифр под явно случайные

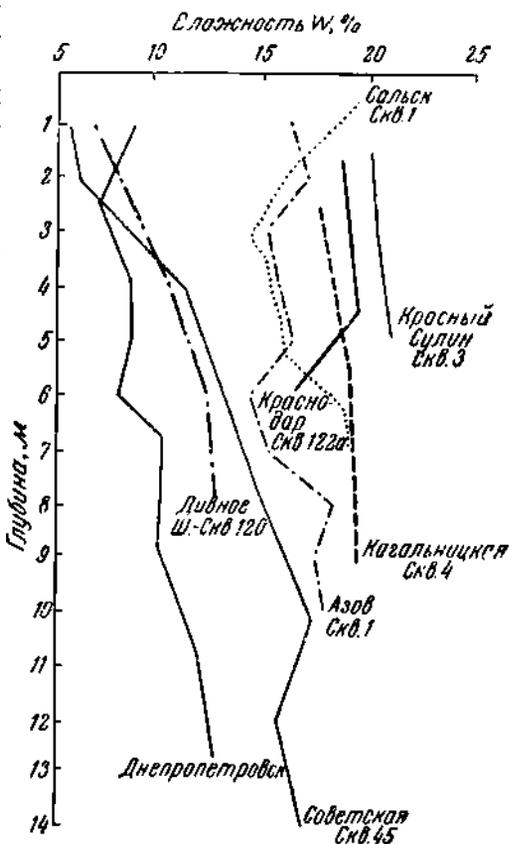


Рис. 66. Изменение естественной влажности лёссовых пород W с глубиной

пределы. Можно утверждать с полным основанием, что в пылевато-глинистых породах пределы, определяющие степень водонасыщения породы будут иными. Они должны отражать границы появления разных видов воды и связанных с ними, изменений физических и механических характеристик лёссовых пород. Установленные границы переходов в этом показателе не соответствуют границам появления свободной воды. Отсутствует какая-либо связь между пределом насыщения пор водой и всеми другими показателями.

Эту важную характеристику лёссовых пород необходимо увязать с действительными этапами наступления насыщения различных типов пор, а также другими свойствами грунтов.

Водопроницаемость. По данным В. И. Батыгина (1938), Ф. И. Воронова (1938), Ф. Л. Андрухина (1937), М. М. Крылова (1935), С. Голованенко (1939), С. С. Морозова (1950), Н. И. Кириченко (1955), Ю. М. Абелева (1948), Н. Я. Денисова (1953) и др., а также более 500 определений, выполненных А. К. Ларионовым и Ф. В. Молчановым, коэффициент фильтрации лёссовых пород, развитых в пределах Советского Союза, колеблется от 0,000001 до 0,01 см/сек.

Эти цифры свидетельствуют о большом разнообразии фильтрационной способности лёссовых отложений. Оно объясняется следующими причинами: 1) разнообразным гранулометрическим составом; 2) различным составом коллоидно-дисперсных минералов; 3) влиянием различных типов структуры.

Так как эти факторы могут действовать в различных комбинациях, то определенной математической зависимости между ними и коэффициентом фильтрации установить не удалось, несмотря на наличие обширных фактических данных.

Часто наблюдается следующая качественная взаимосвязь:

1. С повышением содержания глинистых частиц фильтрационная способность лёссовых пород уменьшается. Наиболее высокий коэффициент фильтрации имеют лёссовые супеси. Так, по определениям Ф. В. Молчанова, коэффициент фильтрации для приколлетдагских лёссовых супесей достигает 0,01 см/сек.

Коэффициент фильтрации лёссовых тяжелых суглинков и глин довольно низкий, часто ниже 0,0001 см/сек (по данным А. К. Ларионова).

2. Породы, содержащие в составе тонких фракций гидрослюда, каолинит и дисперсный кварц, при условии близкого гранулометрического состава во всех случаях имеют более высокую фильтрационную способность по сравнению с породами, содержащими минералы группы монтмориллонита.

3. Породы с зернистой структурой отличаются более высокой фильтрационной способностью. При наличии агрегативной структуры они, наоборот, имеют небольшой коэффициент фильтрации. А. К. Ларионов на основании свыше 250 определений ве-

личины K_{10} лабораторными и полевыми методами установил для различных структурных типов лёссовых пород юга Европейской части РСФСР следующие предельные значения его:

Тип	Подтип	K_{10} , см/сек
Зернистый	Рыхлый	0,005—0,001
	Слабо агрегированный	0,001—0,0008
Зернисто-агрегативный	С преобладанием зернистых участков	0,001—0,0005
	С преобладанием агрегированных участков	0,0008—0,0001
Агрегативный	Сильно агрегированный	Меньше 0,0005
	Слитой	Меньше 0,0001

Лёссовые породы обладают двумя характерными чертами, определяющими особенности инфильтрации воды в их толщах: 1) анизотропностью в распределении водопроницаемости в горизонтальном и вертикальном направлениях; 2) изменением коэффициента фильтрации во времени.

Анизотропность фильтрационной способности зависит от состава и структурности пород. Колебание значения коэффициента фильтрации в лёссовых породах в горизонтальном и вертикальном направлениях составляет 1,5—15 раз.

Для лёссовых пород района Харькова С. Голованенко (1939) приводит для горизонтального направления коэффициент фильтрации 0,00264 см/сек, а для вертикального—0,00680 см/сек (соотношение 1:2,6). Лёссы района Кривого Рога имеют коэффициент фильтрации в вертикальном направлении 0,08—1,00 м/сутки, а в горизонтальном 0,02—0,03 м/сутки (Кириченко, 1955). По данным Н. И. Кириченко, коэффициент фильтрации в вертикальном направлении больше чем в горизонтальном в 2—15 раз. Чем выше глинистость и содержание минералов группы монтмориллонита, тем меньше изменяется коэффициент фильтрации в разных направлениях. По данным А. К. Ларионова, в лёссовых породах Нижнего Дона анизотропность средних суглинков характеризуется соотношениями коэффициентов фильтрации от 1:2 до 1:10, а тяжелых суглинков—от 1:1,5 до 1:5.

По данным Ю. М. Абелева (1948), в вертикальном направлении коэффициент фильтрации колеблется от $0,3 \times 10^{-5}$ до $0,15 \times 10^{-5}$ см/сек, а в горизонтальном направлении от $0,1 \times 10^{-5}$ до $0,8 \times 10^{-6}$ см/сек.

Вторая характерная особенность лёссовых пород — изменение величины коэффициента фильтрации с течением времени — отмечается рядом исследователей. Так, Ф. Л. Андрухин (1937) приводит следующие данные об изменении фильтрующей способности с течением времени (табл. 28).

	Изменение фильтрующей способности		
	В течение первого часа	В течение второго часа	В течение третьего часа
Непроявленные просадочные породы (средние значения)	0,258 <i>м/сутки</i>	0,212 <i>м/сутки</i>	0,197 <i>м/сутки</i>
Проявленные просадочные породы (средние значения)	0,086 .	0,069 .	0,060 .
Непросадочные породы .	0,116 .	0,107 .	0,095 .

М. П. Сахарова (1935) указывает, что в районе Днепростроя движение воды сверху вниз в течение 24 часов уменьшается примерно в два раза. Ф. И. Воронов (1938) приводит данные Г. И. Туркина о скорости фильтрации в опытном котловане № 1 на косогоре Ак-Газа. В первый день она составляла 0,0145 *мм/сек*, через пять дней — 0,004 *мм/сек* и в конце замочки через 16 дней — 0,0035 *мм/сек*.

А. К. Ларионов и Ф. В. Молчанов на основании экспериментов установили, что коэффициент фильтрации лёссовых пород Нижнего Дона изменяется в течение 12 дней 5—10 раз (рис. 67). На третий-четвертый день он приобретает более постоянное значение.

Подобное изменение фильтрующей способности пород со временем объясняется тремя причинами:

1) набуханием глинистой части пород, перекрывающей ход воде;

2) явлением кольматации;

3) образованием на поверхности лёссовых пород коллоидно-дисперсной пленки, обладающей малой водопроницаемостью. На появление водонепроницаемой пленки на поверхности лёссовых пород указывает также Ф. Л. Дулей (Duley, 1945).

Изучая методику определения коэффициента фильтрации в лёссовых породах методом налива, В. В. Шатохин установил, что на дне зумфа уже в начальный период налива воды образуется слабо фильтрующий слой, в значительной степени предопределяющий дальнейший ход фильтрации. Подобный слабо водопроницаемый слой образуется в водохранилищах и каналах, построенных в лёссовых породах. Удаление придонного слоя грунта при очистке этих сооружений от ила приводит к резкому увеличению фильтрации. Установившееся мнение о том, что повышенная фильтрация лёссовых пород связана с наличием макропор, не всегда соответствует действительности.

А. К. Ларионов привел ряд экспериментов по изучению характера перемещения воды в лёссовых породах. Он установил,

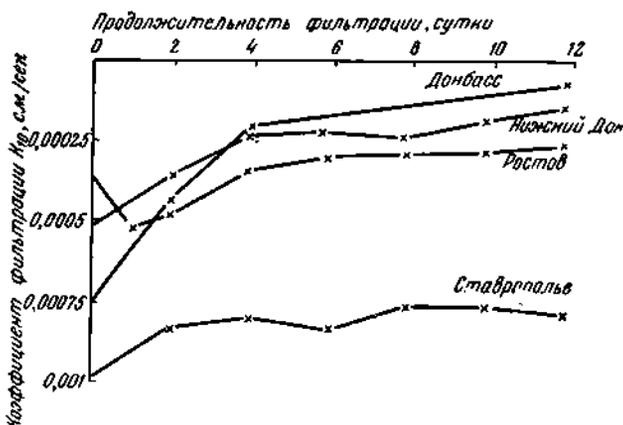


Рис. 67. Изменение коэффициента фильтрации пород во времени

что основной ток воды происходит по межчастичным порам, а макропоры вторичного происхождения, как правило, тормозят движение воды. Первичные макропоры имеют противоположное значение — они способствуют току жидкости.

В заключение отметим, что на основании сравнения нескольких десятков опытов можно сделать вывод, что получаемые значения K_{10} лёссовых пород, определенные в монолитах на приборе Г. Н. Каменского, приближаются к полевым данным, полученным способом налива по методу Нестерова.

Размокаемость. Размокаемость является характерным показателем для лёссовых пород. Скорость размокания зависит от ряда факторов, из которых главными являются: а) характер воздействующей жидкости; б) форма и размеры образца; в) способ его изготовления; г) начальная влажность породы.

Установлено, что чем выше диэлектрическая постоянная жидкости, тем меньше скорость размокания, чем больше размеры образцов, тем медленнее протекает процесс размокания. Размокание образцов с нарушенной структурой не дает полного представления о процессе. Замечено также, что чем выше начальная влажность, тем медленнее протекает размокание.

Для типизации получаемых скоростей размокания рекомендуется следующая методика их определения, получившая распространение в практике. Размокание определяется на воздушно-сухих образцах, вырезанных из монолитов с сохранением структуры. Образцы должны иметь форму куба со сторонами 2 см. Кубик помещается в дистиллированную воду на сетку с квадратными ячейками 1×1 см. После этого устанавливается время, потребное для обрушения образца сквозь сетку, и наблюдается характер течения процесса. Важно также изучение получаемых при размокании продуктов. Возможны два крайних случая. Первый, когда образец быстро разрушается вплоть до

образования отдельных зерен и микроагрегатов, и второй, когда образец распадается на довольно крупные агрегаты, сохраняющиеся длительное время без изменения. От характера размокания зависит поведение пород в сооружениях, причем во втором случае породы будут более устойчивы.

А. К. Ларионовым установлено, что не всегда более глинистые лёссовые породы обладают меньшей размокаемостью. Нет строгой зависимости также между скоростью размокания и просадочностью лёссовых пород. Задерживают процесс размокания вторичные макропоры с известковистыми стенками, которые практически не размокают в воде. После размокания породы, содержащей значительное количество макропор этого типа, в воде скапливаются агрегаты, содержащие части их стенок.

Сложностью взаимоотношения действующих факторов объясняется безуспешность попыток увязки времени размокания с просадочностью. А. К. Ларионовым установлено, что при одинаковой плотности образцов скорость размокания прямо пропорциональна степени просадочности. Так, было установлено, что порода объемным весом $1,44-1,45 \text{ г/см}^3$ при размокании в течение 15—45 сек. обладает значительной просадочностью, а при размокании в течение 45 сек. — 2 мин. — меньшей просадочностью. При размокании в течение более 5—10 мин. лёссовые породы, как правило, непросадочны. Исследования показали, что скорость размокаемости различных типов лёссовых пород колеблется от 10—15 сек. до 1,5—2 суток.

Таблица 29

Районы	Количество образцов	Пределы колебания времени размокания	Средние значения времени размокания
Среднее Приднепровье (плато и верхняя терраса)	36	14 сек.—1 м. 20 с.	39 сек.
Район г. Орла (плато)	6	28 сек.—1 м. 02 с.	41 сек.
Нижний Дон (надпойменные террасы)	130	11 сек.—9 м. 32 с.	45 сек.
Восточное Ставрополье, Ергени, Сало-Маньчский водораздел	26	12—52 сек.	39 сек.
Северный Прикаспий	28	17 сек.—10 м. 30 с.	1 м. 16 с.
Донбасс (водоразделы и склоны)	26	41 сек.—5 м. 10 с.	1 м. 20 с.
Ангрэн (надпойменная терраса)	9	21 сек.—4 м. 16 с.	59 сек.

В табл. 29 приведены результаты определения размокаемости лёссовых пород верхнего яруса ряда районов СССР.

При определении размокания лёссовых пород косвенными способами (в образцах нарушенной структуры, конусом и т. д.)

можно получить лишь относительную характеристику этого процесса.

Размокание образцов, заключенных в бронзовом кольце, т. е. без возможности бокового набухания, происходит значительно медленнее. В этом случае разрушение начинается через 5—45 мин., а иногда и через несколько часов.

Размываемость. Этот показатель имеет большое значение при проектировании каналов и некоторых других гидротехнических сооружений. Определение критических скоростей потока, при которых начинается процесс размыва пород, может выполняться либо лабораторными методами, либо путем изучения этого процесса на действующих сооружениях.

По данным Ф. И. Воронова (1938), величина критического вымывающего уклона для среднеазиатских лёссовых пород колеблется от 0,9 до 1,1.

Ф. Л. Андрухин (1937) определял вымывающий уклон, пропуская воду под напором через монолиты снизу вверх и устанавливая момент нарушения пропорциональности между расходом и напором. В лёссовых породах Приташкентского района этот момент наступил при уклоне 0,93—1,11. Дальнейшее увеличение напора вызвало появление на поверхности образцов «вулканчиков». Они возникали при уклонах 2,9—3,2.

В лабораторных условиях критическая размывающая скорость может определяться путем установления момента размыва монолитов, закрепленных в специальных лотках. Изменяя уклон такого лотка, фиксируется момент начала размыва.

Определение этим методом критических размывающих скоростей, выполненное А. К. Ларионовым и Ф. В. Молчановым, показало, что явление размыва монолитов размером $10 \times 10 \times 0$ см происходит для различных типов пород при разных скоростях, величина которых колеблется от 0,3 до 1,6 м/сек.

А. К. Ларионов и И. Д. Седлецкий (1954) установили, что скорость размыва лёссовых пород до некоторой степени зависит от гранулометрического и минералогического состава. В зависимости от содержания в лёссовой породе глинистых фракций скорость размыва при различном минералогическом составе отложений колеблется в разных пределах (табл. 30).

Таблица 30

Содержание фракции $< 0,005$ мм в лёссовых породах в %	Скорость размыва лёссовых пород в м/сек	
	каолинитово-кварцево-гилрослюдистых	монтмориллонитово-гилрослюдистых
10—20	0,3—0,7	0,6—1,2
20—30	0,5—1,0	1,0—1,5



Рис. 68. Размытый откос Азовского канала (Нижний Дон)

Данные табл. 30 были подвергнуты проверке на ряде оросительных каналов юга Европейской части РСФСР. Во всех случаях явления размыва наблюдались лишь при скоростях, превышающих приведенные в табл. 30. На рис. 68 показан сложенный монтмориллонитово-гидролюдистыми лёссовыми породами откос Азовского канала, размытый при скоростях течения около 1 м/сек. Устойчивость лёссовых отложений размыву несколько повышает цементация пород карбонатами или железистыми соединениями.

Набухание. Набухание лёссовых пород теснейшим образом связано с их минералогическим и гранулометрическим составом. Для определения набухания лёссовых пород применяются методы М. М. Филатова (1936₂), А. М. Васильева (1953), и др.

И. И. Трофимов (1953) указывает, что набухание лёссовых пород Таджикской ССР, определенное по методу М. М. Филатова, достигает 15% и лишь некоторых глинистых разностей — 33%. В. И. Батыгин (1938₂) считает, что в образцах малых размеров почти всегда наблюдается набухание, в то время как в массивах мощностью 1—5 м набухания не наблюдается. Нужно сказать, что это положение В. И. Батыгина при исследовании лёссовых пород Нижнего Дона не подтвердилось. Здесь набухание зафиксировано во всей поверхностной зоне лёссовой толщи до глубины 2—3 м. Ф. И. Воронов (1938) для среднеазиат-

ских лёссов приводит пределы колебания набухания от 0 до 20%. В тяжелых лёссовых суглинках юго-запада Европейской части СССР С. С. Морозов (1950) установил наличие значительного набухания — от 23 до 120%.

Интересны данные С. С. Морозова (1949₂) о набухании отдельных фракций лёссовых пород. Так, фракции крупнее 1—5 μ почти не дают набухания, но зато фракции менее 1 μ обладают хорошо выраженной способностью к набуханию, достигающей 319,6%. Таким образом, набухание особенно возрастает по мере увеличения содержания фракции менее 1 μ . А. К. Ларионов и И. Д. Седлецкий (1954) исследовали зависимость набухания от состава преобладающих в породе коллоидно-дисперсных минералов.

При определении набухания лёссовых пород в приборе конструкции А. К. Ларионова и З. С. Уколовой (рис. 69) было установлено следующее:

1. Величина набухания лёссовых пород Нижнего Дона и Предкавказья при условии отсутствия давления колеблется от 0 до 12%.

2. Наибольшее набухание дают гидрослюдисто-монтмориллоновые лёссовые породы, наименьшее — каолинитово-кварцево-гидрослюдистые.

3. Набухание в пределах каждого минералогического типа лёссовых пород прямо пропорционально содержанию фракции менее 5 μ .

4. Величина давления набухания в лёссовых породах Нижнего Дона колеблется от 0 до 1,0 $кг/см^2$.

5. Лёссовые отложения верхнего яруса Среднего Приднпровья, Восточного Ставрополя, Прикопетдагской равнины обладают незначительной способностью к набуханию. Наиболее высокую способность к набуханию обнаружили лёссовые породы Донбасса, Воронежской области, Западной Украины, Северного Крыма и некоторых других районов Советского Союза.

Исследование характера этого процесса в лёссовых породах тяжелосуглинистого состава показало, что основная часть на-

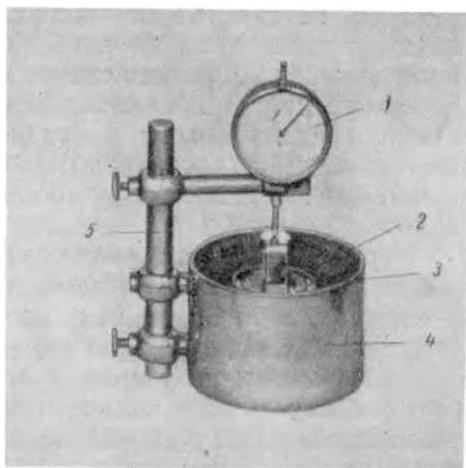


Рис. 69. Прибор для определения набухания конструкции А. К. Ларионова и З. С. Уколовой

1 — индикатор; 2 — поршень; 3 — составное бронзовое кольцо; 4 — металлический стакан; 5 — устройство для укрепления деталей

бухания, независимо от минералогического типа образца, обязана действию капиллярного насыщения. Дальнейшее повышение влажности образцов свыше максимальной капиллярной влагоемкости дает лишь незначительное увеличение объема образцов, при этом эта часть набухания оказывается несколько большей у монтмориллонитово-гидрослюдистых пород и незначительной у гидрослюдисто-каолинитовых и гидрослюдисто-кварцевых.

Процесс набухания монтмориллонитово-гидрослюдистых лёссовых пород протекает весьма медленно, иногда на протяжении 6—8 суток, в то время как каолинитово-кварцево-гидрослюдистые породы набухают быстро — в течение 1—2 суток.

Наши опыты подтвердили данные Ю. М. Абелева (1948) о влиянии начальной влажности породы на набухание: чем она меньше, тем больше набухание. При влажности образцов, превышающей максимальную величину влагоемкости, либо совсем не происходит набухания, либо оно ничтожно.

Определение набухания имеет большое практическое и теоретическое значение. Его величина и характер могут служить классификационным признаком лёссовых пород, в первую очередь отражающим гранулометрический и минералогический состав слагающих их тонких фракций.

Количественное выражение свободного набухания при отсутствии давления удобно выражать по формуле:

$$I_{\text{наб}} = \left(\frac{h_1}{h_0} - 1 \right) 100,$$

где $I_{\text{наб}}$ — величина свободного набухания;
 h_0 — начальная высота воздушно-сухого образца;
 h_1 — высота образца после набухания.

Для определения этого показателя необходимо брать образцы высотой не менее 20 мм. При этом зарядка в кольцо производится в воздушно-сухом состоянии образца. Насыщение образцов должно осуществляться капиллярным путем и лишь на последнем этапе наблюдений дается полное увлажнение.

Необходимо помнить, что лёссовые породы анизотропны, поэтому испытываться должны образцы, определенно ориентированные.

ПЛАСТИЧНОСТЬ И КОНСИСТЕНЦИЯ

Как известно, пластичными веществами являются тела, которые сохраняют свою форму под действием приложенных к ним небольших усилий, но начинают менять ее без разрыва сплошности после того, как приложенное усилие превысит минимальное значение. Соответственно, пластическими деформациями называются остаточные деформации, выражающиеся в изменении формы тела под действием внешних усилий, но без разрыва его сплошности.

Под консистенцией глинистых пород понимают степень подвижности слагающих их частиц под действием внешних усилий. Таким образом, консистенция является мерой сопротивляемости породы воздействию на нее внешним усилиям, стремящимся деформировать породу.

Следует строго различать пластичность и консистенцию, которыми обладают нарушенные (перемятые) и ненарушенные (монолитные) образцы глинистых пород. Цифровые значения этих показателей в том и другом случае могут значительно отличаться друг от друга при остальных равных условиях (пористости, влажности и т. п.).

Различие в пластичности и консистенции нарушенных и монолитных образцов объясняется наличием в последних дополнительных внутренних связей между слагающими породу минералами, возникших в результате процессов формирования породы из осадка. Эти процессы могут иметь различный характер: тиксотропное затвердевание, синергетическое упрочнение, цементирование частиц выкристаллизовывающимися из порового раствора веществами, особенно отчетливо проявляющееся при высыхании осадка и т. д. Во всех этих случаях прочность связей между частицами в монолитных образцах будет, очевидно, больше, чем в образцах перемятых, даже при одинаковых пористости и влажности. Монолитные образцы при остальных равных условиях будут менее пластичными и более прочными по сравнению с нарушенными образцами.

Как известно, для количественной оценки роли дополнительных структурных связей в монолитных образцах предложен ряд специальных показателей и, соответственно, методов их определения (Приклонский, 1955, 1956₃), позволяющих характеризовать влияние этих связей на пластичные свойства и консистенцию глинистых пород.

Формирование лёссовых пород протекало в воздушной или в водно-воздушной среде с меняющейся влажностью, причем большую роль в нем играли процессы почвообразования, обычно недоразвитые. Этот тип литогенеза по классификации В. А. Приклонского (1956₁) относится к субаэральному и субаэрально-субаквальному типам. В формировании структурных связей между частицами лёссовых пород большую роль, очевидно, играли процессы высыхания, которые временами чередовались с новым увлажнением. Высыхание должно было вызвать выкристаллизовывание веществ, находящихся в поровом растворе, в частности труднорастворимых карбонатов кальция и отчасти магния. В связи с этим возникавшие между частицами первоначального осадка структурные связи должны носить смешанный характер, промежуточный между типичными конденсационно-кристаллизационными и коагуляционно-диспергационными структурами, по терминологии П. А. Ребиндера (1956). При нарушении естественной структуры связи между частицами лёс-

совой породы, теряя часть прочности, приобретают типичный коагуляционно-диспергационный характер.

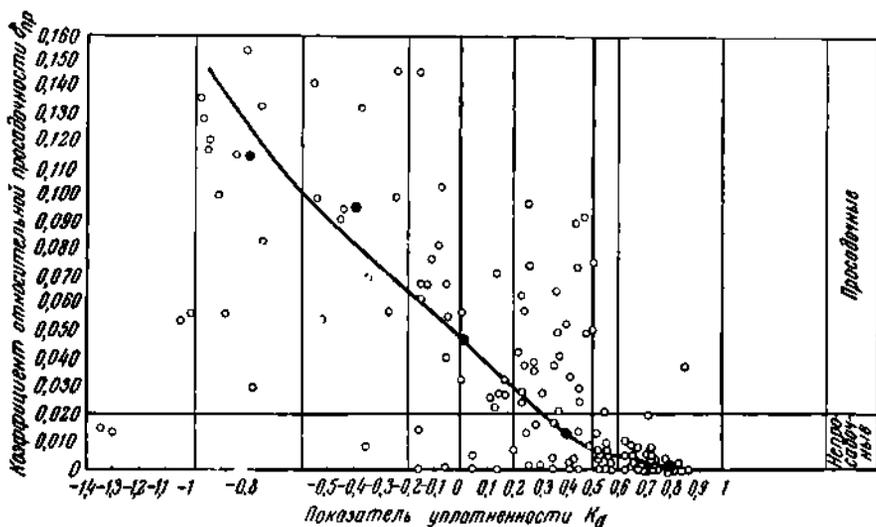
Как известно, обычно принятыми в инженерно-геологической практике методами можно установить пластичные свойства нарушенных образцов путем определения так называемых пределов пластичности: границы текучести (W_T) и границы раскатывания (W_p). Таким образом, обе эти величины, а также разница между ними — число пластичности (M_p) — характеризуют, собственно, не свойства лёссовой породы в естественном ее состоянии, а тот материал, т. е. комплекс минералов, из которых она состоит.

Кроме того, следует иметь в виду, что результаты определения пределов пластичности зависят от методики их определения, в частности от той среды (воды или раствора солей), в которой производится определение. Как известно, увеличение концентрации раствора и содержание в нем щелочных земель снижают пластичные свойства и уменьшают значения пределов и числа пластичности, причем особенно чувствительным к изменению состава среды оказывается верхний предел пластичности (Приклонский, 1947). В связи с этим для получения сравнимых результатов определение пределов пластичности должно производиться в строго стандартизованных условиях. В противном случае сравнение результатов этих определений в значительной мере теряет смысл.

Благоприятным фактором для лёссовых пород является их небольшая пластичность. Поэтому влияние различия в методи-

Таблица 31

Ф. и. о. исследователя	Район взятия образца	Название породы	Пределы пластичности в %		Число пластичности
			верхний	нижний	
Ю. М. Абелев	Баглей	Лёсс	20—24	16—18	4—7
"	Запорожье	"	22—24	18	3—7
"	Краматорск	"	24	14	10
"	Баглей	Лёссовидный суглинок	28—32	18—21	12—14
"	Запорожье	То же	30—34	14—18	12—18
"	Таганрог	"	30—31	20—21	9—11
"	Орск	"	31—35	17—22	10—16
"	Барнаул	"	21—23	14—16	7—9
С. С. Морозов	Кузнецк	"	35	17,5	17,5
"	Юг Украинской ССР	"	33—53	13—21	13—31
"	Север Украинской ССР	Лёсс	27	18—19	8—9
А. К. Ларионов	Юг Европейской части РСФСР	Лёссовые породы	21—36	14—21	7—21



n	4	11	11	24	59	35
---	---	----	----	----	----	----

Оценка проницаемости песчанистых пород по K_d

Проницаемые разности ($K_d < 0$)		Власть проницаемых оснований ($K_d > 0,5$)	Породы склонные к разбуханию ($K_d > 1$)
------------------------------------	--	--	--

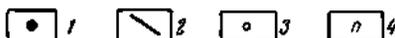


Рис. 70. Зависимость $\delta_{лр}$ от K_d (по В. С. Быковой)

1 — среднее значение интервалов; 2 — кривая, проведенная до основания среднemedианных значений; 3 — результаты отдельных испытаний; 4 — количество испытанных образцов

ке определения пределов пластичности у них сказывается в меньшей степени, чем у тяжелых, высокопластичных глин. Очевидно, чем тяжелее состав лёссовой породы, тем это влияние будет сказываться сильнее.

Некоторые имеющиеся в литературе данные о пластичности лёссовых пород СССР приведены в табл. 31.

Весьма важной характеристикой физического состояния и консистенции глинистых, в частности лёссовых, пород является предложенный В. А. Приклонским (1948) показатель уплотненности:

$$K_d = \frac{\epsilon_f - \epsilon}{\epsilon_f - \epsilon_p} = \frac{W_T - W_0}{M_p},$$

где ϵ , ϵ_f и ϵ_p — коэффициенты пористости (приведенная пористость) в естественном состоянии, при верхнем пределе пластичности и нижнем пределе пластичности;

W_T — верхний предел пластичности;

W_0 — влажность при полном заполнении пор водой
(весовая пористость);

M_p — число пластичности.

В настоящее время имеются достаточные основания полагать, что если величина K_d меньше 0 (отрицательная), то лёссовая порода должна обладать более или менее резко выраженными просадочными свойствами. Если величина K_d больше 0 (положительная), но не более 0,25, порода может обладать, а может и не обладать просадочными свойствами, причем если они есть, то выражены значительно слабее, чем у пород с отрицательным значением K_d . Если K_d больше 0,25 и особенно больше 0,5, лёссовая порода непросадочна и, наоборот, может набухать, причем тем больше, чем больше значение K_d . На рис. 70 показаны графики зависимости показателя уплотненности от просадочности для лёссовых пород южной части левобережья р. Днепра (по В. С. Быковой).

Для оценки консистенции глинистых пород, широко применяется так называемый показатель консистенции:

$$B = \frac{W - W_p}{M_p},$$

где W — влажность в естественном состоянии;
 W_p — влажность при нижнем пределе пластичности;
 M_p — число пластичности.

Условность показателя консистенции в применении к породам с естественной структурой неоднократно отмечалась в литературе. Несмотря на это, он до сих пор применяется в строительной и инженерно-геологической практике для приблизительной оценки состояния консистенции глинистых пород.

Однако в «Строительных нормах и правилах» издания 1954 г. оценку состояния лёссовых пород, как и песчаных, рекомендуется производить по степени водонасыщенности (или степени заполнения пор водой):

$K_w < 0,5$ — породы мало влажные;
 $0,8 > K_w > 0,5$ — породы очень влажные;
 $K_w > 0,8$ — породы, насыщенные водой.

Как мы ранее показали, эти пределы значений K_w для лёссовых пород недостаточно обоснованы.

Консистенцию глинистых пород, как известно, лучше определять прямым методом путем измерения тем или иным способом сопротивления породы внешним усилиям. Наиболее эффективным среди прямых методов можно считать метод конического пластометра, разработанный П. А. Ребиндером (Горькова, 1956). Он позволяет определить сопротивление породы вдавливанию металлического конуса.

Оно вычисляется по следующей простой формуле:

$$P_m = \frac{K\alpha F}{h^2}$$

где P_m — условное предельное напряжение сдвига, $кг/см^2$;
 F — сила, действующая на конус (нагрузка), $кг/см^2$;
 h — глубина погружения конуса в образец, отсчитываемая с точностью до 0,1 мм;
 K — постоянная величина для данного угла заострения конуса: при $\angle 30^\circ$ K равна 1,108; 45° — 0,658; 90° — 0,159;
 α — угол при вершине конуса.

КОЛЛОИДНЫЕ СВОЙСТВА

Под коллоидными свойствами глинистых пород понимают такие их свойства, которые зависят от присутствия в них тонкодисперсных (менее 0,005 мм) частиц, обладающих высокоразвитой удельной поверхностью, характерной для коллоидных систем. Высокоразвитая удельная поверхность породы определяет высокий потенциал поверхностной энергии, что и вызывает проявление характерных для коллоидных систем коллоидных свойств.

Коллоидные свойства обуславливаются силами, действующими на поверхности частиц раздробленной фазы, — в нашем случае, частиц тонкодисперсных минералов. Это — силы взаимодействия частиц друг с другом, частиц — с окружающим их поровым раствором и пленок связанной на поверхности частиц воды — друг с другом.

К коллоидным свойствам следует отнести такие свойства глинистых пород, как наличие в них большого количества воды, связанной поверхностью минералов, явления коагуляции и пептизации, набухание при увлажнении и усадку при высыхании, электроосмотические явления, тиксотропные превращения, синерезис, пластичные свойства, специфическое структурно-механическое, в частности реологическое, свойство и ряд других. Очевидно, чем больше содержание в породе тонкодисперсных фракций и чем меньше составляющие их частицы, тем отчетливее проявляются в ней коллоидные свойства. В применении к глинистым породам коллоидные свойства иногда называют просто «глинистыми свойствами».

Коллоидные свойства глинистых пород зависят не только от величины удельной поверхности породы, но и от качества этой поверхности, определяемой в свою очередь минералогическим составом тонких фракций. Коллоидные свойства проявляются отчетливее при монтмориллонитовом составе глинистых минералов, менее отчетливо — при каолинитовом их составе.

Кварц даже при высокой степени раздробленности практически не обладает коллоидными свойствами, и его наличие в

глинистой фракции снижает типичные глинистые свойства лёссовой породы.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что проявление коллоидных свойств зависит от концентрации порового раствора и состава растворенных в нем солей. С увеличением концентрации солей и относительным обогащением раствора щелочноземельными элементами (Ca, Mg) коллоидные свойства проявляются меньше. Порода становится как бы менее глинистой. В частности, уменьшается ее пластичность.

Таким образом, в лёссовых породах для проявления коллоидных свойств условия сравнительно неблагоприятные: небольшое содержание глинистой фракции, обычное присутствие в ней каолинита и кварца, высокая концентрация порового раствора, преобладание в нем солей кальция (карбонатов и сульфатов). Только в тяжелых разностях лёссовых пород (лёссовидных глинах), развитых в некоторых районах, например в южной части Украинской ССР, условия для проявления коллоидных свойств более благоприятны.

В настоящее время для тонкодисперсных систем П. А. Ребиндер предложил различать с коллоидно-химической точки зрения два основных типа структур, понимая под ними характер и прочность связей между тонкодисперсными, в том числе коллоидными частицами. Такими типами являются конденсационно-кристаллизационный и коагуляционно-диспергационный. Первый тип структуры обуславливает жесткость системы, характеризующейся подобно твердым телам упругими деформациями. Второй тип сообщает системе пластичные свойства и способность к пластическим деформациям.

При конденсационно-кристаллизационном типе структуры минеральные частицы связаны друг с другом в основном ионными силами. Нарушение такой системы носит характер хрупкого разрушения. При коагуляционно-диспергационном типе структуры минеральные частицы разделены тонкими, мономолекулярными прослойками дисперсионной среды, роль которой в породах играет поровый раствор.

Взаимопритяжение частиц молекулярными (вандерваальсовыми) силами осуществляется в этом случае и через прослойки раствора. Сами же прослойки обладают расклинивающим, а не связывающим действием. Очевидно, что чем тоньше разделяющие минеральные частицы прослойки порового раствора, тем сильнее их взаимодействие и более прочна структура. Наименьшей прочностью обладают молодые глинистые осадки (илы) с мощными пленками воды вокруг частиц. Для них характерна тиксотропная структура, разрушающаяся при механическом воздействии на породу и восстанавливающаяся после прекращения этого воздействия.

Ниже приведены виды структур с коллоидно-химической точки зрения для разных типов пород.

Наименование структур	Краткая характеристика структур
Коагуляционные, тиксотропные	Основная причина связности — вандерваальсовы силы Способны к обратимому восстановлению связей. Обладают сравнительно низкой прочностью и пластично-вязкостными свойствами
Конденсационные	Образуются под действием химических сил главных валентностей, а также при непосредственном сближении частиц твердой фазы. Обладают высокой прочностью. Необратимо разрушаются при механическом воздействии.
Смешанные коагуляционно-конденсационные	Проявляют промежуточные свойства между двумя главными типами структур

Лёссовые породы относятся к породам со смешанной структурой. Наличие глинистых минералов способствует возникновению в лёссовых породах коагуляционно-диспергационных пластифицированных структур, а выкристаллизованные из порога раствора соли, образующие вокруг частиц, в частности на контактах между ними, жесткие корочки, способствуют возникновению конденсационно-кристаллизационных жестких структур. Степень проявления того или другого типа структур зависит от влажности породы и характера ее засоленности, обуславливающей концентрацию порога раствора и регулирующей выпадение из него минералов в твердом виде.

При изменении степени увлажнения участие того или другого типа структуры меняется. В просадочных лёссовых породах с невысокой влажностью преобладает конденсационно-кристаллизационная структура, переходящая по мере увеличения влажности и растворения солей в коагуляционно-диспергационную, характерную для гомогенных глинистых пород.

Вследствие высокой концентрации солей в поровом растворе лёссовых пород, особенно при небольшой влажности, коллоидная и вообще тонкодисперсная часть их находится в свернутом состоянии. Это обуславливает в основном пылеватый состав лёссовых пород при полудисперсном методе анализа. Только специальной химической подготовкой можно увеличить, иногда значительно, выход глинистой фракции. То же явление пептизации может происходить и в естественных условиях, например, при поступлении в лёссовые породы большого количества пресных вод из оросительных систем, водохранилищ, при утечках из водопроводной сети и т. п. Пептизация тонкодисперсной части лёссовых пород может привести к уменьшению коэффи-

циента фильтрации породы, а иногда — к суффозионным явлениям.

Коллоидные свойства лёссовых пород могут также проявляться, если эти породы находятся в водонасыщенном состоянии, например ниже уровня грунтовых вод. В этом случае они могут обладать пльвинными свойствами, приближаясь к злостным (истинным) пльвунам.

Коллоидные свойства проявляются при пропускании через водонасыщенный массив лёссовых пород (например, при устройстве из них дамб и плотин размывным способом) постоянного электрического тока.

Исследования Б. П. Горбунова показали, что в этом случае наблюдаются отчетливо выраженные электроосмотические явления, позволяющие искусственно осушать эти породы, которые практически плохо отдают воду при обычных способах дренирования.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Изучение механических характеристик лёссовых пород — сжимаемости и сопротивления сдвигу — важная задача инженерной геологии. Эти показатели необходимы для решения многих важнейших практических задач, связанных с расчетами устойчивости сооружений, оползневых склонов и др.

Кроме того, механические показатели могут быть использованы при изучении условий формирования прочности лёссовых пород. Наконец, сжимаемость, несомненно, является также геологическим показателем, по которому можно восстановить некоторые черты геологической истории данной территории.

Механические характеристики лёссовых отложений теснейшим образом связаны с химико-минералогическим составом, характером увлажненности и структурно-петрографическими особенностями пород. Это позволяет по составу и особенностям структуры прогнозировать те или иные механические свойства пород; с другой стороны, при определенной влажности механические показатели могут указывать на петрографический тип породы.

Выявление этой взаимозависимости является, несомненно, шагом вперед в познании важнейших свойств глинистых пород, в том числе лёссовых отложений.

Сопротивление лёссовых пород раздавливанию определяется путем испытания кубиков грунта на сжатие при условии свободного расширения в стороны.

К. И. Лисицыным (1932) впервые было определено сопротивление сжатию кубиков предкавказских лёссовых пород, составившее от 3 до 19 кг/см². При этом он установил, что критическая величина раздавливания образцов быстро падает по мере увеличения влажности.

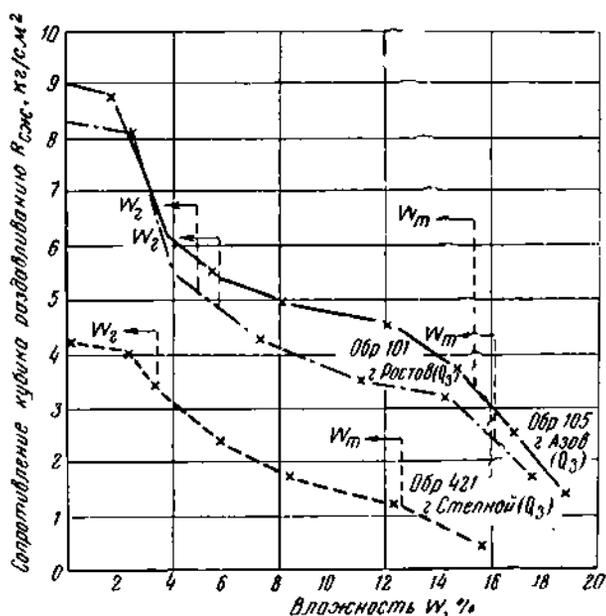


Рис. 71. Зависимость величины сопротивления раздавливанию кубика от влажности
 W_T — влажность, соответствующая максимальной гигроскопической влагоемкости; W_m — влажность, соответствующая максимальной молекулярной влагоемкости

А. К. Ларионов произвел испытания более 100 образцов на одноосное сжатие, причем раздавливанию подвергались кубики с площадью граней 4—6 см².

Проведенные им опыты позволяют сделать следующие выводы:

1. Сопротивление раздавливанию кубиков в различных типах лёссовых пород, обладающих разной влажностью, колеблется от 0,7 до 14 кг/см².

2. Наиболее высокое сопротивление раздавливанию характерно для лёссовых пород с агрегативной структурой левобережья р. Кубани и Донбасса. При влажности от 3,2 до 18,5% разрушение кубиков из этих пород возникало в пределах давлений 1,9—14 кг/см².

Сравнительно низкое сопротивление раздавливанию показали лёссовые породы с зернистой структурой районов Восточного Ставрополя. Их раздавливание при влажности от 3,1 до 15,5% происходило в интервале давлений от 0,7 до 9,5 кг/см².

Лёссовые породы зернисто-агрегативной структуры занимали промежуточное положение.

3. По мере увеличения влажности лёссовых пород прочность их на раздавливание быстро уменьшается. Особенно резко

уменьшается сопротивление действующим давлением при влажности, превышающей максимальную гигроскопичность.

На рис. 71 показаны графики изменения прочности лёссовых пород на раздавливание по мере возрастания их влажности.

4. Сопротивление лёссовых пород раздавливанию носит анизотропный характер. При раздавливании в вертикальном направлении прочность кубиков бывает на 15—30% выше, чем при раздавливании в направлении, перпендикулярном к вертикальной плоскости образца.

5. Сопротивление раздавливанию образцов с большей площадью несколько более высокое. Попытки установить математическую зависимость величины сопротивления раздавливанию $R_{сж}$ от размеров кубиков успехом не увенчались.

Сжимаемость без возможности бокового расширения. Как известно, способность пород к сжатию в лабораторных условиях определяется в компрессионных приборах. При этом закономерный характер носят только кривые сжатия глинистых грунтов при испытании их в условиях полного водонасыщения.

Лёссовые породы, залегающие выше уровня грунтовых вод, большей частью представляют собой маловлажные грунты, поры которых заполнены главным образом воздухом. Получаемые при исследовании таких пород компрессионные кривые не имеют закономерных очертаний, что определяется рядом особенностей этого типа грунтов. Сжимаемость лёссовых пород может характеризоваться значениями коэффициента сжатия «а» для интервала нагрузки 1—2 кг/см². Значения коэффициента сжатия лёссовых пород различных районов более чем по 1000 определениям колеблются от 0,005 до 0,067 кг/см². Сжимаемость теснейшим образом связана с влажностью пород и, в меньшей степени, с другими свойствами.

Рассмотрим зависимости характера уплотнения грунтов от различных факторов.

1. Зависимость сжимаемости от влажности лёссовой породы. Вопросами изучения влияния увлажнения лёссовых пород на их сжимаемость занимались Ю. М. Абелев (1948), Н. Я. Денисов (1946, 1953), С. Н. Максимов (1956), которые указывали, что сжимаемость лёссовых пород возрастает по мере увеличения их влажности.

Исследования А. К. Ларионова позволили сделать ряд выводов о связи компрессионной сжимаемости с влажностью лёссовых пород:

1. С увеличением влажности сжимаемость разных структурных типов лёссовых пород изменяется по своему. Наименее сказывается возрастание влажности на уплотнение зернистых лёссовых пород. До влажности 15—18% они изменяют сжимаемость незначительно, после чего величина уплотнения резко возрастает. Примером может служить образец, взятый в районе

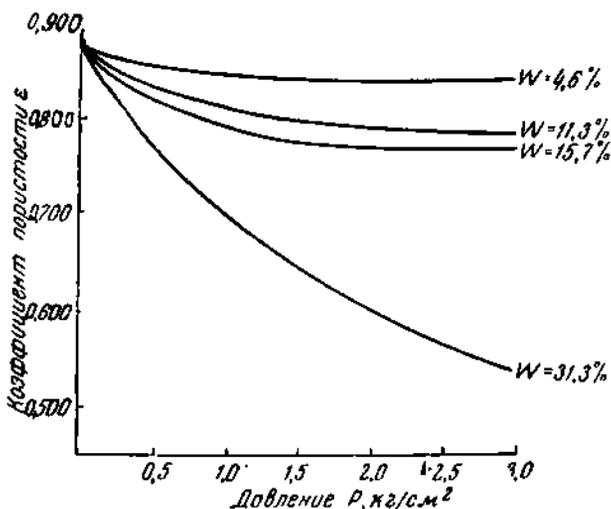


Рис. 72. Изменение сжимаемости лёссовой породы с зернистой структурой по мере увеличения влажности

г. Моздок на III надпойменной террасе, испытанный на сжатие при влажностях 4,6—11,3; 15,7—31,3%. Изменение сжимаемости этого образца иллюстрируется графиком, показанным на рис. 72.

В агрегативных глинистых разностях лёссовых пород в большей степени проявляется зависимость сжатия от величины увлажнения, но определенной закономерности уловить пока не удалось.

2. Увеличение сжимаемости, вызываемое возрастанием влажности, наиболее резко проявляется при давлениях, превышающих природные.

3. По мере возрастания влажности лёссовых пород быстро увеличивается продолжительность консолидации. Это свойство проявляется главным образом в породах с агрегативной и агрегативно-зернистой структурой. Повышение сжимаемости по мере увеличения влажности связано с возрастанием пептизации тонких частиц (Денисов, 1953), причем каждому значению влажности соответствует своя степень пептизации. Эти данные Н. Я. Денисова подтверждаются результатами испытания на сжимаемость лёссовых пород с разной степенью глинистости. При повышении содержания глинистых частиц количественно возрастает эффект пептизации, что и ведет к повышению сжимаемости породы. Характер пептизации определяется содержанием различных типов агрегатов в составе лёссовых пород. Чем значительнее количество неводоустойчивых агрегатов, тем более возрастает сжимаемость по мере повышения влажности.

Возрастание сжатия породы с увеличением влажности имеет большое практическое значение, так как этот процесс влечет за собой значительные деформации сооружений. Следовательно,

существующая практика оценки осадки сооружения по данным компрессионных испытаний, выполненных зачастую на подсушенных образцах и без учета эксплуатационного повышения влажности лёссовых пород, не может давать удовлетворительных результатов.

II. Зависимость сжимаемости от минералогических и структурно-петрографических свойств лёссовых пород.

При одинаковой влажности пород сжимаемость в определенной степени зависит от структурно-петрографических свойств лёссовых пород. Влияние состава коллоидно-дисперсных минералов уловить не удалось, что объясняется более существенным значением структурных особенностей пород, как бы маскирующих роль микроминералов.

При наличии агрегативного типа структуры пород особенно резко сказывается зависимость сжимаемости от начальной влажности. Так, при влажности $> 18\%$ и давлении 3 кг/см^2 уменьшение начальной пористости составляет от 6 до 15% . При влажности $14-18\%$ оно составляет $3-7\%$. Наконец, при влажности $< 14\%$ пористость уменьшается до $1-4\%$.

Определенное влияние оказывает также начальная пористость пород. Установить связь между сжимаемостью и начальной пористостью не удалось. Более ярко выступает связь между содержанием свободного воздуха (Γ_ϕ) в образцах и способностью пород к уплотнению.

Некоторые данные о взаимоотношении этих показателей приведены в табл. 32.

Таблица 32

Место отбора образца	Начальная величина Γ_ϕ в %	Начальная влажность W в %	Уменьшение пористости при сжатии под давлением 3 кг/см^2 в %
Целина (Ростовская область)	25,0	14,5	6,4
Ейск (Южное Приазовье)	20,8	14,7	4,9
Шахты (Донбасс)	17,2	14,7	4,1
Крепь (Сало-Маньч)	16,5	14,1	3,9

При одинаковой влажности лёссовые породы с агрегативной структурой оказались сильнее сжимаемыми в образцах, обладающих более высоким содержанием свободного воздуха.

В породах зернистой структуры общее сжатие, как правило, несколько больше, чем в агрегативных породах. Если в последних сжатие под давлением 3 кг/см^2 вызывает уменьшение общей пористости, редко достигающее 10% , то в лёссовых породах с зернистой структурой оно составляет в отдельных случаях до 12% .

Сжимаемость этого типа пород также зависит от влажности и начальной пористости.

Главное различие между породами с агрегативной и зернистой структурой заключается в скорости уплотнения.

Консолидация сжатия образцов высотой $h = 20$ мм в породах с зернистой структурой наступает в интервале давления $1-2$ кг/см² на вторые-третьи сутки в зависимости от начальной влажности, в то время как породы с агрегативной структурой стабилизируются при таком же давлении на четвертые — девятые сутки. Подобное различие в скорости консолидации объясняется разной толщиной упругих глинистых пленок, разделяющих песчано-пылеватые частицы. Чем она больше, тем значительней суммарная упругость водно-коллоидных связей. Кроме того, определенную роль играет состав преобладающих коллоидно-дисперсных минералов.

Сжимаемость лёссовых пород с зернисто-агрегативной структурой занимает промежуточное место между ранее рассмотренными типами пород.

Таким образом, сжимаемость в определенной степени связана со структурными особенностями пород:

Породы с агрегативной структурой	Породы с зернистой структурой
Устанавливается тесная зависимость сжимаемости от влажности	Сжимаемость зависит от влажности, но четкая взаимосвязь не устанавливается
Начальная пористость оказывает влияние на сжимаемость	Начальная пористость оказывает значительное влияние на сжимаемость
Скорость консолидации под давлением $1-2$ кг/см ² 4—9 суток	Скорость консолидации под давлением $1-2$ кг/см ² 2—3 суток
Величина сжатия образцов с влажностью ниже оптимальной сопровождается уменьшением пористости до 7—10%	Величина сжатия образцов с влажностью ниже оптимальной сопровождается уменьшением пористости до 10—12%

В процессе уплотнения тип структуры породы не изменяется, но при значительных давлениях возможен переход в подтип с меньшей активной пористостью.

III. Некоторые другие факторы, влияющие на сжимаемость, Ф. Л. Андрухин (1937) указывает, что для лёссов Приташкентского района сжимаемость просадочных пород оказывается значительно более высокой, чем непросадочных пород. Так, при давлении 1 кг/см², коэффициент уплотнения просадочных лёссовых пород на не проявленных участках, по его данным, равен 0,140, непросадочных пород на непросадочных массивах — 0,080.

Это может быть объяснено различными исходными условиями испытания указанных образцов. Так, даже при разной исходной влажности важную роль безусловно играет начальная пористость. Наконец, определенное значение имеет структура пород.

Н. И. Кириченко (1955) на основании изучения лёссовых пород Саксаганского района (УССР) пришел к выводу о том, что сжимаемость «типичного лёсса» в среднем в 3—4 раза выше, чем сжимаемость лёссовидных суглинков.

Это с точки зрения различных структурных типов подтверждает наши данные о более высокой общей сжимаемости лёссовых пород с зернистой структурой (которой обладают саксаганские лёссы) сравнительно с сжимаемостью лёссовидных суглинков, несомненно, имеющих агрегативную или зернисто-агрегативную структуру.

В заключение отметим, что при обжатии лёссовых пород разными давлениями значение коэффициента сжимаемости « a » возрастает до предела давлений 2—3 $кг/см^2$, а затем оно начинает быстро уменьшаться. Это в особой степени относится к породам зернистой структуры, где резко проявляется указанная зависимость.

Подобное уменьшение сжимаемости легко объясняется уплотнением малых образцов, наступающим после их обжатия давлением в 3 $кг/см^2$.

Модуль деформации. Определение модуля деформации должно производиться на основании данных испытания грунтов статическими нагрузками. Расчет его по результатам компрессионных испытаний грунтов при наличии трехфазных систем (вода + твердая часть + воздух) теоретически не обоснован.

Модуль деформации, по данным полевых испытаний статической нагрузкой с площадью штампа 5000 $см^2$, колеблется от 23 до 520 $кг/см^2$. Наиболее высокие значения относятся к породам с влажностью меньше оптимальной ($< 17—18\%$). Модуль деформации сильно увлажненных лёссовых пород (с влажностью больше 20—25%) сравнительно невысокий, как правило, ниже 150 $кг/см^2$.

В водонасыщенных лёссовых породах при степени насыщения пор $> 0,8$ величина E_0 оказывается в большинстве случаев меньше 45—50 $кг/см^2$.

Модуль деформации лёссовых пород с зернистой структурой при близких значениях влажности оказывается более высоким, чем модуль деформации пород, обладающих агрегативной структурой.

Сопротивление сдвигу. Этот важный показатель механической прочности пород вследствие отсутствия единой теоретически обоснованной методики определения колеблется, по многочисленным данным, в весьма широких пределах.

Часто для одного и того же образца разные лаборатории дают совершенно несопоставимые данные.

Дискуссия на страницах журнала «Гидротехническое строительство», развернувшаяся в 1954 г., продемонстрировала отсутствие единства взглядов и наличие крупных дефектов в существующих методах испытания сопротивления грунтов на сдвиг.

В своей последней работе Н. Я. Денисов (1956) предлагает определять сопротивление сдвигу глинистых пород в обстановке максимального приближения к условиям их будущей работы. Он рекомендует проводить для каждого образца комплекс испытаний. При этом нижний предел возможных колебаний значений сопротивления сдвигу пород при условии изменения только давления определяется при заданных нагрузках сразу же после их приложения к образцам.

Если возможно исчезновение сцепления упрочнения, то сопротивление сдвигу устанавливается на пастах, имеющих соответствующую плотность.

Верхний предел изменения сопротивления сдвигу глинистых грунтов определяется по окончании процесса уплотнения и упрочнения образцов под влиянием заданных нагрузок.

Подобная схема испытания сопротивления сдвигу позволяет получить более точные расчетные данные для проектирования сооружений.

В последнее время сопротивление сдвигу определяется при помощи приборов трехосного сжатия — стабилометров.

Энтузиастом этого метода является М. Н. Гольдштейн, организовавший широкие исследования прочности лёссовых пород при помощи стабилометров в лаборатории Днепропетровского института инженеров транспорта.

Этот метод дает возможность изучать характер изменения сопротивлению сдвига лёссовых пород при изменении влажности.

Так, на совещании по строительству на лёссовых породах в Днепропетровске в 1957 г. П. Я. Гольдберг демонстрировал результаты исследования лёссовых пород в стабилометрах, показав, что в момент замачивания лёссовых пород сопротивление их сдвигу резко падает.

Сопротивление лёссовых пород сдвигу зависит от ряда факторов, из которых главными являются плотность и влажность. Многочисленные определения расчетных величин углов трения показали, что их значения колеблются в зависимости от прилагаемого нормального давления и влажности в пределах от 5 до 31°. Сцепление изменяется от 0 до 0,42 кг/см².

При определении сопротивления сдвигу в неуплотненных лёссовых породах в условиях гидродинамического режима, т. е. в момент замачивания, уменьшается угол внутреннего трения на 4—8° и понижается величина сцепления. Вследствие неопределенности условий в момент среза образца данные, полученные

последним методом, являются случайными и не могут быть рекомендованы в качестве расчетных.

Перед исследователями до сих пор стоит проблема разработки теоретических основ и методики испытания лёссовых пород на сдвиг для объективных определений углов внутреннего трения и сцепления.

Г л а в а 9

ВОДА В ЛЁССОВЫХ ПОРОДАХ

ВИДЫ ВОДЫ В ЛЁССОВЫХ ПОРОДАХ

Лёссовые породы относятся к глинисто-пылеватым породам. Поэтому существующие представления о видах воды в глинистых породах, вообще говоря, применимы и к лёссовым породам.

Как известно (Приклонский, 1955), воду в глинистых породах можно классифицировать с различных точек зрения. С инженерно-геологической точки зрения наибольший интерес представляет классификация воды в лёссовых породах по влиянию ее на их свойства, в частности на важнейшее из них — просадочность.

В глинистых породах, как и вообще в тонкодисперсных системах, с точки зрения природы сил, под преобладающим влиянием которых находится в них вода, можно выделить:

1) воду внутри кристаллической решетки минералов, например в гипсе;

2) воду, находящуюся под преобладающим влиянием сил в поверхности раздела минерал — поровый раствор (так называемая связанная вода);

3) воду, находящуюся под преобладающим влиянием сил в поверхности раздела поровый раствор — газовая фаза (капиллярная вода);

4) воду, находящуюся только под влиянием сил тяжести (гравитационная вода). Часть гравитационной воды может быть иммобилизована внутри пор.

В зависимости от состава структуры и естественной влажности породы в ней преобладает тот или иной вид воды. В сухих лёссовых породах с влажностью ниже или около нижнего предела пластичности преобладает связанная и отчасти капиллярная вода. В сильно увлажненных или водонасыщенных породах большее значение приобретает гравитационная вода. Вода, связанная в решетках минералов, может оказывать некоторое влияние на естественную влажность сухих лёссовых пород, определяемую путем высушивания образца при 105°C , так как в неко-

торых минералах (например, в гипсе) часть этой воды выделяется при температуре ниже 100°C , особенно в тех случаях, когда нагревание продолжается долго.

Для характеристики воды, связанной на поверхности минералов, в инженерно-геологической практике принимают такие показатели, как гигроскопичность, максимальная гигроскопичность, максимальная молекулярная влагоемкость, нижний предел пластичности. Однако следует иметь в виду, что при постепенном увеличении влажности от сухого до водонасыщенного состояния в глинистой породе столь же постепенно происходит увеличение содержания капиллярной, а затем и гравитационной воды. Поэтому широко еще распространено мнение о том, что при влажности, отвечающей нижнему пределу пластичности или максимальной молекулярной влагоемкости, в породе находится только связанная вода, нельзя считать правильным, особенно для лёссовых пород в естественном состоянии. Некоторая часть воды при этой влажности, несомненно, находится в лёссовых породах в капиллярном (вода кольцевых менисков или так называемая вода углов пор) или даже в свободном, но неподвижном (иммобилизованном) состоянии. С увеличением влажности относительное содержание этих видов воды постепенно увеличивается.

Часть воды в лёссовых и вообще в глинистых породах не обладает растворяющей способностью. Это так называемый нерастворяющий объем связанной воды. С достаточной степенью точности можно принять влажность, отвечающую нерастворяющему объему, равной максимальной гигроскопичности.

Зная максимальную гигроскопичность и естественную влажность легко вычислить количество воды, в котором растворены обычно присутствующие в лёссовых породах воднорастворимые соли, а зная степень засоленности породы можно определить состав и концентрацию порового раствора. Судя по имеющимся данным, даже при небольшой естественной влажности, характерной для лёссовых пород, легкорастворимые соли (например, хлористый натрий) находятся в поровом растворе только в растворенном виде. Среднерастворимые соли (например, гипс) в зависимости от общего содержания их в породе могут находиться как в растворенном, так и в нерастворенном виде. В случае, когда гипс присутствует и в твердом виде, поровый раствор, очевидно, насыщен им. Труднорастворимые соли (например, карбонат кальция) содержатся в лёссовых породах преимущественно в твердом виде, причем поровый раствор всегда ими насыщен в соответствии с парциальным давлением углекислоты и другими факторами, влияющими на растворимость карбонатов.

Состав и концентрация солей в поровом растворе определяют состав обменных катионов в лёссовой породе и степень скоагулированности ее глинистой части.

Соотношение между количеством воднорастворимых солей, находящихся в поровом растворе и в твердом виде, и степень их растворимости в данных физико-химических условиях имеют весьма важное значение при приготовлении водных вытяжек.

В процессе приготовления водной вытяжки происходят обменные реакции между раствором и обменным комплексом породы, причем адсорбционное равновесие сдвигается в пользу кальция (Приклонский, 1955).

В результате этого в водной вытяжке по сравнению с поровым раствором породы при естественной влажности повышается содержание ионов натрия и понижается количество ионов кальция. Следует отметить, что разница тем больше, чем больше емкость обмена породы и выше содержание в ней обменного натрия. Это обстоятельство надо иметь в виду при оценке результатов анализа водных вытяжек из лёссовых пород.

Присутствие в водной вытяжке из лёссовой породы карбоната натрия (соды) объясняется, как правило, сдвигом адсорбционного равновесия. Поэтому единственно надежным способом определения химического состава порового раствора и распределения катионов между обменным комплексом породы и воднорастворимыми минералами является анализ непосредственно выделенного из образца (тем или иным способом) порового раствора. Понятно, что все сказанное не относится к анионному составу простых солей в породе (ионы Cl , SO_4 , HCO_3 , CO_3), обычно не участвующих в обменных реакциях между поровым раствором и обменным комплексом.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ВОДЫ НА СВОЙСТВА ЛЕССОВЫХ ПОРОД

Как известно, вода играет большую роль как фактор, обуславливающий физико-механические свойства и поведение лёссовых пород под сооружениями. Так, при малой влажности (меньше влажности нижнего предела пластичности) лёссовые породы могут выдерживать большие нагрузки и держать характерные для них вертикальные откосы. При увеличении влажности прочность лёссовых пород снижается, а многие разности их обнаруживают просадочные свойства, вызывая значительные деформации сооружений. В водонасыщенном состоянии лёссовые породы приобретают плавунные свойства.

Еще недавно связанность лёссовых, как и вообще глинистых, пород объяснялась на основе капиллярной теории. Причиной связанности считалось поверхностное натяжение воды в порах породы. Сейчас доказана ошибочность этой теории.

На смену капиллярной теории пришла теория связанности за счет пленочной (связанной) воды. Согласно этой теории, физико-механические свойства лёссовых пород при небольшой

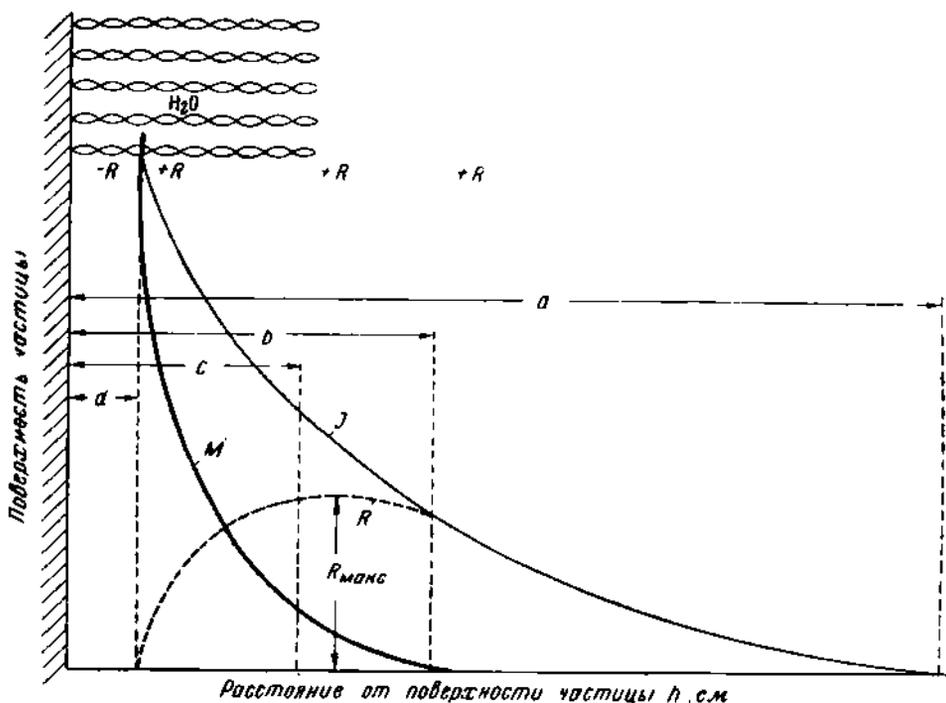


Рис. 73. Силы взаимодействия между минеральными частицами в лёссовых породах

I — силы ионного отталкивания и расклинивающего давления водных пленок; M — силы молекулярного притяжения; R — результирующая сил I и M ; a — до 10^{-3} см; b — до 10^{-2} см; c — до 10^{-1} см

влажности объяснялись связывающим действием пленок воды, окружающих минеральные частицы и обуславливающих повышенное сопротивление сдвигу между ними.

Детальные исследования свойств тонких слоев воды на твердых поверхностях, произведенные Б. В. Дерягиным, опровергли и пленочную теорию. Было доказано, что тонкие пленки воды, окружающие минеральные частицы в лёссовых породах, обладают не связывающим, а, наоборот, расклинивающим действием. При утолщении по мере увеличения влажности породы водные пленки оказывают давление на частицы породы, стремясь раздвинуть их, и тем самым уменьшают ее связанность и прочность.

Наиболее отвечающей действительности следует считать современную теорию связанности тонкодисперсных тел П. А. Ребиндера и его школы. Согласно этой теории, между частицами тонкодисперсных тел существуют одновременно и отталкивающие и притягивающие силы. Отталкивающие силы минеральных частиц в лёссовых породах обусловлены расклинивающим действием тонких пленок воды и электростатическим отталкиванием

одновременно заряженных двойных электрических слоев или гидратноионных оболочек. Силы притяжения имеют молекулярную природу (силы Ван-дер-Ваальса).

Радиус действия сил отталкивания больше радиуса действия сил притяжения. Обе категории сил увеличиваются с уменьшением расстояния между частицами, однако интенсивность нарастания сил притяжения больше интенсивности нарастания сил отталкивания. При достаточном сближении частиц силы притяжения начинают преобладать над силами отталкивания, после чего частицы прочно скрепляются друг с другом. На рис. 73 приведена, по современным представлениям, развитым в коллоидной химии, схема воздействия сил молекулярного притяжения частиц и сил полного отталкивания, в значительной степени определяющих природу связности лёссовых пород. Сближение частиц в глинистых породах в природных условиях может происходить или вследствие синерезиса, или под влиянием гравитационного уплотнения, или в процессе высыхания. Надо полагать, что для лёссовых пород более характерен последний процесс.

Высыхание сопровождается увеличением концентрации порового раствора, причем труднорастворимые, а иногда и средне-растворимые соли, достигая предела растворимости в данных условиях, выпадают в осадок, заполняя часть пор и окружая частицы пленками и корочками солей. Этот процесс приводит к цементации породы и повышению ее прочности. Его можно считать характерным для процессов формирования лёссовых пород и их прочности.

Таким образом, связность, прочность и другие механические свойства лёссовых пород обуславливаются, по крайней мере, двумя факторами: непосредственным молекулярным взаимодействием (притяжением) частиц и цементирующим влиянием выпавших в осадок и раскристаллизовавшихся простых солей. В первом случае частицы обычно разделены остаточными водными пленками очень небольшой толщины, равной двум диаметрам молекулы воды. Этот тип связей, по П. А. Ребиндеру, называется коагуляционно-диспергационным. Во втором случае природа связей тождественна с природой связей в кристаллических решетках минералов ионного типа. По П. А. Ребиндеру, они называются кристаллизационно-конденсационными структурными связями.

Характерным свойством коагуляционно-диспергационных структур является их способность к пластическим деформациям и ползучести. Конденсационно-кристаллизационные структуры отличаются жесткостью, упругостью и хрупкостью.

Структурные связи в лёссовых породах имеют сложную природу и представляют собой смешанный тип. В зависимости от петрографических особенностей структуры могут быть преимущественно кристаллизационно-конденсационные, преимуществен-

но коагуляционно-диспергационные или собственно смешанные. Кроме того, отличаться могут структуры разных участков одной и той же толщи лёссовых пород. Можно полагать также, что с увеличением влажности преобладают связи коагуляционно-диспергационного типа, а с уменьшением — кристаллизационно-конденсационного типа.

В соответствии со смешанным характером структурных связей в лёссовых породах характерные для них просадочные явления, происходящие при увлажнении, объясняются различными процессами. Действительно, при увеличении влажности могут растворяться соли, цементирующие частицы, вызывая уменьшение и исчезновение связей кристаллизационно-конденсационного типа, что влечет за собой разрушение агрегатной системы породы. Одновременно с этим увеличивается толщина водных прослоек на контактах между частицами, расклинивая их и вызывая ослабление и уменьшение связей коагуляционно-диспергационного типа. При значительном количестве поступающей в породу воды могут начаться суффозионные процессы с перемещением тонких частиц и при подходящих условиях выносом их из породы (лёссовый карст).

Понятно, что роль каждого из перечисленных процессов в развитии просадочных явлений различна и зависит от характера породы, состава проникающей в породу воды и условий проникновения (сверху, снизу, большими или небольшими количествами и т. д.).

При большом увлажнении лёссовые породы начинают приобретать пльвунные свойства, приближающиеся часто к свойствам истинных пльвунов.

Г л а в а 10

ПРОСАДОЧНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Достаточно широко известна способность лёссовых пород давать при увлажнении просадку поверхности земли и дополнительную осадку сооружений. В основе этих процессов заложена одна причина, поэтому, несмотря на некоторые количественные и качественные различия в действующих давлениях, необходимо рассматривать их как разновидности единого просадочного явления.

Первые описания просадочных явлений появились в литературе еще до Великой Октябрьской социалистической революции (Штукенберг, 1905). Позднее просадочные деформации каналов, построенных на территориях, сложенных лёссовыми породами в Средней Азии и на Северном Кавказе, были детально описаны в работах В. А. Пышкина (1928), И. Е. Хеладзе

(1929), В. С. Гвоздева (1930), К. И. Лисицына (1931), Е. А. Замарина и М. М. Решеткина (1932), А. К. Волкова (1931), М. М. Решеткина (1934), А. А. Аничкова (1935), Н. Я. Денисова (1937), Ф. И. Воронова (1938) и др.

Первые описания деформаций зданий и сооружений, возникших вследствие дополнительных осадок лёссовых оснований, последовавших после их увлажнения, были даны Б. И. Михеевым (1930), Ю. М. Абелевым (1931), А. Г. Глаголевым (1931), В. И. Гужовым (1938) и др.

Описания просадок на полях орошения приведены в работах П. Ф. Мартынова (1938), А. Е. Бабинца (1951) и др.

Просадочные формы рельефа районов Предкавказья впервые были описаны К. И. Лисицыным (1932).

Рассмотрим механизм просадочных явлений и формы их развития.

СОБСТВЕННО ПРОСАДКИ

Собственно просадки — деформации лёссовых пород при увлажнении, порождаемые только действием собственного веса толщи. По происхождению источников увлажнения они могут быть разбиты на две группы: а) просадки естественные, порождаемые природным смачиванием лёссовой толщи; б) просадки антропогенные, являющиеся результатом жизнедеятельности человека и возникающие на участках гидротехнических сооружений, полей орошения и т. д.

Естественные просадки образуют разнообразные просадочные микро- и мезорельефные формы. Характерная их черта — сравнительно длительное развитие. Рельефные формы естественных просадок можно делить на древние и современные. Древние просадки часто развиты на участках, сложенных либо слабо просадочными или непросадочными лёссовыми породами.

Они образовались, очевидно, в период, когда лёссовые породы окружающей территории сохраняли способность к просадке, исчезнувшую впоследствии. Древние просадочные рельефные формы распространены в пределах Воронежской и Каменской областей. Они в одних случаях оказываются погребенными под толщей лёссовых пород, как, например, в обрывах берега Азовского моря, а в других случаях сохраняются в рельефе в виде блюдец, западин, долов, получив дополнительное развитие в результате процессов эолового выдувания, суффозии и действия других факторов. Подобные рельефные формы древнего происхождения, не соответствующие современной просадочности пород, описаны на правом берегу р. Воронеж Л. С. Осокиным (1945), а в районе Люблинской возвышенности в Польше — Г. Марушаком (Maguszczak, 1953).

Современные просадки приурочены только к массивам лёссо-

вых пород, сохраняющим и в настоящее время высокую просадочность. Эти формы просадок широко развиты в полузасушливых и засушливых степях. По внешнему виду отличить современные просадки от древних часто весьма трудно, поэтому неправильна оценка просадочности, в свое время предложенная В. С. Гвоздевым, которая основывалась на аналогии между возможностью просадки и морфологией имеющихся в исследуемом районе просадочных блюд.

Современные просадочные западины и блюдца редко достигают максимального развития, соответствующего полной просадочности лёссовой толщи. В большинстве случаев под дном западин обнаруживаются слои лёссовых пород, сохраняющие способность к просадке. На рис. 74 показаны разрезы детально исследованных западин в районе Терско-Кумского канала и на правобережье Дона у ст. Николаевской. В обоих случаях под современными ступенными блюдцами сохранились слои лёссовых пород, способные к просадке.

Наиболее развиты западины на водораздельных плато и поверхности верхних надпойменных террас. На склонах и нижних террасах они встречаются редко. Это связано с условиями инфильтрации атмосферных и снеговых вод в лёссовые толщи, а также генезисом пород.

Часто степные блюдца служат аккумуляторами воды, которая сохраняется в них до середины лета. Такие пруды в безводных местностях используются для водопоя скота (рис. 75).

Кроме западин и степных блюдцев, существует ряд других рельефных форм, образование которых в той или иной степени связано с явлением естественных просадок. В первой главе была приведена классификация подобных форм. Из классификации видно, что к просадочным рельефным образованиям относятся микроформы волнистости пологих склонов, наблюдающиеся в районах полузасушливых степей юга Европейской части

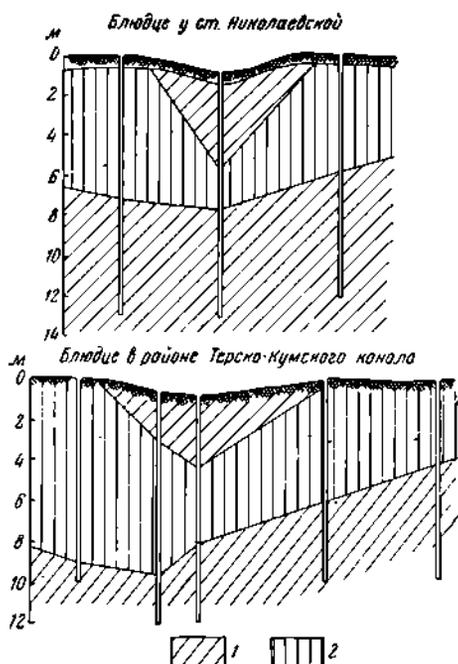


Рис. 74. Разрезы лёссовой толщи на участках западин

1 — непросадочная лёссовая порода; 2 — просадочная лёссовая порода



Рис. 75. Блюдце, заполненное водой (Ергенинское плато)

РСФСР, а также мезообразования — бессточные доли. Последние отличаются от западин большими размерами; длина их достигает 350 м, ширина 40—80 м и глубина 6 м. Они также приурочены к платообразным участкам лёссовых массивов и встречаются в районе Центральных Ергеней.

Характерной чертой просадочных долов является полная бессточность. Их формирование связано в начальной стадии с процессами естественных просадок. Увеличение столба воды по мере углубления блюдца ведет к возникновению механической суффозии частиц, химическому растворению солей и выносу их в более глубокие горизонты. Послойное определение гранулометрического состава пород в центральной и периферийной частях западины в районе г. Степного, выполненное А. К. Ларионовым, показало, что придонная часть блюдца обеднена коллоидно-дисперсными частицами, в то время как на глубине 3—5 м от дна количество их увеличивается, превышая содержание в периферийной зоне блюдца.

Подобная же роль механической суффозии отмечена Г. Марущаком (1953) для западин в лёссовых породах Люблинской возвышенности (Польша). Р. С. Кац (1935) указывал, что в лёссах донной части западин юга Украины содержание воднорастворимых солей низкое, но на глубине 3—4 м оно резко возрастает. Этим еще раз подтверждается мнение о растворении и выносе солей из донной части блюдца на глубину.

И. Д. Седлецкий и В. П. Ананьев (1954_а) на основании минералогического изучения коллоидно-дисперсной части лёссовых пород на участках западин установили, что просадочные блюд-

да сложены лёссовыми породами, в которых преобладает каолинит, а породы непросевших участков содержат монтмориллонит. Они считают, что каолинит, характеризуясь малой гидрофильностью и способностью к набуханию, способствует возникновению просадочных деформаций, поэтому блюдца и возникают на участках, сложенных определенными минералогическими типами пород.

Изучение минерального состава пород западин в районах Южного Ставрополя, позволило А. К. Ларионову и В. П. Ананьеву предполагать, что блюдца могут образовываться не только при наличии каолинита в составе коллоидно-дисперсной части, но и при гидрослюдисто-кварцевом составе ее.

Минералогический состав является лишь одним из многих факторов, обуславливающих возникновение просадок и формирование просадочных форм рельефа. Поды, детально описанные С. В. Дроздовым, широко развиты в пределах Приазовья и Причерноморской лёссовой равнины. Эти своеобразные формы, относимые рядом исследователей к просадочным образованиям, представляют собой, по данным Б. П. Булавина (1954₁), реликты ископаемых водоемов лиманного типа. Такое же мнение было ранее высказано П. И. Луцким (1929) о подах Чонгарского полуострова.

Просадки антропогенные возникают вокруг искусственных водоемов, каналов и различных водоведущих сооружений. Возраст их только современный. Морфологические формы антропогенных просадок обуславливаются тремя факторами: 1) степенью просадочности и мощностью лёссовой толщи; 2) характером сооружений; 3) высотой столба воды в сооружении.

Первый фактор определяется структурными особенностями, отражающими степень недоуплотненности пород, и их составом. Характер сооружения, главным образом его конфигурация и водообильность, оказывает определенное влияние на формы образующихся просадок. Различаются следующие типы сооружений с точки зрения условий увлажнения лёссовых толщ: а) линейно-вытянутые — магистральные каналы, водоводы, оросители и др.; б) площадные — водоемы разных конфигураций; в) точечные — колодцы, пожарные гидранты, водоразборные колонки и др.

При линейно-вытянутых сооружениях просадки ориентируются по обеим сторонам сооружения и вытянуты вдоль канала. Просадочные участки в таких случаях могут чередоваться с малопросадочными или непросадочными; это определяется до некоторой степени конфигурацией просадочных зон.

Вокруг площадных сооружений просадки образуют замкнутые, либо частично разомкнутые формы, но во всех случаях стремятся повторять конфигурации водоема.

При увлажнении лёссовой толщи из точечных источников об-

разуются локальные прогибы поверхности с малым площадным распространением.

Как в линейно-вытянутых, так и в площадных типах сооружений величина просадки зависит от высоты столба воды. Чем больше напор, тем резче проявляются просадочные деформации. С увеличением напора в старых каналах возникают новые просадочные явления, вызываемые главным образом расширением смоченной зоны в лёссовых толщах. Зависимость между напором и просадочностью определяется главным образом условиями инфильтрации воды. С увеличением напора возрастает количество поступающей в породу влаги. Прямой математической связи между этими процессами не установлено, так как значительная роль в инфильтрации воды принадлежит явлениям кольматажа, свойствам пород и т. д.

А. А. Аничков (1935) пишет, что на одном из каналов на Северном Кавказе при напоре 2,5 м возникли катастрофические осадки, а при напоре 0,25 м они были ничтожны. В ряде случаев просадки активизируются после очистки дна каналов от ила и наносов. Подобное явление объясняется повышением инфильтрации воды в окружающие породы, связанным со снятием закальматированного слоя.

Антропогенные просадки образуют следующие формы деформаций: 1) прогибы и опускания поверхности; 2) трещины; 3) террасированные участки, прилегающие к водоемам.

Глубина прогибов и опусканий вокруг источников увлажнения колеблется от 0,1—0,2 до 2,5 м. Так, на Тереко-Кумском канале опускание в русловой части достигло 2,5 м (Аничков, 1935). В районе надпойменных террас Среднего Днепра при полове рисового поля в течение нескольких месяцев произошло опускание поверхности, достигшее 1,5—2 м (Бабинец, 1951). На участке, прилегающем к небольшому водоему, для водопоя скота в районе с. Советского, по наблюдениям А. К. Ларионова, образовался прогиб поверхности, достигший 2,5 м. Течь водопровода на одном из промышленных предприятий, расположенных на II надпойменной террасе р. Северный Донец привела к провалу поверхности, глубиной до 1,5 м.

Прогибы и опускания на различных участках одного и того же объекта могут быть разными, что приводит к созданию своеобразной конфигурации рельефа поверхности. Так, каналы в результате просадки разбиваются на участки депрессий (где опускания достигают максимума) и участки с незначительными прогибами. Длина таких участков может быть различной. В районе Средней Азии, где отмечается большая однотипность просадочности пород, чем на Северном Кавказе (Быстров, Беляков, 1935), участки деформаций протягиваются на значительные расстояния (до 200—300 м).

Трещины возникают в результате обрушения консольных участков, образующихся при увлажнении и просадке глубинных

слоев, прилегающих к водонесущему сооружению. Механизм действующих сил схематично показан на рис. 76. Таким образом, трещины являются вторичными образованиями, возникающими в результате перенапряжений в грунтовом массиве, связанных с просадкой смоченной части. По данным

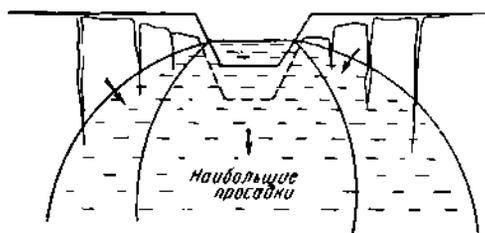


Рис. 76. Механизм опускания участков вдоль канала при просадочных явлениях

В. И. Архангельского и В. Д. Дмитриева (1941), Ф. И. Воронова (1938), Г. А. Мавлянова (1949₂), Н. Я. Денисова (1951) и др., количество трещин при просадке на одной из сторон канала колеблется от 1 до 27, при ширине их от нескольких сантиметров до 1 м. Глубина трещин достигает в районе Средней Азии (канал Новый Джун) 8,5 м, а в районах Северного Кавказа 13,5 м (Гвоздев, 1930). В. И. Замарин и М. М. Решеткин (1932) наблюдали в Приташкентском районе трещину глубиной до 17 м. Средняя глубина трещин 5—7 м. Таким образом, глубина зоны, в которой могут возникать напряжения от просадки, как правило, не превышает 7—8 м.

В результате просадочных процессов происходит террасирование береговых участков вдоль каналов. Эта форма антропогенного просадочного рельефа возникает при опускании смоченных участков и возникновении трещин в процессе просадки лесовой толщи. Смещения и выступы террас определяют характер развития трещин. Высота смещений колеблется от 0,1 до 1 м. На каждой стороне канала образуется не более 12 террас. Длина террас различна — от 10—12 м до нескольких сотен метров.

Ширина зоны по берегам каналов, захваченной просадочными деформациями, колеблется от 2—3 до 80 м.

Следует отметить, что известны случаи образования псевдокарстовых обрушений, над участками течи водоводов. Примером может служить возникший в сентябре 1956 г. на территории двора одного из предприятий г. Каменска провал, диаметром до 3,5 м при глубине около 2 м, вызванный длительной течью водопроводной трубы (рис. 77).

Скорость развития просадок колеблется в широких пределах. Просадки большей частью начинаются через 1—2 дня после замачивания и часто продолжаются на протяжении ряда лет. Деформации постепенно затухают, но после чистки канала, его углубления или изменения гидрологического режима могут вновь возникать. Примером служит Левобережный канал Терско-Кумской оросительной системы. Здесь просадки наблюдаются до настоящего времени (канал построен в 30-х годах XX в.),



Рис. 77. Провал поверхности лёссовых пород в результате длительной течи водопроводных труб

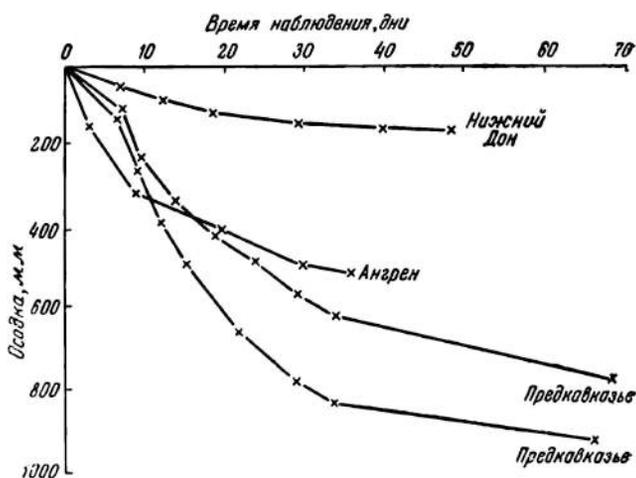


Рис. 78. График просадки дна опытных котлованов в районе Ангрена, Нижнего Дона (по А. К. Ларионову) и Предкавказья (по С. В. Быстрову)

возникая вновь после каждой чистки дна. Наблюдения А. К. Ларионова и С. В. Быстрова за просадкой дна опытных котлованов в районах Ангрена, Нижнего Дона и Предкавказья (станция Солдатская) позволили составить графики течения деформации во времени (рис. 78). На графике видно, что максимальная просадка происходит на 10—30-й день; затем интенсивность ее падает, но в случае увеличения уровня воды или очистки дна котлована просадка опять возрастает.

Ф. Л. Андрухин (1937) выделил три типа просадок: 1) проявляющиеся немедленно после замачивания; 2) проявляющиеся через продолжительное время после смачивания и 3) протекающие длительное время после смачивания грунтов.

Подобное деление является несколько искусственным, тем не менее оно несомненно отражает характер просадочных явлений в различных типах лёссовых пород.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ОСАДКИ СООРУЖЕНИЙ ПРИ ЗАМАЧИВАНИИ

Этот тип просадочных явлений распространен на гораздо большей территории по сравнению с ранее рассмотренными естественными и антропогенными просадками. Дополнительное уплотнение пород при увлажнении возникает не только в результате действия собственного веса толщи, но и под дополнительной нагрузкой сооружения. Следствием этого типа просадочных явлений на лёссовых основаниях являются разнообразные деформации зданий и сооружений, а также прогиб участков прилегающей к ним территории.

Характер дополнительной осадки при увлажнении определяется главным образом четырьмя факторами: а) свойствами и строением лёссовой толщи; б) конфигурацией, местоположением и водообильностью источников увлажнения; в) очертаниями сооружений, их конструкцией и распределением давления в основании; г) наличием механизмов и устройств, вызывающих вибрации фундаментов и оснований.

Рассмотрим пока внешние факторы, обуславливающие дополнительную осадку.

По форме воздействия на лёссовые породы источники увлажнения можно объединить в следующие группы:

1. Точечные источники, под действием которых увлажнение распределяется от одной точки во все стороны. К этому типу относятся источники увлажнения, возникающие при наличии неисправных водопроводных кранов, гидрантов, местной течи водопроводных или канализационных труб и т. д.

2. Линейные источники. Увлажнение происходит за счет поступления воды одновременно на значительном линейном протяжении. Этот тип увлажнения может возникать в результате инфильтрации воды в грунты из канав, галлерей, траншей,

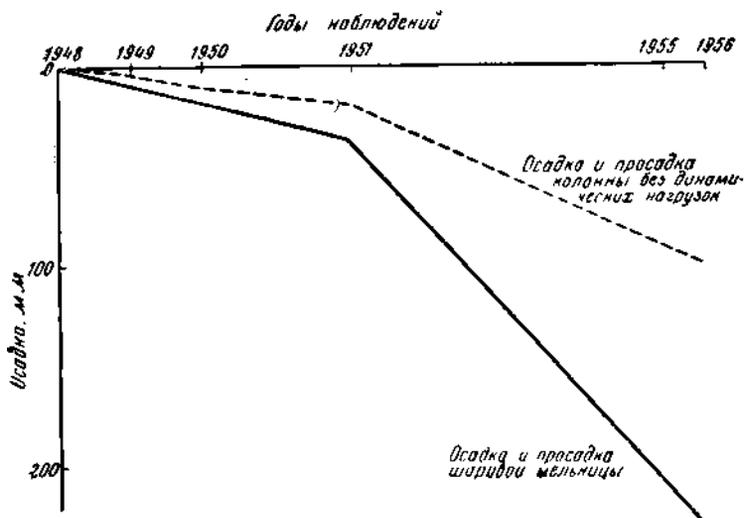


Рис. 79. Дополнительные осадки при увлажнении лёссовых оснований при наличии динамических нагрузок и без них

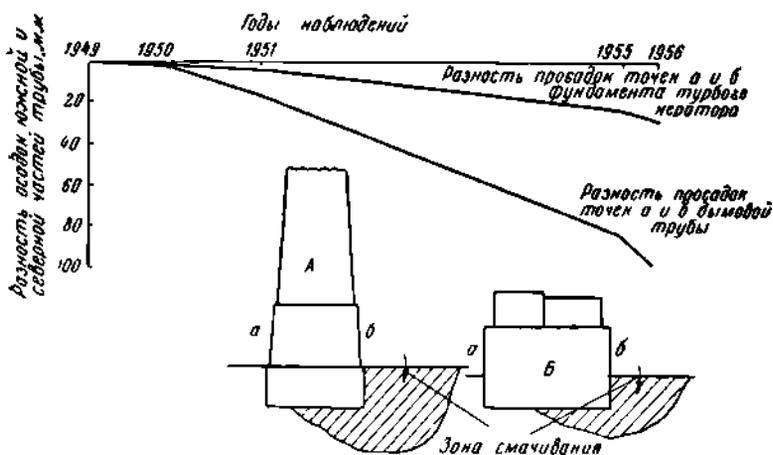


Рис. 80. График и схема наклона дымовой трубы (А) и массивного фундамента турбогенератора (Б)



Рис. 81. Вертикальные трещины, вызванные просадкой

не имеющих гидроизоляции, либо имеющих недостаточную гидроизоляцию, а также при повреждении водоводов на значительном протяжении. К ним же относятся увлажнения по периметрам зданий за счет проникновения в грунты атмосферных вод при повреждении отмостки.

3. Площадные источники увлажнения — течь из котлованов, оставленных открытыми длительное время, из различных бассейнов, не имеющих достаточной гидроизоляции и т. д.

Отличным от описанных типов источников смачивания является увлажнение лёссовых оснований, порождаемое подъемом грунтовых вод.

Третьей группой факторов, оказывающих существенное влияние на характер просадочных деформаций, являются конструкции сооружений, их конфигурация, распределение нагрузок, жесткость, площадь сооружений и т. п.

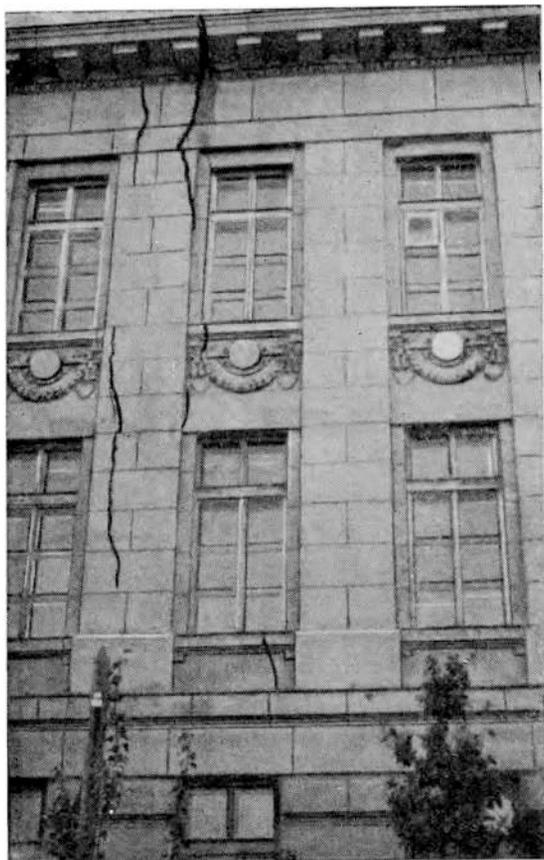


Рис. 82. Вертикальные трещины, возникшие вследствие просадки, вызванной точечным замачиванием (фото В. А. Зурнаджи)

Последним фактором, влияющим на величину и скорость просадочных деформаций, является воздействие динамических нагрузок. На рис. 79 показаны график дополнительных осадок при увлажнении шаровой мельницы, возникших в районе Северного Донца на лёссовой толще второй надпойменной террасы, и график деформаций отдельно стоящей колонны, расположенной вне зоны действия вибраций.

В зависимости от сочетания главных факторов возникают деформации следующих типов:

1. Чрезмерные осадки монолитных сооружений, которые вследствие одностороннего смачивания, неравномерного распределения давлений и разнообразной способности пород к просадке сопровождаются наклонами сооружений. На рис. 80 показаны графики и схемы деформации массивного фундамента тур-

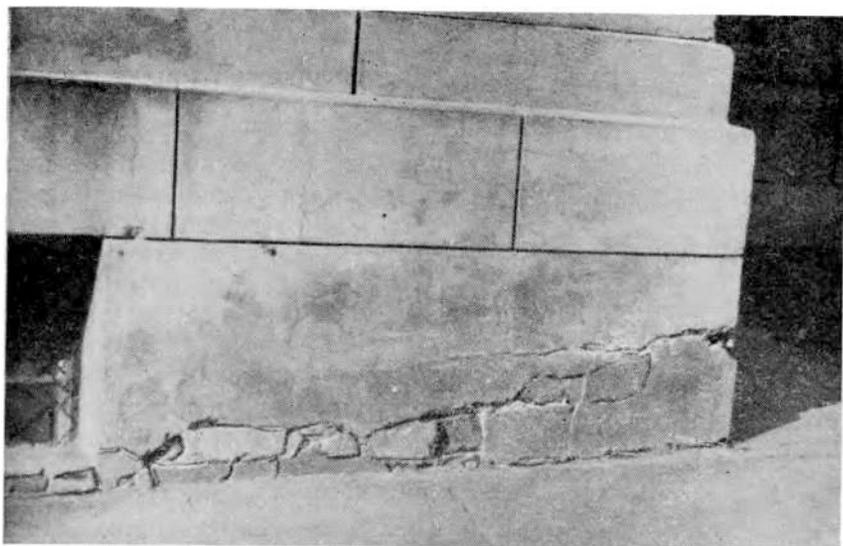


Рис. 83. Горизонтальные трещины, возникшие в результате просадки

богенератора и трубы одного из предприятий в Каменской области, возведенных на 18-метровой толще лёссовых пород.

Примером подобных деформаций могут также служить наклон одного из элеваторов в Восточном Ставрополье, вызванный неравномерной дополнительной осадкой при увлажнении, достигшей в течение нескольких дней 1,2 м. Ряд примеров просадочных деформаций этого типа на Украине и в Западной Сибири приведен в работе Ю. М. Абелева (1948). Аналогичные деформации газгольдера Бобриковского комбината были описаны А. Г. Глаголевым (1931).

2. Деформации сооружений и зданий, возведенных либо на отдельных опорах, либо на бутобетонных ленточных фундаментах. В этом случае возникают многочисленные трещины, разбивающие наружные стены. На характер образующихся трещин оказывают влияние конструктивные особенности зданий, тип источника замачивания, характер просадочности лёссовой толщи и т. п. Трещины делятся по своему направлению на преимущественно вертикальные, наклонные и горизонтальные. На рис. 81—83 показаны различные типы трещин. В зависимости от размера трещины бывают волосные (ширина менее 1 мм), мелкие (ширина 1—5 мм), крупные (ширина 5—20 мм) и зияющие (ширина более 20 мм). При появлении трещин волосных и мелких, деформации не представляют угрозы для сооружений. При появлении крупных и особенно зияющих трещин возникает опасность более серьезных деформаций сооружений.

На стенах и отдельных конструкциях трещины могут либо



Рис. 84. Система трещин при одностороннем подмачивании из точечного источника

концентрироваться в одном или двух участках, либо распределяться равномерно по всей стене. На распространение трещин оказывает влияние тип источника, степень выдержанности просадочных свойств толщи по горизонтали, характер конструкции сооружений и некоторые другие факторы. На рисунке 84 показана трещиноватость, образовавшаяся в результате подмачивания из точечного источника.

3. Наклон и выпучивание стен, происходящие вследствие неоднородной дополнительной просадки. При наличии линейного источника увлажнения вдоль внешней стороны стены возникает вращение фундамента в сторону зоны смачивания (рис. 85), что ведет к наклону, а в менее жестких конструкциях — к выпучиванию, стен с образованием «строительного пузыря».

4. Вращение отдельных конструкций, связанное с

вторичной деформацией, зависящей главным образом от характера связей между конструктивными элементами, порождающих те или иные условия перераспределения возникающих дополнительных усилий.

5. Осадки участков, прилегающих к сооружению (рис. 86). Этого типа деформации поверхности нарушают планировку прилегающей территории и ведут к усилению смачивания сооружений по их периметру за счет повышения притока атмосферных вод.

6. Повреждение водоводов — результат образования провисающих участков в просадочных зонах (рис. 87). Деформации приурочены главным образом к сочленениям труб. Возникающее при этом дополнительное увлажнение, а также суффозия усиливают просадочные явления.

7. Разрушение сооружений — обрушение стен, перемычек, выпадение фахвертового заполнения и даже опрокидывание

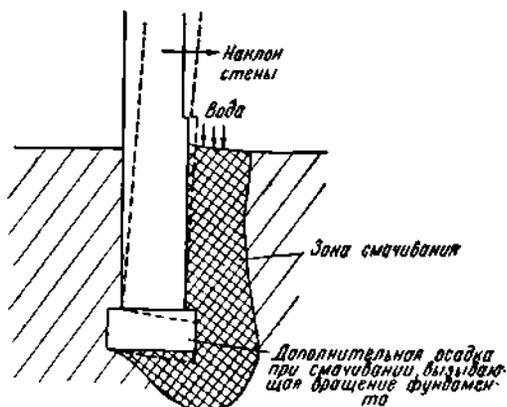


Рис. 85. Вращение фундамента и наклон стен в наружную сторону

отдельных сооружений. Подобные разрушения, как правило, являются следствием пренебрежения к возникающим просадочным деформациям, обнаруженным в процессе эксплуатации. Постепенное накопление их в конечном итоге и приводит к перечисленным тяжелым разрушениям зданий и сооружений.

При появлении признаков дополнительных осадок, возникших при увлажнении, необходимо организовать наблюдения за ними методами, указанными в главе 15.

Просадочные деформации часто зависят от глубины заложения фундаментов и мощности просадочной зоны. Подобную зависимость можно наблюдать на сильно деформированных одноэтажных зданиях в Ростове-на-Дону, Новочеркасске, Одессе и других городах (рис. 88).

Следует отметить, что расположенные рядом с одноэтажными домами четырехэтажные здания не имеют деформаций. На рис. 89 объясняется причина значительных деформаций зданий, имеющих малую глубину заложения фундамента.

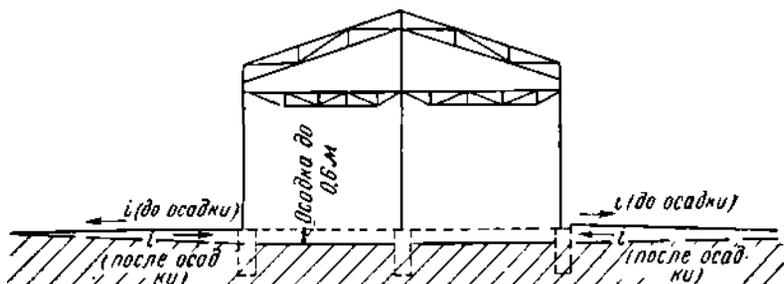


Рис. 86. Просадка участка под действием веса возведенного на нем сооружения (l — уклон поверхности)



Рис. 87. Провисание водоводов на просевших участках

Деформации, вызываемые подъемом грунтовых вод. В процессе эксплуатации сооружений, построенных на лёссовых породах, повсеместно обнаруживаются явления подъема уровня грунтовых вод.

Ю. М. Абелев (1948) объясняет подъем грунтовых вод в лёссовых толщах преимущественно инфильтрацией производственных вод из различных водоведущих сооружений. Но подобным образом не могут быть объяснены все случаи подъема уровня грунтовых вод. Более того, часто количество воды, поступающей в грунты из различных водоведущих устройств, оказывается столь незначительным, что не может играть сколько-нибудь существенной роли в обводнении оснований.

В связи с этим интересны данные С. А. Воронцова (1947), излагающего историю борьбы с подъемом уровня грунтовых вод на одном из металлургических заводов в Приднепровье. В период изысканий 1930 г. в толще лёссовых пород на этой территории вообще не было грунтовых вод. В 1934—1936 гг. они были обнаружены под рядом важнейших объектов, вызвав просадочные деформации. Подъем грунтовых вод в районе бассейна грануляции с 1936 по 1940 г. составил 3,8 м, на участке доменных печей — 6,7 м. Все мероприятия по предотвращению дальнейшего проникновения производственных вод в грунты, несмотря на огромные затраты, оказались безрезультатными. Уровень грунтовых вод продолжал повышаться с прежней скоростью.

И. П. Круглов и С. А. Воронцов пришли к выводу о том, что этот подъем грунтовых вод вызывается конденсацией паров под большими непрогретыми поверхностями цехов. Подобное объяснение также не может претендовать на универсальность. В настоящее время установлено, что явление подъема грунтовых вод в пределах городов и промышленных площадок широко распространено. Так, на площадке одной из электростанций, расположенной на лёссовой толще III надпойменной террасы р. Северного Донца, в 1930—1932 гг. грунтовые воды залегали на глубине 15—18 м. В 1956 г. буровые работы установили их уровень на глубине от 3,5 до 7,8 м.

В Ростове-на-Дону подъем грунтовых вод в лёссовых тол-



Рис. 88. Деформация одноэтажного здания

цах в пределах города составил на разных участках от 4 до 15 м.

До начала строительства одного из заводов в г. Новочеркасске грунтовые воды располагались на глубине 10—11 м. После строительства наблюдался подъем грунтовых вод, вначале незначительный, а затем постепенно нарастающий (рис. 90). В конечном итоге, подъем уровня грунтовых вод в течение 4—5 лет составил 4,8—5 м. Объяснение этого явления только утечками производственных вод явно несостоятельно.

Какие же причины могут вызывать подъем грунтовых вод? Основываясь на изучении ряда промышленных объектов. А. К. Ларионов пришел к выводу, что в каждом конкретном случае играют роль геологические и гидрогеологические условия площадок, а также особенности возводимых сооружений. В одних случаях действует одна группа факторов, в других —

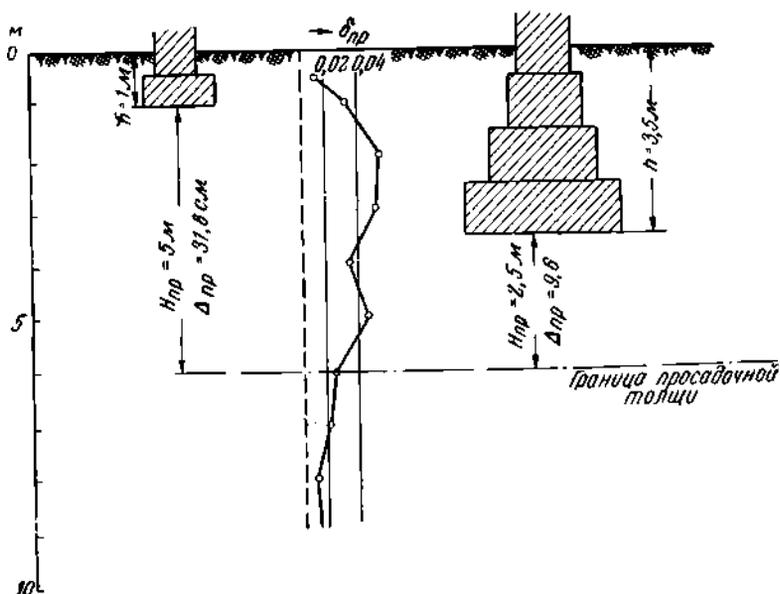


Рис. 89. Схема просадок при небольшой и большой глубине заложения фундаментов

h — глубина заглубления фундамента; $H_{пр}$ — мощность просадочной зоны; $\Delta_{пр}$ — условная величина просадочности

другая. Но несомненно одно: подъем грунтовых вод возникает именно после застройки территории и изменении гидрогеологического режима.

Причины общего подъема уровня грунтовых вод, по данным исследований, следующие:

I. Изменение гидрогеологического режима территорий, связанное с устройством озер-морей типа Цимлянского, им. В. И. Ленина в Запорожье, Куйбышевского и др. Некоторую роль играет также шлюзование рек, строительство плотин на сухих балках и т. п. Кроме того, общий подъем уровня грунтовых вод, вероятно, связан с изменениями климатических факторов.

II. Конденсация паров воды в лёссовых породах не только под зданиями цехов, но и под асфальтовой поверхностью.

III. Увеличение площади застройки и асфальтирования, ведущее к уменьшению испарения влаги из толщи пород, что не может не отражаться на общем режиме подземных вод территории.

IV. Изменение условий движения грунтовой воды под тяжелыми сооружениями, вследствие уменьшения пористости пород под их весом. Это явление наблюдалось А. К. Ларионовым на ряде сооружений. Известно, что под давлением сооружений

пористость породы уменьшается от 2 до 6%.

Действительная скорость ламинарного потока воды в гидрогеологии определяется по формуле:

$$V = \frac{Q}{F\Pi}$$

или

$$V = \frac{Q}{bh\Pi}$$

где

V — действительная скорость потока грунтовой воды;

Q — расход потока;

F — площадь сечения потока;

b — ширина потока;

h — мощность потока;

Π — пористость.

При условии сохранения постоянного расхода Q и скорости V мощность потока h изменится незначительно. Но для суглинистых и глинистых пород подобное определение действительной скорости потока является неверным, основанным на неправильной оценке влияния пористости. Формула применима лишь для песчаных пород.

В главе 6 указывалось, что в лёссовых породах главным путем для движения воды является межчастичная пористость. При этом макропоры и часть пористости, соответствующая максимальной объемной гигроскопичности, по существу не участвуют в фильтрации воды. Поэтому для суглинистых лёссовых пород действительная скорость грунтового потока будет равна:

$$V_{\text{сугл}} = \frac{Q}{bh\Pi_{\text{мч}}}$$

где $V_{\text{сугл}}$ — действительная скорость ламинарного потока в лёссовых породах и вообще в суглинках;

$\Pi_{\text{мч}}$ — величина межчастичной пористости.

Изменение межчастичной пористости, возникающее при обжатии пород под весом сооружений, будет отражаться на мощности потока несколько больше, чем это вытекает из величины V . С изменением пористости связан другой фактор, еще больше влияющий на условия движения воды — изменение коэффициента фильтрации при уплотнении пород. Коэффициент фильтрации (по А. К. Ларионову) может уменьшаться в 2—50 раз, в зависимости от приложенных давлений и расстоя-

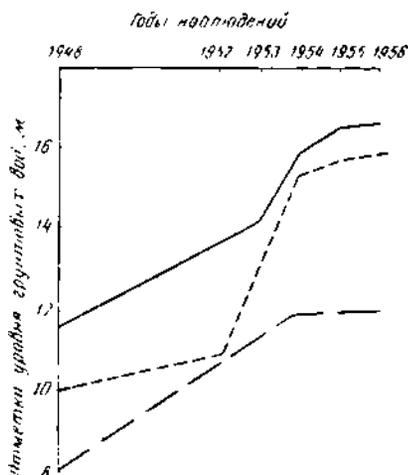


Рис. 90. График подъема уровня грунтовой воды на площадке за года

ния от подошвы фундамента. Для пропуска того же количества воды на участках с пониженной фильтрацией, мощность потока должна увеличиться. Прогноз возможного изменения мощности потока, а соответственно и подъема уровня грунтовых вод, может быть дан на основании лабораторных определений коэффициента фильтрации образцов, обжатых соответствующими давлениями.

Приближенное определение ожидаемого подъема уровня грунтовой воды на 1 м ширины плоского равномерного потока может производиться по формуле Дарси:

$$h = \frac{Q}{K \cdot l},$$

где h — мощность потока грунтовой воды;
 K — коэффициент фильтрации, определяемый послойно для заданных давлений;
 l — гидравлический градиент.

Изменение пористости влечет за собой уменьшение коэффициента фильтрации, поэтому эти величины взаимно связаны.

Влияние упомянутых факторов особенно хорошо проявляется при сравнительно неглубоком залегании уровня грунтовой воды (4—10 м от поверхности земли). Дальнейшее исследование влияния уплотнения пород под сооружениями на режим грунтовых вод несомненно позволит создать и соответствующие расчетные приемы его оценки.

V. Сооружения для отвода атмосферных вод (ливнестоки, канализационные устройства) в большинстве случаев обеспечивают нормальный отвод воды только в первые годы эксплуатации. По истечении ряда лет они, как правило, превращаются в источники увлажнения грунтов. Подобное обводнение сооружений в районе г. Тбилиси описал Д. М. Мшвениерадзе (1950).

VI. Водопотери из канализационных и водопроводных устройств, бассейнов и др. Этот тип подъема достаточно подробно описал Ю. М. Абелев (1948). Он характеризуется образованием куполов грунтовой воды, вершины которых приурочены к источникам течи.

Таким образом, подъем уровня грунтовых вод — явление, обусловленное действием многих факторов. В каждом конкретном случае главную роль играет та или иная группа факторов.

Как же воздействует на просадку подъем грунтовых вод? Ю. М. Абелев (1948) считает, что деформации сооружений, возникающие при замачивании лёссовых оснований поднимающимися грунтовыми водами, отличаются от просадочных явлений, связанных с инфильтрацией воды сверху вниз. При подъеме грунтовых вод поверхность не деформируется, скорость просадки меньше и зависит от скорости подъема грунтовых вод. Когда грунтовая вода достигает подошвы фундамента, просадка прекращается.

Д. М. Мшвениерадзе (1950) на примере Нижнего Картли (Грузия) показывает, что наблюдающийся в течение 14 лет подъем грунтовых вод не приводит к сколько-нибудь существенным деформациям возведенных в этом районе зданий и сооружений.

Ю. М. Абелев утверждает, что при высоком подъеме грунтовых вод откачка воды из расположенных вблизи от сооружений котлованов неминуемо вызовет дополнительные провальные осадки. Д. М. Мшвениерадзе указывает, что в районах Грузии подобные явления не наблюдаются. Я. Л. Коган (1953), специально занимавшийся вопросами влияния замачивания поднимающимися грунтовыми водами на просадку, пришел к следующим выводам (в изложении А. К. Ларионова):

1. При замачивании сверху вниз сжатие каждого элементарного слоя будет увеличиваться по мере роста нагрузки пропорционально весу насыщенных водой масс грунта. Поэтому максимальная просадка будет наблюдаться на последней стадии замачивания.

При подъеме уровня грунтовых вод действующая на смачиваемую зону нагрузка вышележащих масс грунта будет уменьшаться по мере подъема уровня воды, что повлечет за собой постепенное уменьшение просадки.

Таким образом, хотя коэффициент просадочности не зависит от направления замачивания, просадка будет более высокой при инфильтрации воды сверху вниз.

2. В случае отсутствия дополнительного давления на поверхность грунта подъем уровня грунтовых вод может сразу же вызвать значительные просадки, в то время как замачивание сверху повлечет за собой значительные деформации лишь при достижении поступающей водой определенной глубины.

3. При замачивании снизу деформации возникают в сухих массах грунта, имеющих полутвердую консистенцию. Поэтому они сопровождаются возникновением системы трещин, разбивающих проседающую толщу на ряд крупных отдельностей.

4. Замачивание снизу вызывает более равномерное увлажнение грунта по простиранию. При замачивании сверху вниз увлажнение неравномерно и протекает на отдельных локальных участках.

Н. Я. Денисов (1953) приходит к выводу, что степень просадки не зависит от направления движения воды. Различие заключается лишь в том, что при инфильтрации сверху повышение влажности не приводит к полному насыщению лёссовых пород, поэтому подъем грунтовых вод ведет к донасыщению пород до полной влагоемкости. Этот процесс вызывает сравнительно небольшие деформации. Таким образом, по Н. Я. Денисову, разница в дополнительной осадке в зависимости от направления движения воды объясняется различной степенью заполнения пор водой.

Равномерный общий подъем грунтовых вод на больших площадях ведет к просадке поверхности земли без образования крупных трещин.

При подъеме грунтовой воды в лёссовых породах с высокой глинистостью, залегающих ниже границы просадочной зоны, возможны явления набухания. По достижении уровнем грунтовой воды просадочной зоны набухание сменяется просадочностью.

Изучение этого вопроса на примерах ряда объектов, расположенных на юге Европейской части РСФСР, позволило А. К. Ларионову сделать следующие выводы:

1. При определении величины дополнительной осадки лёссовых пород в процессе увлажнения в компрессионных приборах направление замачивания не играет роли. Таким образом, выводы Н. Я. Денисовым, М. Н. Гольдштейна и др. подтверждаются.

2. При подъеме грунтовых вод просадочные деформации сооружений могут приобретать значительные размеры. На рис. 91 показаны деформации промышленных зданий в районе г. Новочеркаска, вызванные подъемом грунтовых вод на 4—5 м.

3. Деформация зданий и сооружений в определенной степени зависит от конфигурации поверхности грунтовых вод, характер которой тесно связан с причинами, вызывающими подъем. При общем подъеме грунтовых вод на значительных территориях наблюдаются более равномерные осадки сооружений (Денисов, 1953). Так, при подъеме уровня грунтовых вод в ряде районов центральной части г. Ростова-на-Дону возникали сравнительно небольшие деформации зданий. Если горизонт грунтовой воды поднимается вследствие течи воды из каких-либо водонесущих сооружений, то разности осадок зданий, зависящие от конфигурации зоны смачивания, достигают значительных величин.

В этих случаях форма поверхности грунтовых вод приобретает особое значение.

4. Нарастание деформаций во времени зависит от общей скорости подъема грунтовых вод, а также от частных скоростей этого процесса на отдельных участках площади.

5. По мере подъема грунтовых вод в нижней более уплотненной части лёссовой толщи первым этапом деформации может явиться набухание, сменяющееся по мере поднятия уровня воды просадкой.

Причины, порождающие просадочные явления

Главных факторов, вызывающих просадочные явления, можно назвать два: а) специфические свойства лёссовых пород и б) увлажнение.

Большинство исследователей пришло к выводу, что главнейшим условием возникновения просадки является наличие высо-



Рис. 91. Деформация промышленных сооружений, вызванная подъемом уровня грунтовых вод

кой пористости. Причиной высокой пористости, а также возникновения просадок многие исследователи считали выщелачивание солей, происходящее при увлажнении (Б. Б. Полюнов, Е. А. Замарин, М. М. Решеткин, С. В. Быстров, А. Г. Глаголев и др.).

Такого же мнения придерживается Г. А. Мавлянов (1948), считающий, что просадки в Средней Азии обуславливаются высокой пористостью лёссовых пород и присутствием в них воднорастворимых солей. Эти взгляды неоднократно критиковали Н. Я. Денисов (1946, 1953), А. М. Дранников (1937, 1940) и др. По А. М. Дранникову, соли вследствие их цементирующего действия в ряде случаев снижают просадочность породы.

Е. А. Замарин и М. М. Решеткин (1932) большую роль отводили макропорам. Н. Я. Денисов (1953) показал, что макропоры являются устойчивыми элементами строения лёссовых пород.

Попытки объяснить явления просадки с позиций капиллярной гипотезы К. Терцаги не увенчались успехом.

Ф. Л. Андрухин (1937) на основании изучения просадок в Приташкентском районе пришел к выводу, что главной причиной их является качественный и количественный дефицит коллоидов. При наличии значительного количества коллоидов процессы набухания предотвращают просадку.

С. М. Юсупова (1941, 1958) и И. Д. Седлецкий (1941, 1952) считают, что возникновение просадок связано с минералогическим составом тонких фракций. Если преобладают минералы типа монтмориллонита, то порода вследствие высокой способности их к набуханию неспособна к просадке. Если же в породе преобладает каолинит, то она предрасположена к просадке.

К. И. Щеголев (1933) объяснял явление просадок характером движения фильтрационного потока. Важным фактором он считал также бурное выделение пузырьков воздуха в процессе промачивания грунта. Большое значение Щеголев придавал утяжелению пластов при их намокании.

Ф. И. Воронов (1938) считает, что высокая пористость лёссовых пород связана с накоплением мелкозема из воздуха или слабопроточной воды, в процессе которого мелкие зерна притягиваются к ранее отложившимся частицам, не скатываясь в углубление между ними. Другим фактором, по его мнению, является коагуляция коллоидных частиц под действием электролитов, в результате чего накапливаются рыхлые хлопья. Наконец, частично пористость повышается при кристаллизации солей.

Большую работу по выявлению причин образования просадок провел Н. Я. Денисов (1946, 1953). Основные положения его теории сводятся к следующему:

I. В лёссовых породах имеет место первичное сцепление, обусловленное действием молекулярных сил между предельно лептизированными частицами, и вторичное сцепление упрочнения, связанное с агрегацией частиц различными солями.

II. Для лёссов характерна недоуплотненность — результат определенных условий их формирования — создающая предпосылки для деформаций.

III. Процесс просадки возникает под действием расклинивающего влияния тонких пленок воды и растворения цементирующих веществ.

Эти выводы Н. Я. Денисова основываются на современных достижениях физической химии и соответствуют наблюдаемым фактам.

В. А. Приклонский (1952) считал, что все приведенные гипотезы страдают односторонностью, так как не учитывают многообразия природных условий. По его мнению, формированию просадочности способствуют следующие факторы:

1. Минералогический и механический состав лёссовых пород

и их состояние, исключающее возможность заметного набухания.

2. Невысокая естественная влажность породы, обеспечивающая присутствие легкорастворимых солей в твердом виде.

3. Высокая пористость с наличием макропор.

4. Недоуплотненное состояние породы с показателем уплотненности K_d около или меньше 0.

5. Структурные особенности пород.

Детальные исследования структуры лёссовых пород, выполненные А. К. Ларионовым, позволяют внести ряд новых положений в объяснение причин и процессов, вызывающих просадочные явления. Несомненно, просадка является сложным процессом, в основе которого лежит уплотнение недоуплотненных лёссовых пород (по Н. Я. Денисову).

А. К. Ларионов показал, что недоуплотненность внешне выражается высокой межчастичной пористостью и малой водопрочностью агрегатов, слагающих стенки пор. Таким образом, основной просадочного процесса служит разрушение структуры лёссовой породы при воздействии воды и приложенных давлений. Поэтому просадка в определенной степени взаимосвязана с составом породы, структурными особенностями и рядом физических и механических свойств грунта.

При сопоставлении состава и свойств лёссовых пород с способностью их к просадочности было обнаружено наличие весьма сложных взаимосвязей.

Взаимосвязь различных факторов с просадочностью иллюстрируется табл. 33.

Таким образом, просадочность связана с многими особенностями структуры и состава лёссовых пород, что свидетельствует о сложности и многогранности этого явления.

При изучении механизма и причин возникновения просадочных явлений большую помощь могут оказать структурно-петрографические исследования лёссовых пород, позволяющие осветить особенности процесса просадки.

Известно, что деформации лёссовых пород начинаются при небольшом повышении влажности. Это легко объясняется началом разрушения неводостойкого типа агрегатов.

Проведенные эксперименты показали, что разрушение неводостойких агрегатов начинается при повышении влажности на 2—5%. Возникающие при этом распаде пептизированные частицы начинают перемещаться вследствие расклинивающего и смазывающего влияния окружающих их водных пленок, изученного Н. Я. Денисовым (1953). Деформация этого первого этапа тесно связана с количеством возникающих при разрушении неводостойких агрегатов, тонких частиц и межчастичной пористостью породы.

Показатели и характеристики лёссовых пород	Характер взаимосвязи с просадочностью
А. Качественный состав	
Реакция среды	Чем больше значение рН, тем выше просадочность пород. Зависимость слабая
Валовое содержание углекислоты	Прямая связь отсутствует
Содержание вторичных карбонатов (в виде пленок, агрегатов)	Высокое содержание характерно для непросадочных пород
Содержание гумуса	В лёссовых породах по мере увеличения содержания гумуса просадочность уменьшается. Зависимость слабая
Плотный остаток	Прямая зависимость отсутствует
Содержание хлоридов	При содержании в водной вытяжке иона хлора более 100 мг/л просадочность породы возрастает
Содержание HCO_3^-	Связь не обнаружена
Содержание SO_4^{2-}	Связь не обнаружена
Состав преобладающих коллоидно-дисперсных минералов	<p>Более расположены к просадке породы, содержащие:</p> <ul style="list-style-type: none"> а) гидрослюда — кварц б) гидрослюда — каолинит в) гидрослюда — каолинит — кварц. <p>Породы либо непросадочные, либо слабо просадочные. В значительном числе случаев содержат гидрослюда — монтмориллонит</p>
Величина выделения влаги в процессе обезвоживания воздушно-сухих образцов	<p>При выделении в процессе обезвоживания влаги менее 6,7% породы при высокой пористости просадочны. Если выделение воды оказывается большим 6,7—7%, породы, как правило, непросадочны или мало просадочны.</p> <p>Качественный показатель</p>
Минералогический состав крупных фракций	Зависимость отсутствует

Показатели и характеристики лёссовых пород	Характер взаимосвязи с просадочностью
Б. Структурные факторы	
Гранулометрический состав	Повышенная пылеватость и песчанность характерны для пород с более высокой просадочностью. Повышенное содержание глинистых фракций ($>30\%$) характерно для непросадочных пород. Прямая зависимость отсутствует
Величина микроагрегативности	Чем выше величина $K_{раз}$, тем просадочность меньше. Прямая взаимосвязь отсутствует
Содержание фракции $< 5 \mu$ (при микроагрегативной подготовке)	Увеличение содержания этой фракции ведет к уменьшению просадочности
Содержание фракции $< 0,5 \mu$	Содержание более 8% характерно для непросадочных пород, менее 8% — для просадочных
Содержание прочно связанных частиц размером менее $0,5 \mu$ (см. главу 6)	При содержании более 6% породы непросадочны или мало просадочны. Связь качественная
Содержание фракции $< 0,1 \mu$	При содержании менее 3% породы расположена к просадке, более 3% — или малопросадочна или непросадочна. Прямая взаимосвязь не обнаружена
Удельная поверхность (методом адсорбции органических красителей) (см. главу 6)	При удельной поверхности более $64 \text{ м}^2/\text{г}$ породы непросадочны, меньше $44 \text{ м}^2/\text{г}$ — расположены в просадке. Связь приближенная
Величина максимальной гигроскопичности (W_h)	При W_h больше $7,3\%$ породы, как правило, непросадочны. Четкая зависимость отсутствует
Максимальная молекулярная влагоемкость (W_m)	При W_m меньше 13% породы предрасположены к просадке, при $W_m > 17$, как правило, непросадочна. Четкая связь не всегда наблюдается
Естественная влажность	Недоувлажнение и слабое увлажнение характерны для просадочных пород, сильное увлажнение — для непросадочных
Показатель агрегативности ($K_{ма}$)	По мере увеличения показателя агрегативности просадочность понижается

Показатели и характеристики лёссовых пород	Характер взаимосвязи с просадочностью
Характер водонеустойчивых агрегатов (глава 6)	Рыхлые агрегаты характерны для просадочных пород, плотные — для непросадочных пород
Увеличение содержания крупных зерен размером 0,25 мм	Способствует повышению просадочности
Распределение микроминералов (по методу окрашивания монолитов метиленом голубым) (глава 4)	<p>В просадочных породах чаще наблюдается следующая окраска:</p> <ul style="list-style-type: none"> а) равномерная б) пятнистая (разноцветная) в) петельчатая (при отсутствии окраски или при голубой окраске в петлях)
Окраска поверхности крупных зерен метиленом голубым	Наличие неокрашенных или окрашенных в синевато-фиолетовый цвет крупных зерен полевого шпата и кварца более характерно для просадочных пород. Наоборот, зеленая окраска чаще встречается у непросадочных лёссовых пород
Содержание свободного воздуха, определенное в газометре ($\Gamma\phi$)	<p>При $\Gamma\phi > 24\%$ породы, как правило, просадочны, при меньшем содержании или мало просадочны или непросадочны.</p> <p>Более или менее выдержанная пропорциональная зависимость</p>
Инженерно-петрографические типы структуры	<p>Для просадочных пород более характерны:</p> <ul style="list-style-type: none"> а) зернистая структура с высокой активной пористостью; б) зернисто-агрегативная с высокой активной пористостью. <p>Все породы с малой активной пористостью непросадочны.</p> <p>Агрегативные породы всегда или мало просадочны или непросадочны.</p> <p>Для пород с зернистой и зернисто-агрегативной структурой характерно быстрое течение процесса просадки</p>
Размещение карбонатов (глава 5)	Значительное содержание равномерно рассеянных дисперсных карбонатов характерно для просадочных типов пород
Межчастичная пористость	<p>Просадочные породы имеют межчастичную пористость более 20%, непросадочные — менее 20%.</p> <p>Взаимосвязь не всегда выдержана</p>

Показатели и характеристики лёссовых пород	Характер взаимосвязи с просадочностью
Макропористость	Показателем просадочности число макропор на 1 см^2 служить не может. Макропоры с рыхлыми среднеплотными стенками (первичные) увеличивают просадочность. Округлые вторичные макропоры с плотными стенками понижают просадочность.
Трещинообразование при нанесении трех капель воды на поверхность монолита	Интенсивная способность к трещинообразованию характерна для непросадочных пород. Отсутствие или слабая трещиноватость присущи просадочным породам.
Наличие в породе кротовин	Содержание кротовин более 2—3 шт. на 1 м^2 площади основания влечет за собой увеличение просадочности.

Дальнейшее нарастание увлажнения ведет к ускорению разрушения этого типа агрегатов и усилению деформации. Массовое разрушение неводостойких агрегатов приурочивается к моменту появления в межчастичных порах свободной воды, когда начинается собственно процесс просадки. Этот момент наступает при естественной влажности от 17 до 22%. Последующее насыщение водой ведет к замедлению темпа разрушения неводостойких агрегатов, вызываемое главным образом сокращением их количества. Полное разрушение неводостойких агрегатов завершается в течение от 0,5 до 6—12 часов после достижения водонасыщения породы.

Косвенными показателями способности лёссовых пород к деформации при увлажнении могут служить коэффициент агрегативности лёссовых пород и содержание свободных коллоидно-дисперсных частиц размером $< 1 \mu$. Чем меньше коэффициент агрегативности, тем более значительны деформации на этом этапе. С другой стороны, чем больше свободных частиц, тем значительнее количество пептизирующихся пылеватых микроагрегатов, а отсюда и более энергичное течение процесса просадки. Кроме того, определенную роль играет и частичная активная пористость, отражающая степень недоуплотненности лёссовых пород. Чем она выше, тем больше просадки.

Но начальным этапом процесс просадки не ограничивается. В литературе неоднократно приводились описания просадочных процессов, протекавших в течение многих месяцев и даже лет.

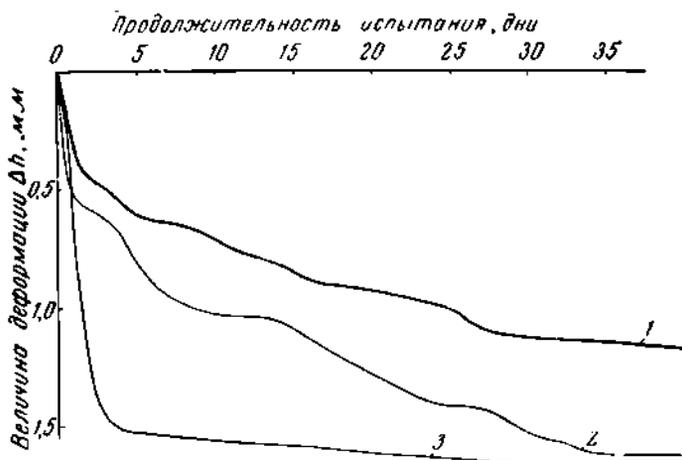


Рис. 92. Кривые сжатия просадки лёссовых пород в компрессионных приборах при $P=3 \text{ кг/см}^2$ и замачивании водой

1, 2 — образцы с замедленной просадкой; 3 — образец с провальной просадкой

Исследования А. К. Ларионова и З. С. Уколовой показали, что ряд типов лёссовых пород после первого этапа насыщения водой, влекущего за собой провальную деформацию, продолжает давать медленную осадку, длительность которой установить не удалось, так как выдерживаемые в компрессионных приборах образцы продолжали сжиматься даже по истечении месяца. Характер и величина этого второго этапа просадочной деформации различны для разных структурных типов пород. На рис. 92 показаны кривые дополнительного уплотнения при увлажнении ряда образцов лёссовых пород в функции времени. Из практики широко известны просадочные деформации многих зданий, продолжавшиеся 10—20 лет и более.

Второй этап деформации (рис. 92) возникает в результате процесса медленного разрушения в воде второго типа агрегатов — водостойких (см. главу 6). Выделенные из пород и помещенные в водную среду, водостойкие агрегаты через месяц дают легкую мусть, которая постепенно возрастает. Особенно ускоряется процесс их разрушения после насыщения смачивающей воды углекислотой.

Длительность распада водостойких агрегатов зависит от многих факторов: динамики грунтовой воды, ее состава, вещества, цементирующего водостойкие агрегаты, и др. Чем больше водостойких агрегатов, тем продолжительней второй этап просадки, обусловленный разрушением водостойких агрегатов, обязанных своим существованием наличию определенных типов

коллоидных связей и цементации карбонатами и некоторыми другими солями.

При появлении в смачивающей воде различных химических соединений просадочность пород изменяется. Это впервые было отмечено Ф. И. Вороновым (1938). Позднее подобное явление было описано К. Ф. Репицыным (1953). Эксперименты А. К. Ларионова показали, что при повышении содержания в смачивающей воде иона хлора и углекислоты просадочность возрастает. Это объясняется ускорением процесса разрушения водостойких агрегатов, причем водопрочные агрегаты разрушаются частично.

Таким образом, появление в смачивающей воде кислот, свободной углекислоты, а также щелочей ведет к дополнительным деформациям, обусловленным разрушением коллоидных и прочных кристаллизационных структурных связей.

Следовательно, просадка вызывается воздействием воды и гравитационного поля, действующего в породе в силу наличия двух главных особенностей лёссовых толщ: а) высокой активной пористости (прежде всего значительной межчастичной пористости), связанной с недоуплотненностью породы (по Н. Я. Денисову); б) участия в составе породы агрегатов, слагающих стенки пор частиц, разрушающихся под воздействием влаги. Водостойкость агрегатов определяет в значительной степени характер течения просадочного процесса.

Исследования А. Л. Рубинштейна в области просадок ирригационных сооружений, о которых он доложил на совещании по строительству на лёссовых породах в Днепропетровске в 1957 г., позволили ему установить наличие третьей стадии просадки -- суффозионной. Она характерна для определенных типов лёссовых пород при наличии соответствующих скоростей движения грунтовых вод.

А. К. Ларионов установил, что при динамических воздействиях на лёссовые массивы (от механизмов, при землетрясении и т. д.) просадка протекает интенсивней. Возрастание просадки может составить от 5 до 30%. Дополнительная деформация в этом случае связана с доуплотнением пород, возникающим вследствие динамического воздействия на структурные элементы.

Таким образом, просадка представляет собой стадийный процесс.

Выделяются две главные стадии просадки:

1) провальная, возникающая вследствие разрушения неводостойких агрегатов;

2) замедленная, протекающая длительное время и представляющая собой результат разрушения водостойких, а частично и водопрочных агрегатов.

Роль каждой из стадий просадки определяется структурными типами пород.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПРОСАДОЧНОСТИ

Предложено много различных методов оценки просадочности лёссовых пород. Их можно разделить на две группы: косвенные и прямые (Приклонский, 1952). Первая группа методов позволяет получить ориентировочные данные, указывающие на возможность просадочности породы. С помощью методов второй группы можно дать не только качественную оценку просадочности, но и количественную.

Косвенные методы. В. А. Приклонский (1952) делит косвенные методы на три подгруппы в зависимости от принципов, положенных в их основу:

- 1) построенные на общих физико-геологических признаках;
- 2) основанные на оценке просадочности по некоторым характеристикам состава и состояния породы;
- 3) основанные на специальных показателях.

Методы первой подгруппы дают возможность лишь предполагать о появлении просадочности в том или ином районе. Они основаны на различных косвенных признаках. К ним относятся:

а) предположительное преобладание просадочных лёссовых толщ на водораздельных участках сильно пересеченного рельефа и отсутствие их на пониженных элементах рельефа;

б) преобладание просадочных пород в районах с засушливым климатом;

в) большая мощность лёссовых отложений, превышающих 5—10 м, характерная для просадочных участков;

г) глубокое залегание грунтовых вод;

д) наличие просадочных форм рельефа (степных блюдец).

Следует указать еще один признак: повышенная просадочность отмечается для водораздельных участков, тяготеющих к речным долинам.

Высокая просадочность может возникать в пределах склонов горных районов и при сравнительно небольшой мощности пород (2—3 м). Это установлено Д. М. Мшвениерадзе (1950) для Грузии. Подобное явление наблюдается и в районах Северного Кавказа.

Вторая подгруппа методов довольно обширна. Было сделано много разных предложений, в которых предпринималась попытка увязать те или иные характеристики состава или свойств пород с их просадочностью.

Перечислим главные из них:

а) угловатые очертания пор характерны для просадочных разностей пород (С. В. Быстров);

б) высокое содержание солей при высокой пористости указывает на просадочность пород (С. В. Быстров);

в) для просадочных лёссовых пород характерен «дефицит коллоидной части», т. е. содержание частиц размером $< 0,005 \text{ мм}$ меньше 10% указывает на просадочность пород (Ф. Л. Андрухин);

г) просадочные лёссовые породы содержат воднорастворимых солей менее 3% к весу сухой породы, при преобладании сульфатов (Ф. Л. Андрухин);

д) коэффициент набухания, определенный по методу М. М. Филатова, у просадочных пород $< 8,6$ (Ф. Л. Андрухин);

е) объемный вес непросадочных разностей $< 1,45—1,47 \text{ г/см}^3$ (В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев);

ж) просадочные лёссы имеют пористость $> 46\%$ (В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев);

з) удельный вес порядка 2,7 характерен для просадочных пород, а меньше 2,7 — для непросадочных (В. И. Архангельский и В. Д. Дмитриев);

и) содержание монтмориллонита характерно для непросадочных пород, а каолинита — для просадочных (И. Д. Седлецкий, С. М. Юсупова).

К этой подгруппе методов относится также ряд косвенных характеристик, приведенных в табл. 33. Из нее видно, что зависимость разной степени устойчивости устанавливается между способностью к просадке, с одной стороны, составом породы и ее структурой, с другой стороны. Особенно тесная связь просадочности установлена со структурными факторами.

Наиболее устойчивые корреляционные зависимости установлены для содержания свободного воздуха в воздушно-сухих лёссовых породах. При содержании свободного воздуха более 24% породы просадочны. Установлена определенная математическая зависимость просадочности от величины $\Gamma_{\text{ф}}$ (см. главу 6).

Определенная взаимосвязь просадочности наблюдается и с рядом других показателей: а) величиной выделения влаги при обезвоживании воздушно-сухих образцов; б) содержанием фракций $< 0,5 \text{ м}$; в) удельной поверхностью; г) величиной максимальной гигроскопичности; д) показателем агрегативности; и) межчастичной пористостью; к) способностью к трещинообразованию.

Кроме того, имеется определенная связь между набуханием и просадочностью. Чем меньше способность к набуханию, тем больше порода предрасположена к просадке.

И. И. Трофимов (1953) для оценки просадочности предлагает комбинированный метод определения набухания по Д. И. Сидери, Ф. Ф. Лаптеву и А. Г. Кирьяновой. К сожалению, наши попытки найти математическую зависимость просадочности от набухания не увенчались успехом.

Микроскопическим методом И. И. Трофимова (1953) для

определения просадочности, основанным на изучении шлифов, приготовленных из просевших и непросевших пород, вряд ли можно установить свойства пород.

Как было отмечено, большое разнообразие структурных разновидностей делает затруднительным выявление просадочности на основании данных микроскопического исследования шлифов.

Определенным показателем предрасположенности лёссовых пород к просадке может служить коэффициент структурной плотности шлифа ($K_{пл}$), получаемый при изучении шлифов, изготовленных из монолитных лёссовых пород путем проварки их в канадском бальзаме (см. главу 6).

Таким образом, с помощью косвенных методов можно дать лишь грубую качественную оценку способности породы к просадке. Только содержание воздушной фазы (Γ_{ϕ}) позволяет получить некоторую количественную характеристику.

Третья подгруппа методов оценки просадочности базируется на специальных показателях. Для определения просадочности было предложено несколько показателей, позволяющих оценивать просадочность качественно. Рассмотрим главные из них. В. И. Батыгин (1938) предложил для оценки предрасположенности пород к просадке показатель $\Pi = \frac{W}{Fg}$, где W — влажность грунта, F — предел текучести и g — степень влажности.

При Π меньше 1 грунт просадочен. Однако установлено, что этот показатель часто не отражает действительной просадочности (Шеголев, 1933).

Н. Я. Денисов (1934) предложил показатель уплотнения $K = \frac{F\gamma}{100 \varepsilon_0}$, где F — предел текучести, γ — удельный вес породы, ε_0 — естественная пористость лёсса.

При $K \geq 1$ лёссовые породы непросадочны, при $K = 0,5—0,75$ порода предрасположена к просадке. Этот показатель дает лишь качественную характеристику просадочности лёссовых пород. Показатель В. А. Приклонского (1949) K_d позволяет учитывать зависимость уплотненности от системы пористости для разного состояния породы.

Как ранее было показано, для сильно просадочных пород значение K_d отрицательно, а если K_d больше 0,5 — опасаться просадок нет оснований.

Н. И. Кригер и Е. В. Емельянова (1951) предложили использовать для оценки просадочных свойств параллельно показатели Н. Я. Денисова, Ю. М. Абелева и В. А. Приклонского, а также отношение естественной влажности к нижнему пределу пластичности. Н. О. Омета (1953), подтверждая удовлетворительность такого подхода к приближенной оценке просадочности, приходит к выводу о небольшой зависимости коэффициента Ю. М. Абелева от коэффициента макропористости.

Все упомянутые показатели дают лишь качественную грубую оценку способности пород к просадке, так как они не отражают характера структурных связей и строения породы.

Промежуточное положение занимает определение просадочности по значению критического давления $P_{кр}$ (см. главу 7). Этот показатель А. К. Ларионова является приближенным не только для качественного определения просадочности, но и для приближенной количественной оценки. Как уже говорилось ранее, он отражает прочность связей между частицами. При этом наблюдается удовлетворительная корреляционная зависимость между величиной критического давления и значением $\delta_{кр}$. При $P_{кр} < 1.6 \text{ кг/см}^2$ порода просадочна.

Прямые методы. Наибольшее значение в настоящее время имеют прямые методы оценки просадочности.

К сожалению, не всеми методами, применяемыми в практике инженерно-геологических изысканий, можно определить действительные величины просадочности пород. Это вытекает из сложности самого явления просадки и его зависимости от многих факторов, в том числе от времени.

Просадочность в значительной степени зависит от явлений суффозии, состава и количества смачивающей воды, формы и размеров сооружений, сотрясений, вызываемых динамическими устройствами, и т. п.

Все это вместе взятое весьма затрудняет определение прямых показателей, оценивающих количественную сторону явления просадки.

Для прямой оценки величины просадочности в настоящее время применяются две подгруппы методов: 1) оценка явления прямым моделированием процесса при помощи устройства опытных участков каналов, опытных котлованов, опытных фундаментов и т. п.; 2) моделирование процесса с большим соотношением масштабов, осуществляемое при помощи компрессионных приборов.

Первая подгруппа методов применяется главным образом для оценки явлений просадки гидротехнических сооружений. Принцип моделирования практически осуществляется при испытании на просадочность методом подмачивания оснований опытных фундаментов и штампов (при проведении опытов статической нагрузки на грунты). Этот метод не дает возможности прямого моделирования просадки на всю мощность лёссового слоя вследствие ограниченных условий приложения давления и увлажнения. Кроме того, применяемые штампы далеки от действительных размеров фундаментов сооружений, поэтому полевые опыты дают лишь качественную характеристику просадочности.

Ю. М. Абелев разработал показатель просадочности (M), определяемый по результатам полевых испытаний штампом:

$$M = \frac{S_3}{S_n},$$

где S_3 — полная осадка штампа после замачивания;
 S_n — осадка до замачивания.

У просадочных лёссовых пород $M > 5$ (при $P = 1-2 \text{ кг/см}^2$).

По Н. Я. Денисову, дополнительная осадка штампа при замачивании может определяться по формуле

$$Q = \frac{S_2}{S_1},$$

где S_2 — дополнительная осадка штампа;
 S_1 — осадка штампа при естественной влажности.

При $Q \approx 4$ порода просадочна.

Вторая подгруппа методов основана главным образом на испытании лёссовых пород на дополнительное уплотнение при увлажнении без возможности бокового расширения. Это осуществляется путем применения компрессионных приборов.

По нормам и техническим условиям 137—55 величина просадочности определяется по показателю относительной просадочности:

$$\sigma_{\text{пр}} = \frac{h - h_1}{h},$$

где h — высота образца грунта природного сложения и влажности, обжатого в условиях невозможности бокового расширения давлением $P \text{ г/см}^2$;
 h_1 — высота того же образца после пропуска через него воды при сохранении давления P .

Показатель просадочности определяется при испытании на замачивание лёссовых пород на компрессионных приборах под давлением $P = 3 \text{ кг/см}^2$. Если при этом величина $\delta_{\text{пр}} > 0,02$, то порода просадочна. Для легких супесей давление не устанавливается, а выбирается в интервале от 1 до 3 кг/см^2 , причем расчетной величиной является максимальная из полученных.

При расчетах просадок оснований величина P принимается равной фактически действующим усилиям.

Применяемый в некоторых лабораториях метод «двух кривых», когда производится определение сжимаемости в образце с естественной влажностью и параллельно в образце, замоченном водой, является более грубым, чем метод «одной кривой», поэтому должен быть исключен из практики исследований.

Этот способ оценки просадочности имеет ряд недостатков. Как уже указывалось, величина и характер просадочности зависят от содержания разных типов агрегатов. Если в породе преобладают неводостойкие агрегаты, то по относительному показателю просадочности можно правильно оценить это явление,

но в случае высокого содержания водостойких и водопрочных агрегатов получаемые значения $\delta_{пр}$ оказываются явно заниженными.

Кроме того, показатель относительной просадочности не учитывает явлений выщелачивания, суффозии и текучести лёссовых грунтов, происходящих в процессе насыщения их водой.

На совещании по строительству на лёссовых породах, проходившем в Днепропетровске в 1957 г., М. Н. Гольдштейн указывал, что возможно поперечное вытеснение грунта из-под фундамента в момент замачивания. Это обстоятельство, по его мнению, требует перехода к исследованиям просадки на стабилометрах.

Метод компрессионных испытаний наиболее широко распространен и позволяет более или менее удовлетворительно оценивать качественную сторону явления провальной части просадки. Вторую (замедленную) и третью (суффозионную) стадии просадки в компрессионном приборе оценить при существующей методике испытания не представляется возможным.

Г л а в а 11

ДРУГИЕ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Кроме просадок, в лёссовых породах возникает ряд процессов, связанных главным образом со специфическими особенностями их строения и состава: лёссовый псевдокарст, эрозия поверхности, оползни, плавунность, физико-химическая суффозия и др. Весь этот комплекс явлений и процессов является результатом того или иного воздействия воды на лёссовые отложения.

ЛЕССОВЫЙ ПСЕВДОКАРСТ

Суффозионный лёссовый псевдокарст возникает в результате гидродинамического воздействия грунтовой воды на пептизированные частицы. Вынос последних ведет к повышению фильтрующей способности пород и соответственно к увеличению скорости движения воды и выносу более крупных частиц. Это явление описано в работах Ф. В. Лунгергаузена (1926), Ф. И. Воронова (1938), И. И. Трофимова (1953) и др. Лёссовый псевдокарст встречается в районах Средней Азии, Западной Сибири, Украины, Белоруссии. Развитие его наблюдается также на территории юга Европейской части РСФСР.

Это явление возникает, как правило, на участках, прилегающих к бровкам балок, речных террас и искусственных выемок.

Главные формы его проявления — воронки с понорами, пещеры и прогибы, образующиеся на участках обрушения псевдо-

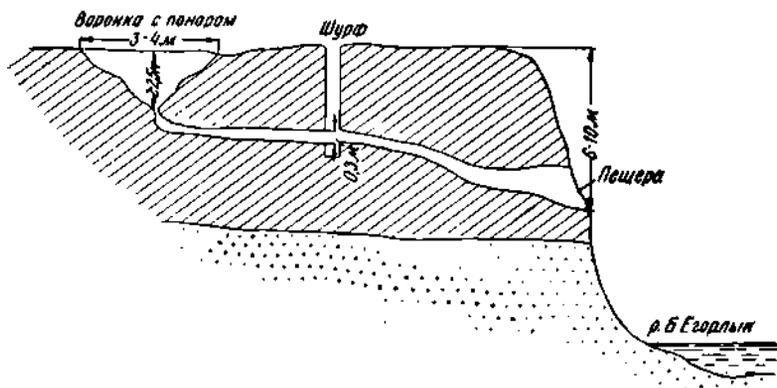


Рис. 93. Схема псевдокарста в лёссовых породах

карстовых пустот. В некоторых случаях пустоты в лёссовых породах не проявляются на поверхности и обнаруживаются только при вскрытии котлованов.

Типичная схема карстового образования этого типа показана на рис. 93.

Карстовые воронки имеют сравнительно небольшие размеры. Диаметр их не превышает 4—5 м, глубина до 2—4 м. Форма воронок неправильная, часто они вытянуты вдоль эрозионной впадины, послужившей местом скопления воды.

Высота и ширина пещер достигает 2—3 м. По Ф. И. Воронову (1938), в пещерах образуются иногда «лёссовые сталактиты» длиной 6—10 см и толщиной 2—3 см. Лёссовый псевдокарст развивается в 50—160 м от бровок террас, оврагов и других типов депрессий. Таким образом, площади развития лёссового псевдокарста приурочены к участкам, вытянутым вдоль соответствующих уступов рельефных депрессий.

Особенностью развития лёссового псевдокарста является динамичность процесса. Эти формы карста постепенно распространяются в глубину территории, что связано с общим размывом и перемещением уступов в этом же направлении. Скорость развития лёссового псевдокарста зависит от типа пород, количества накапливаемой воды, определяемой местными условиями. Часто он возникает на участках западин, где накапливающаяся вода находит путь инфильтрации в сторону выемок и, двигаясь под некоторым напором, вызывает суффозию частиц. Ориентированность потока в направлении отрицательных элементов рельефа территории и способствует в конечном счете образованию поноров и пещер. И. И. Трофимов (1953) считает, что с развитием лёссового псевдокарста связано формирование адырного рельефа в районах Средней Азии.

Лёссовый псевдокарст, несомненно, дополняет и ускоряет процессы размыва берегов и эрозию поверхности.

При строительстве большую опасность могут представлять скрытые пещеры в лёссовых породах, размер которых достигает 1,5—2 м. Эта форма псевдокарста образовалась в результате либо выноса мелкозема в подстилающие сильно фильтрующие породы (галечники, гравелистые грунты, трещиноватые породы и т. п.), либо выноса материала в овраги по мелким каналам-понорам.

Формы «закрытого» псевдокарста обнаруживаются при вскрытии котлованов, а также при проходке разведочных выработок.

При обнаружении этого типа псевдокарста необходимо тщательно исследовать пути суффозии. Если она направлена в подстилающие породы, то строительную площадку надо перенести на соседние участки, где подстилающими являются слабо фильтрующие грунты, либо применить свайные основания.

Если суффозия направлена по каналам-понорам, то лучше всего перенести площадку на 180—200 м от бровки соответствующей депрессии.

Подобный тип закрытого псевдокарста встречен в районах долины р. Егорлык (Ставропольской области), в Красноярске (на верхней надпойменной террасе), а также в ряде районов Средней Азии.

Наиболее значительной способностью к суффозии и образованию псевдокарста обладают лёссовые породы с зернистой структурой. При агрегативной структуре суффозионная деятельность проявляется слабо, и псевдокарст развивается медленно и незначительно.

ЭРОЗИЯ ПОВЕРХНОСТИ

Способность лёссовых пород к разрушению под действием текучих вод обуславливает размыв поверхности даже при небольших уклонах (5—8°). К эрозионным формам поверхностного размыва относятся рытвины, овраги и балки. Скорость их образования весьма значительна. Начальная рытвина образуется на не очень крутых склонах при наличии незначительной борозды вниз по склону (например, следа от колеса телеги). Особенностью этого процесса является формирование рытвины одновременно на значительном участке, измеряемом десятками, а иногда и сотнями метров. Так, в Ростове-на-Дону на одной из окраин по следу прошедшего трактора с прицепом образовалась в течение года рытвина глубиной до 1,5 м и длиной около 150 м. Лишь принятые энергичные меры предотвратили на этом участке развитие оврага, который мог пересечь несколько улиц.

В станице Орловской (Сало-Маньчский водораздел) рытвина глубиной до 1 м образовалась в течение одной весны.

Вторая стадия развития — формирование оврага — длится 3—5 лет. Образование оврагов в лёссовых породах тесно свя-



Рис. 94. Размыв откосов канала в лёссовых породах

зано с суффозионными процессами и лёссовым псевдокарстом.

Глубина оврагов в лёссовых районах достигает 10—30 м. Их особенностью является наличие почти вертикальных стенок. Развитие оврага в этом случае идет как за счет эрозии, так и за счет обрушения стенок.

Следующий этап формирования эрозионных форм в лёссах — выработка крупных балок. Он длится весьма продолжительное время. При этом склоны выполяживаются и задерновываются и размыв резко уменьшается.

Размывающей деятельности воды больше всего подвергнуты лёссовые породы, развитые по берегам рек и искусственных морей-озер (например, Цымлянского моря). Вследствие подмыва вертикальных береговых уступов происходит подпиливание и обрушение откосов, что иногда влечет за собой оползание больших участков. Так, в Краснодаре берег Кубани, сложенный лёссовыми породами, в течение года вследствие размыва перемещается на 10—15 м. Широко известно быстрое разрушение лёссовых берегов Аму-Дарьей, в течение года «съедающей» участки протяженностью в десятки метров.

Берега Цымлянского моря, сложенные лёссовыми породами, за год отступают на 5—20 м. При скоростях движения воды в каналах, превышающих критические размывающие (см. главу 9), откосы каналов размываются (рис. 94). Это явление объясняет-

ся прежде всего способностью лёссовых пород к быстрой потере прочности связи между частицами под воздействием воды. Устойчивость лёссовых пород при прямом воздействии воды характеризуется двумя показателями: скоростью размыва и скоростью размокания.

Наблюдения на каналах в пределах юга Европейской части РСФСР показали, что легко размываемые лёссовые породы отличаются следующими показателями: 1) время размокания монолитных образцов меньше 30 сек. — 1 мин.; 2) критическая скорость размыва 0,3—0,7 м/сек.

Породы, характеризующиеся такой размокаемостью и размываемостью, особенно подвержены процессам размыва и эрозии. Такими свойствами большей частью обладают зернистые и зернисто-агрегативные породы. Иногда (редко) встречаются агрегативные лёссовые породы с пониженной сопротивляемостью размыву. В этих случаях пониженная сопротивляемость связана с соответствующим составом коллоидно-дисперсных минералов (каолинита, гидрослюды).

ОПОЛЗНИ

Оползни в лёссовых породах вызываются как нарушением устойчивости земляных масс на склонах, так и воздействием воды, в результате которого разрушаются водонеустойчивые связи в породах и снижается их сцепление. Этот тип оползней изучен пока сравнительно мало.

Оползни приурочены к склонам, сложенным лёссовыми породами, увлажняющимися за счет атмосферных и производственных вод или в результате выклинивания грунтовых вод.

Известны оползни на берегах рек, порождаемые явлениями подмыва, а также оползни на склонах, подвергающихся обильному увлажнению. По Ф. И. Воронову (1938), оползни в лёссовых породах достигают 100 м в длину и 25 м в высоту. Объем смещающейся массы от 300 м³ до нескольких тысяч кубических метров.

Характерно развитие ступенчатых оползней на сравнительно пологих склонах.

Борьба с оползнями в лёссовых районах сводится главным образом к предотвращению увлажнения пород путем предупреждения поступления атмосферных вод и устройства системы дренажей для отвода подземных вод.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ СУФФОЗИЯ

Физико-химическая суффозия описана И. И. Трофимовым (1953). Она представляет собой вынос солей капиллярным и диффузионным токами воды. При этом образуются солевые корки. Толщина их по берегам каналов достигает 2 мм и более, а по берегам рек — 5 см.

ПЛЫВУННОСТЬ¹

Явление оплывания лёссовых пород пока мало изучено. В то же время плыунность имеет место во всех случаях залегания лёссовых пород ниже уровня грунтовых вод.

На территории Советского Союза оплывающие лёссовые породы встречены на Украине, в Узбекистане, на юге Таджикистана и в других районах.

Плыунность этих пород выражается в оплывании стенок котлованов, каналов, шурфов и других типов выработок.

По немногочисленным данным, плыунность характеризуется следующими особенностями:

1. Наиболее расположены к плыунности лёссовые породы с зернистой структурой (по А. К. Ларионову), микроминералы которых представлены гидрослюдами и каолинитом. Это объясняется их сравнительно легкой пептизацией и пониженной гидрофильностью, с которыми связана повышенная подвижность частиц.

2. Отличительной чертой плыунности лёссовых пород является сравнительно слабое образование пробок при бурении. В то же время устойчивость откосов выработок ниже уровня грунтовых вод незначительна, и наблюдается типичное для плыунных пород явление притока из дна и стенок выработок водонасыщенных пород.

3. Одно из специфических свойств лёссовых пород — способность к легкой водоотдаче. Это позволяет применять для борьбы с плыунностью лёссовых пород обычные дренажные сооружения.

Хорошо выраженными плыунными свойствами обладают лёссовые породы долины р. Вахш. На некоторых участках третьей и пятой террас этой реки плыунность лёссовых пород на значительной территории очень затрудняла строительство промышленных сооружений.

Третья и пятая террасы р. Вахш сложены легкими лёссовидными суглинками аллювиального происхождения, в основании которых лежит мощная толща галечников.

В пределах третьей террасы суглинки переслаиваются с глиной и песком, но преобладают в разрезе. Толща суглинков пятой террасы более однородна. В ней имеются лишь редкие линзы красной глины. Максимальная мощность толщи суглинков на обследованном участке в пределах пятой террасы 30—32 м. По направлению к третьей террасе мощность их постепенно снижается до 12—15 м, а в пределах третьей террасы колеблется от 12 м до почти полного выклинивания.

Мощный поток грунтовых вод в основании Вахшской долины

¹ Настоящий раздел составлен Л. К. Танкаевой по материалам работ, проводившихся в институте Гидроэнергопроект в 1953—1956 гг.

приурочен к галечникам и нижней части толщи покрывающих их суглинков.

Горизонт грунтовых вод по всей долине имеет единую водную поверхность с уклоном на юго-запад, соответственно уклону земной поверхности. Глубина залегания грунтовых вод уменьшается по направлению от пятой к третьей террасе от 20 до 1—4 м. Колебания уровня грунтовых вод связаны с колебаниями уровня воды в реке и в ирригационной сети. Амплитуда годового и многолетнего колебания составляет 1—2 м.

Ввиду того, что коэффициент фильтрации суглинков меньше, они представляют собой относительный водоупор, поэтому вода в галечниках находится местами под некоторым напором.

Вся толща лёссовидных суглинков, расположенная ниже уровня грунтовых вод, на обследованном участке обладает способностью к оплыванию в открытых выработках. Начиная с глубины, отмеченной резким скачком влажности суглинков, необсаженные скважины начинали заплывать. Скорость оплывания стенок скважины пропорциональна углублению ее в толщу суглинков ниже уровня грунтовых вод.

Интенсивно оплывают также стенки шурфов ниже уровня грунтовых вод. Неудачей окончилась попытка пройти шахту на этом участке. В толще лёссовидного суглинка, расположенной выше уровня грунтовых вод, шахта легко держала вертикальные стенки. Ниже уровня грунтовых вод началось интенсивное оплывание, которое не удалось приостановить применением креплений.

При проходке выработок на пятой террасе проводились тщательные наблюдения за изменением свойств пород с глубиной по мере нарастания влажности. Примерно до глубины 20—22 м порода представляла собой однородный серовато-желтый лёссовидный суглинок, влажный, слоистый, макропористый. В изломе были отчетливо видны мелкие известковые журавчики и жилки. Влажность породы не превышала 15—20%. Никаких изменений с образцами при встряхивании не происходило.

Начиная с глубины 20—22 м, влажность возрастала скачкообразно до 26%, твердые по внешнему виду образцы разжижались и растекались при встряхивании подобно тяжелой жидкости. Растекавшаяся при встряхивании лепешка породы по прекращении механического воздействия немедленно теряла текучесть и могла быть изломана как твердый образец.

Разжижение образцов при встряхивании, а также переходы оплывшей массы в забоях скважин при сотрясениях из твердого состояния в жидкое заставляют предполагать, что лёссовидные суглинки в оплывающем слое тиксотропны. Это предположение было проверено лабораторными опытами. На приборе, действующем по принципу прибора Вейлера—Ребиндера, измерялось предельное напряжение сдвига образцов оплывающей породы. Из-

мерения проводились через определенные промежутки времени после того, как образец был разжижен встряхиванием.

В табл. 34 приведены данные по измерению предельного напряжения сдвига для одного из образцов лёссовидного суглинка, взятого из оплывающего слоя. Опыт проводился при естественной влажности образца, равной 28,6%.

Таблица 34

Время затвердевания в мин.	10	20	30	40	50	60	75	85	95	105	125	135
Предельное напряжение сдвига в $г/см^2$	0,45	0,45	0,49	0,48	0,56	0,76	0,94	1,16	1,48	1,78	1,78	1,78

Несмотря на небольшие отклонения, которые объясняются несовершенством эксперимента, прямопропорциональная зависимость возрастания прочности образца от времени очевидна. Чтобы проверить, не было ли возрастание прочности результатом потери влаги в ходе опыта, образец, затвердевавший в течение 15 мин., был вновь разжижен встряхиванием. Предельное напряжение сдвига его, измеренное через несколько минут после встряхивания, составило 0,65 $г/см^2$.

Обратимость процесса затвердевания свидетельствует о том, что он связан с тиксотропным упрочнением образца, а не с тем небольшим изменением влажности, которое могло иметь место в ходе опыта.

Открытую поверхность оплывающего лёссовидного суглинка удалось наблюдать при разработке котлована на одном из участков третьей террасы реки. Поверхность оплывающей породы была блестящей, по ней бежали ручейки очень мутной воды. В процессе дренирования котлована можно было видеть участки поверхности с различной степенью увлажнения пород.

На участках, где влажность достигала 33—35%, лёссовидный суглинок был разжижен. В других местах дна котлована он находился в тиксотропно твердом состоянии. На нем неподвижно можно было стоять не проваливаясь, однако при попытке переступить с ноги на ногу суглинок разжижился. Влажность породы в этом случае достигала 26—28%. Те же лёссовидные суглинки с влажностью до 25% были абсолютно устойчивы в откосах котлована.

По лабораторным данным, лёссовидные суглинки Вахшской долины относятся к легким пылеватым разностям. По данным анализа (без предварительной химической обработки), около 70% породы приходится на долю пылеватых частиц. Содержание глинистых частиц диаметром менее 5 μ составляет 11—13%.

При высушивании при 105° С содержание глинистых частиц

почти не изменяется, в то время как при прокаливании количество их падает до 3%. Число пластичности в среднем равно 7, предел пластичности около 20%.

Минералогический анализ глинистых фракций показал, что они представлены гидрослюдами и каолинитом.

Растворимые соли в толще суглинков распределены неравномерно. Содержание их, определенное по данным водных вытяжек, колеблется от 0,2 до 1%, но в большинстве случаев не превышает 0,5%. Водные вытяжки готовились взбалтыванием в течение часа при соотношении породы и воды 1:5. Ввиду неравномерности распределения солей в толще суглинков и относительно небольшой минерализации грунтовых вод (порядка 10 г/л) заметить увеличение засоленности при переходе к оплывающим суглинкам не удастся. Характер засоления сульфатно-кальциевый. Водные вытяжки пород третьей террасы отличаются заметным содержанием натрия и карбонатов, однако преобладание кальция и сульфатов сохраняется.

В грунтовых водах обследованного участка в составе катионов преобладает натрий, в составе анионов — сульфат-ион.

Лёссовидные суглинки Вахшской долины отличаются высокой карбонатностью. Содержание карбонатов, определенное кальциметром, достигает 20% как в оплывающем слое, так и во всей толще суглинков третьей и пятой террас реки.

Гранулометрический, минералогический и солевой состав лёссовидных суглинков оплывающего слоя и вышележащей толщи одинаков. Основные различия состоят в повышенной влажности, повышенном объемном весе и более низкой пористости оплывающих пород. Объемный вес их скелета 1,5—1,6 г/см³, в то время как объемный вес пород вышележащей толщи не превышает 1,3—1,4 г/см³. Пористость оплывающих пород в среднем 42%, а вышележащих пород 50—52%.

Влажность лёссовидных суглинков в оплывающем слое в естественном залегании определить не удалось. Влажность образцов, отобранных из шурфа, заложенного в этом слое сразу после понижения воды, изменялась от 27 до 34%, увеличиваясь с глубиной. Очевидно, естественная влажность породы в оплывающем слое не была ниже определенной в шурфе.

В 1935 г. А. Ф. Лебедев выделил два крайних типа оплывающих горных пород. Один из этих типов он назвал псевдопльвунами, другой — истинными пльвунами. Образцы псевдопльвунов, отделенные от оплывающего массива породы, теряют текучесть, поскольку их частицы не способны удерживать воду. Образцы истинных пльвунов, отделенные от оплывающего массива, сохраняют способность расплываться, так как необходимое для проявления текучести количество воды удерживается в них гидрофильными частицами глинистых фракций.

Оплывающие лёссовидные суглинки долины р. Вахш нельзя безоговорочно отнести ни к одному из этих типов пльвунных по-

род. Несомненно, что довольно высокое содержание глины в породе, тиксотропные свойства, способность к оплыванию образцов, отделенных от массива, сближают оплывающие лёссовидные суглинки с истинными пльвунами по Лебедеву. Но вместе с тем причиной повышенной влажности этих пород в естественном залегании, а следовательно, и причиной оплывания является не гидрофильность глинистых фракций, а гидродинамическое разрыхление породы, которое характерно для псевдопльвунов.

Так, при отсутствии взаимодействия с напорными грунтовыми водами водонасыщенные лёссовидные суглинки, находящиеся под природным давлением, быстро снижают свою влажность и утрачивают пльвунные свойства. Это можно было наблюдать при проведении многочисленных лабораторных опытов, когда образцы в сдвиговых и компрессионных приборах помещались под нагрузку, соответствующую природному давлению. В этих условиях влажность образцов в течение нескольких минут снижалась с 28—30 до 22—23%. Сравнительно быстрая водоотдача и устранение пльвунности наблюдались и при проведении полевых опытов, когда уровень грунтовых вод был понижен путем откачки из галечников.

Таким образом, очевидна связь между водонасыщенностью и пльвунностью лёссовидных суглинков нижней части толщи и взаимодействием их с напорными грунтовыми водами.

Следовательно, для закрепления оплывающих лёссовидных суглинков необходимо прежде всего тем или иным способом понизить уровень грунтовых вод.

На описываемом участке был применен оригинальный способ разработки толщи лёссовидных суглинков гидросмывом. Он позволил не только обеспечить осушение оплывающего слоя, но и выполнить в короткий срок и с минимальными затратами большой объем земляных работ. Заключался этот способ в следующем. По трассе канала был направлен поток воды с расходом около 4 м³/сек (уклон земной поверхности на участке канала 0,001—0,002). В течение двух недель поток размыл устойчивую толщу лёссовидных суглинков и заглубился в оплывающий слой. Таким образом, в оплывающих суглинках была промыта траншея, которая обеспечивала их дренирование.

Гидросмыв в оплывающем слое проводился несколько медленнее, с перерывами, что давало время для оттока воды из водонасыщенных пород, обнаженных в откосах.

Благодаря такому способу производства работ оползание откосов было сведено к минимуму, так что ни на одном участке поперечный профиль канала не вышел за пределы, предусмотренные проектом. Применение гидросмыва позволило в данном случае обеспечить разработку оплывающих суглинков с сохранением тиксотропного упрочения.

В самом деле, при разработке пород гидросмывом отсутствовали механические сотрясения, неизбежные при применении

землеройных машин, и, следовательно, вязкость оплывающих пород, которые находились в состоянии тиксотропного упрочения, была максимальной.

Явление плыунности требует дальнейшего исследования, особенно в применении к другим по структуре и составу типам лёссовых пород.

Г л а в а 12

ТЕХНИЧЕСКАЯ МЕЛИОРАЦИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Под технической мелиорацией следует понимать комплекс мероприятий, направленных на повышение несущей способности и ликвидацию тех или иных отрицательных свойств пород (просадочность, размываемость и др.).

Особое значение имеет борьба с просадочными свойствами лёссовых пород. Профилактические меры, которые сводятся к предотвращению увлажнения пород и повышению жесткости сооружений (Строительные нормы и правила, ч. 2, 1955), часто оказываются недостаточными для предотвращения деформации последних.

В связи с этим большое значение приобретает разработка способов технической мелиорации, направленных на укрепление и повышение устойчивости лёссовых оснований при воздействии воды.

Все предложенные методы закрепления могут быть разделены на две группы: 1) физико-химические — силикатизация, битумизация, электрохимическое закрепление, солонцевание, термическая обработка (обжиг) и др.; 2) физико-механические — уменьшение макропористости лёссовых пород механическими способами — трамбованием, уплотнением и т. п.

Подразделение способов мелиорации лёссовых грунтов носит условный характер, так как некоторые из них занимают промежуточное место между двумя выделенными группами. Часто различные способы комбинируются, обеспечивая одновременное улучшение ряда свойств грунта.

Схематическая классификация способов мелиорации лёссовых пород для строительных целей:

Физико-химические способы	Физико-механические способы
1. Способы улучшения с технологической переработкой Термическая обработка (прогрев и обжиг)	1. Предварительное замачивание 2. Трамбовка, виброуплотнение, укатка и т. п.

Физико-химические способы	Физико-механические способы
<p>2. Способы улучшения с изменением состава:</p> <ul style="list-style-type: none"> а) введение неорганических вяжущих (известь, жидкое стекло, цемент) б) введение органических вяжущих (битум, дегти, эмульсии) и гидрофобных веществ в) введение добавок, изменяющих состав твердой или жидкой фазы грунта 	

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ

Термообработка

Лёссовые породы успешно укрепляются методами термической обработки. В настоящее время разработаны две разновидности метода, нашедшие применение в практике промышленно-гражданского, гидротехнического и дорожного строительства.

Первая разновидность метода, предложенная еще в 1936 г. Н. А. Осташевым, предусматривает введение через скважину воздуха, нагретого до 300—500° С. Вводимый под небольшим давлением разогретый воздух прокаливает лёссовый грунт, повышая стойкость его по отношению к воде.

Дальнейшее развитие этот метод обжига получил в работах А. А. Стороженко (1951). Опыты А. А. Стороженко показали, что термообработку лёссового суглинка следует проводить при температуре до 700° и давлении 1,5—1,8 атм. Нагретый воздух вводится через буровую скважину диаметром 5—10 см. Лёссовая порода благодаря большой пористости и малой естественной влажности легко пропускает нагретый воздух и до известной степени обжигается. Такое термическое упрочение грунта возможно до глубины 5 м.

Для нагрева воздуха в прокалочных агрегатах используется любой вид топлива, а также электроэнергия. Схема термической установки показана на рис. 95.

Степень изменения физико-механических свойств лёссовых грунтов зависит от температуры нагрева и продолжительности термического воздействия. Различают два этапа термического воздействия: а) прогрев грунтов до 400—450° С и б) обжиг (температура до 700—800° С).

При нагревании в лёссовой породе протекают следующие процессы. При прогреве до 400—450°, т. е. в начальной стадии

обжига, начинается дегидратация грунта. Из грунта удаляется свободная и рыхло связанная вода, а также молекулярная вода, содержащаяся в различных коллоидно-дисперсных минералах (монтмориллоните, гидрослюде, бейделлите и др.). За счет агрегатизации уменьшается содержание глинистых и мелкопылеватых частиц и соответственно увеличивается содержание крупнопылевой фракции.

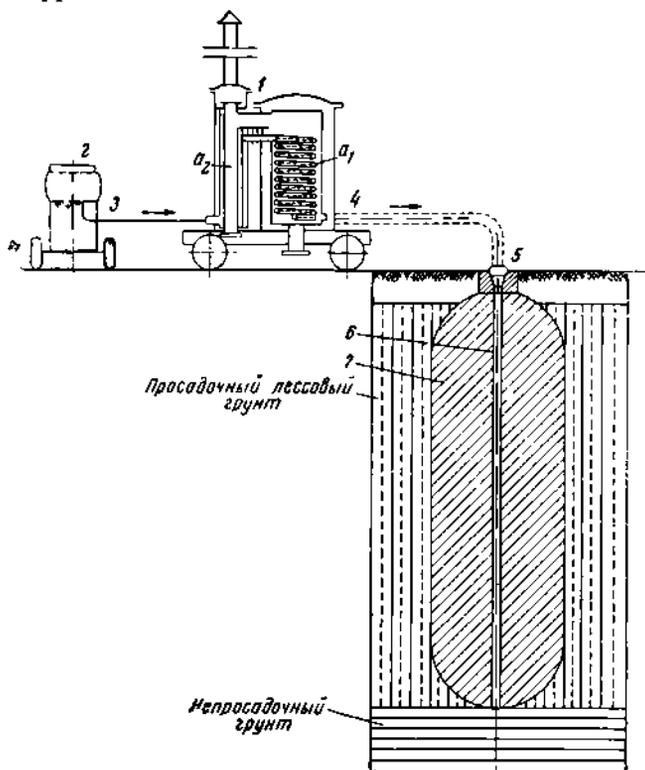


Рис. 95. Схема установки для термического улучшения просадочных лёссовых грунтов по первой разновидности метода термообработки

1 — агрегат для нагрева воздуха (a_1 — печь со змеевиком, a_2 — экономайзер для предварительного нагрева воздуха); 2 — компрессор; 3 — трубопровод холодного воздуха; 4 — трубопровод горячего воздуха; 5 — затвор скважины; 6 — скважина; 7 — зона укрепления грунта

В результате прогрева снижается пластичность лёссовых пород (примерно в два раза) и приобретает частичная водостойчивость, которая может сохраняться довольно длительное время.

Второй этап термической обработки грунта — обжиг при температуре до $700-800^{\circ}\text{C}$. При этом лёссовый грунт претерпевает коренные необратимые изменения состава и свойств. При температуре обжига происходит разложение карбонатов с освобождением

нием двуокси углерода (CO_2) и образованием новых кальциевых соединений: двухкальциевого силиката и моноалюмината кальция. Эти соединения играют роль нерастворимого цемента породы. При температуре $500\text{--}700^\circ$ порода становится полностью непластичной и к 700° совершенно утрачивает склонность к набуханию и размоканию в воде. Вследствие уменьшения при термообработке объемного веса и относительного повышения удельного веса скелета грунта пористость несколько увеличивается.

В процессе обжига в лёссовой породе происходит спекание частиц в монолитную массу минеральных веществ. Слабые связи между частицами и агрегатами уступают место стойким химическим связям. Наблюдается также увеличение содержания песчаных частиц.

По данным А. А. Стороженко (1951), лёссовый грунт района Никополя (УССР) при температуре $600\text{--}650^\circ$ и продолжительности обработки 12—15 час. приобрел достаточную устойчивость.

Наиболее интенсивно сопротивление сжатию возрастает в интервале температур $400\text{--}600^\circ$ и $600\text{--}650^\circ$. На этих этапах обжига временное сопротивление сжатию увеличивается в 5—8 раз.

Упрочение лёссового грунта может осуществляться путем обжига сплошного массива на участке сооружения или отдельных опор на требуемую для строительства глубину. Радиус упрочения грунта с помощью одной скважины 0,70—0,75 м. Он зависит от пористости и теплопроводности лёссовой породы, так как температура и давление воздуха в процессе опыта постоянны.

Термическую обработку можно применять при заложении устойчивых буровых скважин, которые используются для понижения уровня грунтовых вод в районе строительных площадок, дренажа в лёссовых грунтах и т. п.

Лёссовая порода, термически обработанная и упроченная, сохраняет свои новые свойства длительное время. Как показали опыты А. А. Стороженко (1951), свойства обожженной лёссовой породы в районе г. Никополя не изменились через 10 лет.

По данным опытов М. М. Филатова (1936₂), наилучшие результаты получаются при обжиге грунтов, которые содержат 15—25% глинистых частиц.

С. С. Морозов считает (1949₃), что легкий лёссовидный суглинок дает достаточно прочный обожженный материал, но он уступает в прочности обожженным среднему и тяжелому лёссовидным суглинкам.

Обжиг современного почвенного горизонта и ископаемых почв лёссовых толщ хороших результатов не дает вследствие значительного содержания в них органических веществ.

Исследования Е. М. Сергеева и Г. Г. Ильинской показали, что при обжиге предварительно уплотненного лёссового грунта (под давлением 20 кг/см^2) эффект термообработки повышается. Сопротивление сжатию при этом возрастает до 60 кг/см^2 .

Лёссовые породы довольно различны по содержанию глинистых частиц, пористости, содержанию карбонатов, гипса и т. п.

В литературе пока не освещены вопросы термической обработки различных типов лёссовых пород, поэтому исследования в этой области представляют определенный интерес.

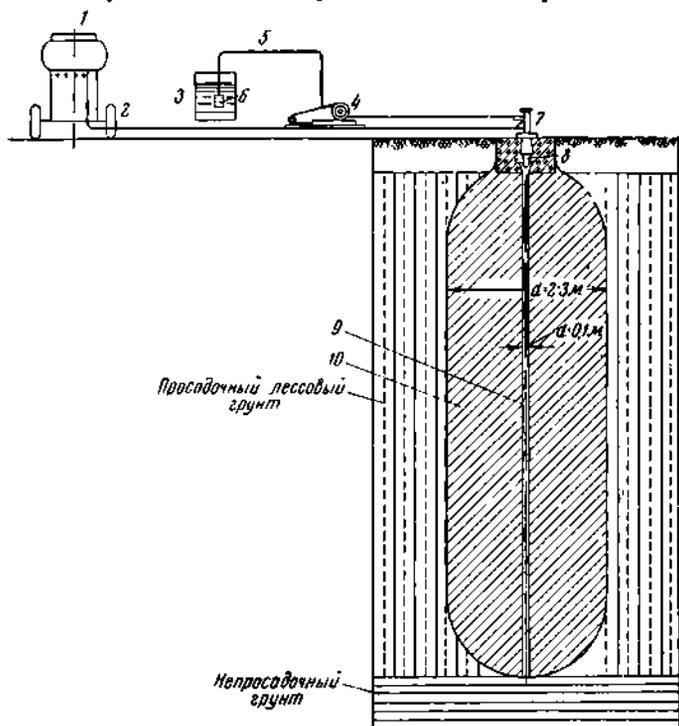


Рис. 96. Схема установки для термического укрепления просадочных лёссовидных грунтов по второму способу (по М. И. Литвинову):

1 — компрессор; 2 — трубопровод холодного воздуха; 3 — емкость для жидкого горючего; 4 — насос для подачи горючего под давлением в скважину; 5 — трубопровод для горючего; 6 — фильтр; 7 — форсунка; 8 — затвор с камерой сгорания; 9 — скважина; 10 — зона укрепления грунта

Исследования показали, что структурные типы лёссовых пород требуют различных методов термообработки. Лучше всего воспринимают обжиг породы с агрегативной и зернисто-агрегативной структурой. Это значит, что для теплообработки различных типов лёссовых пород потребуется различная технология.

В 1947 г. была предложена вторая разновидность метода термообработки лёссового грунта (Литвинов, 1955). Суть ее заключается в сжигании под давлением от 0,15 до 0,5 атм различных видов горючего в скважине, пробуренной непосредственно в толще укрепляемой лёссовой породы. Сжигается горючее после рас-

пыления через форсунки или в горелках в какой-либо части скважины.

Обжиг грунта термохимическим способом происходит в результате движения по порам лёссового грунта нагретого воздуха или раскаленных продуктов сгорания. В этом процессе, протекающем в скважине, важно выдерживать избыточное давление (до 0,5 атм), так как оно обеспечивает продвижение газов в грунт и интенсивную передачу тепла за счет конвекции. Схема термической установки показана на рис. 96.

Температура обжига не должна быть выше 1200°, так как при более высокой температуре начинается плавление лёссовой породы, и проникновение газов в поры грунта замедляется.

При помощи одной скважины диаметром 10—20 см в течение 5—10 суток можно термически укрепить массив просадочного грунта диаметром 1,5—2,5 м и глубиной до 10 м и более. За более длительный промежуток времени диаметр укрепленного грунта может достигнуть 3 м, при глубине 15 м. В этом случае общий объем закрепленного грунта увеличивается до 100 м³.

В результате термохимической обработки лёссовый грунт приобретает красноватую окраску, теряет просадочные свойства, повышает сопротивление сжатию, становится практически неразмокаемым и т. п.

Метод термохимического обжига испытан на промышленных и гражданских объектах и показал хорошие результаты. Стоимость 1 м³ укрепленного грунта при термической обработке примерно 45 руб., в то время как при силикатизации — более 100 руб.

С помощью термической обработки как первым, так и вторым способом лёссовые породы укрепляются и их просадочные свойства устраняются. Но метод этот новый и потребуются еще ряд усовершенствований технологии процесса укрепления для разных типов лёссового грунта.

Силикатизация

Метод химического закрепления грунтов в СССР, как указывает Б. А. Ржаницын, впервые был разработан в 1931 г. В дальнейшем он получил название силикатизации. Детальная разработка силикатизации была произведена в 1947 г. Б. А. Ржаницыным, Г. В. Богомоловым и В. А. Каргиным.

Различают два способа силикатизации: двухрастворный и однорастворный.

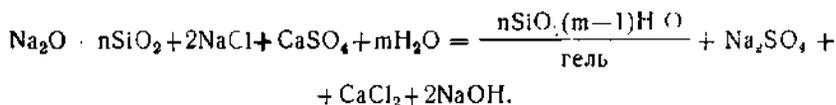
Двухрастворная силикатизация применяется для песков и заключается в нагнетании в грунт через инъекторы жидкого стекла (силиката натрия), а затем раствора хлористого кальция. В результате химической реакции этих растворов выделяется твердеющий гель кремневой кислоты, и грунт закрепляется.

Однорастворный способ силикатизации лёссовых грунтов разработал В. В. Аскалонов (1949). С помощью этого метода можно укреплять грунт до глубины 30 м.

Однорастворный способ силикатизации основан на взаимодействии нагнетаемого в породу раствора жидкого стекла, к которому прибавляется 2,5% -ный раствор NaCl, с воднорастворимыми сернокислыми солями кальция и магния, обычно находящимися в лёссовых породах главным образом в виде гипса и других минеральных соединений. Углекислые соединения кальция являются почти инертными. Таким образом, роль второго раствора, при взаимодействии с которым из жидкого стекла выделяется гель кремневой кислоты, выполняет сама порода.

Раствор жидкого стекла (10—15% -ной концентрации) с добавкой NaCl благодаря небольшой вязкости (1,5—2,5 сантипуаза) хорошо проникает по макропорам лёссовых пород, придавая им водоустойчивость, непросадочность и водонепроницаемость. Прибавление NaCl к жидкому стеклу имеет своей целью увеличить растворимость содержащегося в породе гипса и тем самым обеспечить лучшую коагуляцию кремнекислоты и более быстрое выпадение ее в осадок.

Происходящая при однорастворном способе силикатизации реакция может быть выражена следующим уравнением:



При однорастворной силикатизации лёссовых пород по В. В. Аскалонову (1949) раствор соприкасается с грунтом. В результате химической реакции на частицах грунта и стенках капилляров моментально образуется пленка геля кремнекислоты. Эта пленка в первое время имеет толщину несколько микронов и поэтому не препятствует прохождению нагнетаемого раствора. Лишь через несколько часов вследствие более интенсивного процесса гелеобразования за счет диффузии происходит закупорка капилляров гелем кремнекислоты, и проницаемость грунта резко уменьшается. Несмотря на небольшую толщину, пленка геля кремнекислоты все же достаточно прочна, чтобы сохранить грунт уже в первый период насыщения его раствором в естественном, ненарушенном состоянии. Этому способствует также некоторое набухание лёссового грунта. Примерно через 1—3 суток весь раствор, находящийся в грунте, переходит в гелеобразное состояние.

В дальнейшем идет непрерывное увеличение толщины пленки и возрастание ее прочности. Переход в гель нагнетаемого в грунт раствора происходит в первые 3 суток. Упрочение пленки геля весьма интенсивно происходит в течение 15 суток и полно-

стью заканчивается на 30-е сутки, поэтому нарастание прочности закрепленной лёссовой породы продолжается в течение 30 суток.

Процесс закрепления лёссовой породы силикатно-солевым раствором осуществляется следующим образом. В грунт через определенные расстояния и на необходимую глубину забиваются инъекционные трубы, перфорированные в нижней части. Затем под давлением до 3 атм. через них в породу нагнетается силикатный раствор. Закрепление проводится по «заходкам», высота которых равна перфорированной части инжектора. Разрывы между «заходками», т. е. между последовательно закрепленными участками скважины по вертикали, должны быть не более 0,75 радиуса закрепления. Радиус закрепления при однорастворном способе силикатизации изменяется от 20 до 100 см. Он зависит от коэффициента фильтрации в породе силикатного раствора и применяемого при нагнетании давления. В грунтах, у которых коэффициент фильтрации менее 0,1 м/сутки, силикатизация затронутого грунта.

Лёссовые грунты после обработки силикатно-солевым раствором приобретают прочность на сжатие порядка 6—8 кг/см². Эта прочность сохраняется в воде в течение длительного времени. Сохраняется также устойчивость грунта в различных агрессивных средах, за исключением щелочных растворов, в которых после 6 месяцев цементированная масса распадается. Силикатизированная лёссовая порода обладает невысокой морозостойкостью, поэтому закреплять ее следует ниже границы промерзания грунта.

Первоначальная влажность лёссового грунта в пределах от 1,5 до 18% мало отражается на качестве закрепления силикатизацией. Водонасыщенный лёссовый грунт не подвергается силикатизации.

Установлено, что с увеличением содержания глинистых частиц в лёссовых породах прочность силикатизированного грунта несколько снижается. В глинистых типах лёссовых пород силикатизация в силу небольшой пористости значительно затруднена.

Силикатизированная лёссовая порода имеет влажность до 25—30%, так как гель кремнекислоты адсорбирует много воды. Если ее попеременно высушивать и снова увлажнять, то она будет трескаться и распадаться на отдельные куски. Это явление связано с тем, что гель кремнекислоты, теряя воду, меняет свою структуру, образуя трещины.

После силикатирования лёссовая порода становится практически водонепроницаемой, непроницаемой, не набухает и не размокает.

Иногда вместо сплошного силикатированного основания можно применять силикатированные основания в виде отдельных свай. Сваи могут опираться на более прочную породу или же на силикатированную подушку на некоторой глубине.

Однорастворная силикатизация лёссовых пород опробована в производственных условиях и дала положительные результаты. Благодаря довольно простому, производству работ и несложности оборудования, этот способ может быть применен в любых условиях. Стоимость закрепления 1 м³ лёссового грунта способом однорастворной силикатизации при глубине 15 м достигает 120 руб., причем 70% составляет стоимость силиката натрия.

Укрепление известью

Метод укрепления лёссовых пород известью заключается во внесении в разрыхленную массу грунта извести в гашеном (пушонка) или негашеном (молотая кипелка) виде. Теоретические основы этого метода были разработаны М. М. Филатовым (1936.).

Гашеная известь применяется в виде пушонки, известкового молока или известкового теста, т. е. смеси гашеной извести с водой. Способ основан на затвердевании смеси при высыхании и на реакции гашеной извести с углекислотой воздуха с образованием углекислой извести.

Значительный интерес представляет применение молотой негашеной извести — кипелки (CaO). В этом случае процесс твердения и высыхания ускоряется и обеспечивает повышенную плотность и прочность смеси. Большим преимуществом применения негашеной извести является устранение громоздкого гасильного хозяйства, которое необходимо для получения гашеной извести.

Укрепление лёссового грунта известью имеет много общего с обработкой его цементом. Однако свойства извести влияют как на свойства грунтово-известковых смесей, так и на порядок их приготовления.

Известь делает лёссовый грунт водоустойчивым и повышает его механическую прочность во влажном состоянии, что чрезвычайно важно для лёссовых пород, так как они во влажном состоянии структурно разрушаются.

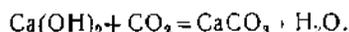
По данным В. М. Безрук и М. Г. Кострико (1955), прочность грунта, укрепленного известью, ниже, чем при добавке и укреплении его портланд-цементом.

Опыты показали, что для укрепления пылеватых и глинистых грунтов необходимо введение от 6 до 12% извести (по отношению к объему грунта). Точнее количество добавки извести следует определять на основании лабораторных испытаний свойств лёссового грунта — пластичности, набухаемости, морозостойкости, сопротивления сжатию (несущей способности), определения содержания карбонатов и т. д.

Метод укрепления лёссового грунта известью предусматривает предварительное разрыхление, тщательное перемешивание

с известью и увлажнение. После этого смесь максимально уплотняется. В полученной уплотненной смеси идет процесс твердения. Он начинается с испарения воды и кристаллизации гидрата окиси кальция. С течением времени часть гидрата окиси кальция подвергается действию углекислоты воздуха и превращается в углекислый кальций.

Процесс протекает по следующей схеме:



Другая часть гидрата окиси кальция взаимодействует с минералами лёссовой породы, первичными и вторичными, т. е. с алюмосиликатами и силикатами. В результате их соединения появляются новые цементирующие вещества, которые прочно закрепляют грунт. Все эти процессы протекают не сразу и нарастают постепенно. Таким образом, для получения наибольшей прочности требуется определенное время.

В затвердевшей смеси, состоящей из разрыхленного грунта и извести, основной цементирующей силой обладают твердые кристаллические образования — CaCO_3 (кальцит) и соединения CaO с алюмосиликатами. Эти соединения водоустойчивы и прочны.

Благодаря большой удельной поверхности частиц лёссовых пород, при известковании, кроме чисто химических реакций, происходят физико-химические явления, связанные с обменом поглощенных катионов. Катионы кальция укрепляют структуру тонкой части грунта в результате вхождения их в коллоидно-дисперсные минералы и вытеснения поглощенных ионов натрия и водорода. При этом грунт уменьшает дисперсность, размокаемость, липкость, набухание, способность резко снижать сопротивление внешним нагрузкам при увлажнении.

В ряде случаев для улучшения условий твердения и ускорения процесса в смесь добавляют CaCl_2 или какие-либо другие соединения, играющие роль поверхностноактивных веществ.

По данным Е. Г. Борисовой (1953), механическая прочность цементированных известью грунтов резко возрастает в результате их пропаривания.

Укрепленные известью лёссовые породы повышают свою водостойкость и становятся механически более прочными, но настолько, чтобы полностью удовлетворять требованиям строительства. Так, этот способ позволяет укреплять дорожные покрытия (на дорогах низших классов), а также лёссовые основания под дорожные покрытия. Укрепленные этим способом грунтовые покрытия, кроме небольшой прочности, отличаются еще невысокой морозостойкостью. Ввиду этого известкование рекомендуется применять в южных степях и полупустынях.

Укрепление портланд-цементом и другими гидравлическими вяжущими

Для укрепления лёссовых пород можно использовать портланд-цемент, шлаковый портланд-цемент, пуццолановый портланд-цемент, известково-пуццолановый цемент, известково-золяный цемент и другие виды цемента. Эти гидравлические вяжущие материалы представляют собой сочетание четырех окислов $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Свойства вяжущих материалов зависят от соотношения указанных веществ.

Цемент смешивается с лёссовым грунтом в определенных пропорциях (от 10 до 12% цемента по весу породы). Цемент вступает в реакцию с водой, которая находится в порах породы. Продукты гидролиза цемента — CaO , Al_2O_3 , SiO_2 — могут также частично вступать во взаимодействие с высокодисперсной частью грунтов. Обменное поглощение высокодисперсной частью грунта ионов кальция из цемента почти не наблюдается, так как порода частично насыщена этими ионами. В результате образования цементного камня и взаимодействия между продуктами гидролиза и грунтом отдельные грунтовые элементы связываются прочными кристаллическими связями.

В лёссовых породах содержание свободной воды небольшое. Поэтому при разрыхлении верхнего слоя грунта, который предназначен для закрепления, вода вводится путем небольшой поливки смеси грунтоцемента. Кроме того, воду можно вводить вместе с цементом в виде цементного раствора.

Закрепление цементом лёссового грунта дает более эффективные результаты, чем других осадочных пород, что объясняется присутствием в его составе карбонатов и поглощенных катионов кальция. Это дает возможность цементу твердеть полностью, не расходуя катионы кальция на обмен с высокодисперсной частью породы.

Этот метод дает лучший эффект, когда тонкие фракции лёссовой породы содержат минерал каолинит, а по гранулометрическому составу она супесчаная, причем легко растворимых солей (хлористых) должно содержаться не более 1%, гумуса — не более 1%, SO_3 — не более 0,2%, реакция должна быть нейтральная (но не кислая), емкость поглощения — не более 15 мг-экв на 100 г грунта. Смесь после изготовления уплотняется и в течение некоторого времени твердеет.

В результате цементации в лёссовых породах образуются гели гидросиликатов и гидроалюминатов кальция.

Укрепление грунтов цементом производится при устройстве дорожных и аэродромных покрытий, а также оснований под промышленные и гражданские сооружения. Цель такого укрепления — создание водоустойчивости, уменьшение набухания, размокаемости, а также повышение прочности грунта.

Таким образом, при обработке грунта цементом необходимо учитывать как свойства грунта, так качество и дозировку цемента.

Отрицательными свойствами грунта, закрепленного цементом, является большая влагоемкость и остаточная пористость. Этот метод требует использования значительного количества дорогостоящих цементов.

С. С. Морозов (1949., 1953) отмечает, что лёссовидные грунты в результате добавок в них портланд-цемента приобретают устойчивость, но недостаточно морозостойки. Для того, чтобы сохранить несущую способность грунта, необходимо вводить до 18% цемента, что становится, например, для дорожного полотна уже нерентабельным.

Для повышения прочности, водоустойчивости, уменьшения влагоемкости и водопроницаемости лёссового грунта предложен метод гидрофобной цементации грунта. Для придания грунтоцементной смеси гидрофобности в нее добавляются в небольшом количестве гидрофобизирующие вещества. Такими веществами могут быть технические мыла, битумные эмульсии и др. Обработка закрепленного цементом грунта этими веществами приводит к образованию на поверхности частиц нерастворимых в воде пленок, которые создают гидрофобность. Этот процесс детально изучен П. А. Ребиндером, Н. Н. Серб-Сербиной и другими исследователями.

Закрепление органическими вяжущими материалами

В качестве закрепляющих примесей можно применять нефтяные битумы и каменноугольные дегти. В отдельных случаях употребляются сланцевые битумы, буроугольные, торфяные и древесные дегти.

Для укрепления грунтов широко применяются жидкие битумы. Битумы на месте разжижаются керосином, мазутом, нефтью или лигроином. Жидкая масса вводится в грунт и по мере загустения связывает, закрепляя его. Обычно используют битумы, которые твердеют довольно быстро (класса А).

Введение в лёссовый грунт органических вяжущих веществ производится различными способами. Чаще всего применяют способ разрыхления грунта и перемешивания его с определенным количеством вяжущего вещества. В некоторых случаях вяжущим веществом можно поливать поверхность грунта и создавать водонепроницаемую корочку. Для лучшего проникновения в грунт органическое вяжущее вещество обычно разогревают (горячая обработка) до жидкого состояния (при 100—150° С). Для легких суглинков расход жидкого битума достигает 7—10%; в этом случае получается лучший результат.

По данным С. С. Морозова (1949.), изучавшего вопрос битумнизации грунтов, тяжелые и средние лёссовидные суглинки

требуют до 12% битума, а в случае водонасыщенности связность достигается при введении в них 15% битума. Процесс смещения вяжущего материала с грунтом легче всего происходит при максимальном содержании связанной воды в грунте, при влажности, несколько большей максимальной молекулярной влагоемкости по А. Ф. Лебедеву. После обработки органическими вяжущими грунт уплотняют. Для наилучшего уплотнения необходимо определенное суммарное содержание воды и битума.

Ю. С. Кулиш (1953) установила, что при битумировании значительную роль играет характер обменных катионов грунта. Так, например, при содержании в обменном комплексе грунта катиона водорода битума требуется в 4—5 раз меньше, чем в породах, содержащих обменный кальцит, а при наличии натрия количество битума должно быть несколько увеличено.

Из битумов и дегтей можно приготовить эмульсии, тончайшие пленки которых, обволакивая частицы грунта, делают их водоустойчивыми. Такие эмульсии готовят путем диспергирования (распыления) битумов и дегтей в воде в присутствии поверхностноактивных веществ (эмульгаторов), которые придают эмульсии устойчивость. Этот способ получил название «холодной обработки».

Многие гидрофобные вещества, например, «кремнеорганические соединения» (этилдихлорсилан и др.), пока применяются главным образом для придания водоустойчивости строительным материалам, но, возможно, в ближайшем будущем эти вещества будут более широко использоваться для укрепления грунтов.

Обработка органическими веществами лёссовых пород практикуется чаще всего при строительстве дорог, однако этот метод можно применять для создания водонепроницаемости грунта в основаниях сооружений и в гидротехническом строительстве. Битумные материалы устойчивые в отношении действия агрессивных минерализованных вод.

В. М. Безрук в М. Г. Кострико (1955) указывают, что грунты, обладающие хорошо выраженной структурой и наличием обменного кальция, успешно укрепляются органическими вяжущими при небольшом расходе материала.

В результате обработки грунта вяжущим веществом получается монолитная масса, в которой составные части битума поглощены поверхностью тонкодисперсных частиц, а остальные части битума склеили частицы грунта и механически заполнили пустоты (поры).

Кроме обработки битумами и дегтем, лёссовые грунты можно укреплять продуктами отходов бумажно-целлюлозной промышленности. Сульфитно-спиртовая барда — продукт переработки сульфит-целлюлозного щелока, является отходом целлюлозного и гидролизного производства. Она нашла применение для гидрофобизации цемента. В 1956 г. в Будапеште Андором Червен-

ко 11%-ный сульфитный щелок был использован для укрепления лёссового грунта в дорожных целях. В результате такого укрепления лёссовая порода приобретает водоустойчивость и некоторую механическую прочность.

Укрепление грунта парафино-мазутной смесью

Лёссовый грунт можно укреплять парафино-мазутной смесью с битумом по методу К. И. Добровольского (1939). Парафино-мазутная смесь с битумом: одна часть битума марки 3 на две-три части мазута, плюс 3,5% парафина по весу смеси. Эта смесь вводится в лёссовый грунт через трубки иньекторов в горячем состоянии (80—100°). Иньекцию рекомендуется делать в сухие грунты (в сухое время года) под небольшим давлением (до 2 атм) и длительное время (до 6 суток). В результате такой обработки часть зерен породы обволакивается пленкой битумной смеси, и поры грунта тампонируются. Грунт становится водонепроницаемым. Этот метод в литературе освещен пока недостаточно.

В 1955 г. Л. А. Авакян предложил новый способ укрепления лёссового грунта парафино-мазутной смесью.

Сущность способа заключается в том, что поверхность лёссовой породы (откосы, поверхность деривационных каналов) обрабатывается парафино-мазутной смесью. Эта смесь, подогретая до 100—120° С, наносится на поверхность грунта, который должен быть в свою очередь нагрет солнцем до 40°. Парафино-мазутная смесь проникает в грунт и, как пишет Л. А. Авакян, смачивает поверхность частиц, заполняет макропоры и трещины. Проникновение смеси в грунт обуславливается действием сил капиллярного всасывания, главным образом через макропоры.

Обработка поверхности лёссового грунта осуществляется при помощи гидравлического насоса и шланга с распыляющей насадкой. Парафино-мазутная смесь проникает в грунт равномерно, образуя устойчивую укрепленную корку (толщиной до 10—12 см).

В результате обработки этой смесью лёссовая порода приобретает противопросадочную устойчивость: просадка после укрепления уменьшается в 10—12 раз. Увеличение механической прочности происходит главным образом за счет повышения сил сцепления (в 5—10 раз) и увеличения углов трения (на 5—10°). Водопроницаемость грунта сохраняется, коэффициент фильтрации тяжелых и средних суглинков уменьшается с 10^{-1} до 10^{-2} см/сек, т. е. в несколько десятков раз.

Пропитка смесью зависит от влажности грунта. Лучшим условием является влажность 7—10%; повышение ее до 20% резко снижает эффект обработки смесью.

Оптимальный состав парафино-мазутной смеси содержит до 3% парафина.

Укрепление 1 м³ грунта описанным методом обходится в 25 руб. Метод прост в исполнении и рекомендуется Л. А. Авакяном как противofильтрационное и противопросадочное мероприятие в открытых лёссовых грунтах (например, в откосах каналов) и закрываемых бетонными облицовками различных водосборных сооружениях.

Метод укрепления парафино-мазутной смесью может быть применен для укрепления лёссового грунта под несложные сооружения. Следует отметить, что, несмотря на экономичность и простоту, применение его затруднено из-за необходимости нагревать грунт до 40°, невысокой влажности (меньше 15%) и т. п., что не всегда можно обеспечить даже в летнее время. Разработка этого метода может значительно повысить эффективность и расширить область его применения.

Примером применения смеси парафино-мазута и гудрона (парафина 5%) может служить укрепление лёссового грунта при строительстве стадиона в г. Тбилиси (Мшвениерадзе, 1950): лёссовый грунт стал прочен и водонепроницаем.

Метод осолонцевания грунта

В областях распространения лёссовых пород сооружаются большое количество оросительных и судоходных каналов, водохранилищ и колхозных прудов. В них часто наблюдаются чрезмерные фильтрационные водопотери, составляющие до 30—50% объема заключенной воды.

Чтобы сократить эти потери воды через дно и стенки каналов и прудов, А. И. Соколовский разработал способ снижения фильтрационных свойств пород. Он основан на увеличении гидрофильности глинистой породы, т. е. на увеличении ее способности связывать и удерживать воду в диффузных оболочках, окружающих частицы. Это достигается путем замены обычно присутствующих в поглощенном состоянии двухвалентных катионов кальция и магния одновалентным катионом натрия. Образующийся после насыщения натрием диффузный слой обладает большой толщиной, что повышает способность глинистой породы к набуханию и уменьшает ее водонепроницаемость. Кроме того, повышается степень дисперсности породы вследствие распада водопрочных агрегатов, что также способствует уменьшению водонепроницаемости.

На практике указанная замена осуществляется поливкой откосов и дна каналов и водоемов раствором хлористого натрия. Следует иметь в виду, что количество раствора должно соответствовать количеству находящегося в породе обменного кальция. Если хлористый натрий окажется в избытке, произойдет новое увеличение водонепроницаемости. Это объясняется, осмотическим отсасыванием молекул воды из диффузных оболочек вследствие

повышения концентрации раствора соли, находящегося между диффузными оболочками частиц. В процессе применения указанного способа на оросительных каналах в Заволжье на 1 м² площади откоса и стенки канала вносили от 3 до 5 кг хлористого натрия. Потеря воды на фильтрацию при этом снизилась с 13 до 1,5% на 1 км длины канала.

Эффект, полученный способом А. Н. Соколовского, сохраняется в течение нескольких лет. После этого канал вновь обрабатывается раствором NaCl. Во избежание высыхания и растрескивания стенок канала их прикрывают небольшим слоем (в несколько сантиметров) песка.

При обработке раствором NaCl за счет выделяющихся катионов кальция образуется CaCl₂, который останавливает реакцию. Если же заменить раствор NaCl раствором соды, то вытесняемый из диффузных оболочек ион кальция выпадает в осадок и реакция будет идти до конца. Способ А. И. Соколовского уже применяется в производственных условиях при строительстве оросительных каналов в Заволжье, прудов на Украине и в других местах.

В применении к лёссовым породам он дает надежные результаты. Еще в 1937 г. Н. К. Крупский проделал опыты с осолонцеванием лёссовой породы. Он установил, что если до засоления лёссовая порода имеет коэффициент фильтрации до 0,056 см/сек, то после осолонцевания он понижается до 0,00000025 см/сек, т. е. порода становится практически водонепроницаемой.

Причина влияния осолонцевания, кроме выщелачивания CaCO₃, заключается в пассивизации CaCO₃ под влиянием растворимого гумуса и силикатов, а также в образовании соды, поддерживающей щелочную реакцию, при которой усиливаются коллоидные свойства глины и особенно гумуса. После осолонцевания в лёссовой породе быстро проявляются признаки оглеения, в свою очередь снижающего водонепроницаемость.

Опыты показали, что карбонатность лёссовой породы снижает эффект осолонцевания.

С помощью гигроскопических солей лёссовые грунты укрепляются также для дорожных целей. С помощью солей (CaCl₂, NaCl, MgCl₂ и др.) грунт стабилизируется и постоянно сохраняет определенную (оптимальную) влажность. При этом условии он становится очень устойчивым, особенно во влажный период года, так как порода делается практически водонепроницаемой.

При оптимальной влажности грунта входящая в него вода играет роль вяжущего материала. Внесение гигроскопических солей при сохранении оптимальной влажности создает водостойчивость и водонепроницаемость.

Метод осолонцевания нашел широкое применение в практике строительства, главным образом гидротехнического.

Электрохимическое закрепление

Метод электрохимического закрепления лёссовых грунтов начал впервые разрабатываться М. Н. Гольдштейном (1937). В основе электрохимического изменения свойств глинистых пород лежат электроосмотические явления. Этот метод для укрепления маловлажных лёссовых пород мало пригоден. Его можно рекомендовать для обводненных лёссовых пород. В. А. Приклонский (1955) указывал, что электроосмотические методы закрепления и обезвоживания могут применяться на практике для улучшения искусственных грунтов и осушения намывных плотин и дамб, возводимых из лёссовых пород.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ ЗАКРЕПЛЕНИЯ

Предварительное замачивание

Метод предварительного замачивания лёссовых пород в практике строительства применялся для уплотнения грунта на ирригационных системах и частично в основаниях сооружений. Основная цель замачивания заключается в ускорении процесса просадки. Замачивание проводится путем поливки поверхности (или котлованов) водой, а также нагнетание ее через буровые скважины или шурфы. Лёссовая порода под действием воды на некоторую глубину теряет структуру и уплотняется, т. е. теряет способность к просадочности. После замачивания породу утрамбовывают. Уплотнение можно проводить различными способами, в том числе с помощью вибромашин (Абелев, 1948). Лёссовые толщи сохраняют просадочные свойства до значительных глубин (район Ростова-на-Дону 3—6 м, Ставрополь 10—12 м), и поверхностное замачивание не всегда эффективно, так как ниже смоченного уплотненного участка породы просадочны. Для полной ликвидации просадочности требуется длительное время (месяцы и годы) и огромное количество воды. По данным Ю. М. Абелева (1948), на 1 м² площади требуется до 400 м³ воды.

Следовательно, замачивание котлованов не спасает сооружения от деформации. Проникновение воды в более глубокие горизонты вызовет новую просадку. Подобное явление наблюдается на некоторых сооружениях на Северном Кавказе, а также в районе Терско-Кумской оросительной системы, где, несмотря на многолетнюю эксплуатацию ирригационной системы, каналы все время деформируются.

Сооружение получает устойчивость лишь после полной ликвидации просадочности на всю мощность просадочной толщи.

Ю. И. Шпильберг (1957) описывает случай замачивания на участке оголовка дюкера на Право-Егорлыкском канале. Многомесячное замачивание лёссового грунта под нагрузкой 1—2 кг/см² (от возведенной насыпи) вызвало просадки участка.

Он отмечает, что просадочные деформации по размерам и по времени проявились неравномерно, но насыпь в конечном итоге получила известную устойчивость.

А. Л. Рубинштейн на совещании по строительству на лёссовых породах в Днепропетровске в 1957 г. привел интересные данные об успешном применении в ирригационной практике Средней Азии метода предварительного замачивания и путей увеличения скорости промачивания.

Таким образом, в гидротехническом строительстве возможны случаи применения этого метода, главным образом для грунтов, обладающих хорошей фильтрующей способностью.

Ю. М. Абелев (1957) в последнее время предложил новый способ уплотнения лёссовых пород методом пропитки их концентрированным (20%-ным и более) раствором серной кислоты. Лёссовые породы, обработанные кислотой под нагрузкой 2 кг/см^2 , уплотняются и теряют просадочные свойства. Этот метод требует дальнейшей проверки.

Уплотнение тяжелыми трамбовками

По данным В. Б. Швеца (1957), этот метод дает возможность устранить просадочные свойства лёссового грунта в пределах верхнего 1,5—2-метрового слоя. Уплотненный слой способствует уменьшению общей деформации, если нижележащий просадочный грунт все же будет замочен и начнет деформироваться.

Уплотнение производится путем сбрасывания с высоты 3,5—4 м железобетонных трамбовок, имеющих форму усеченного конуса, с диаметром их рабочей поверхности 1—2 м и весом от 1,5 до 4,5 т. Трамбование производится до «отказа». Практически это характеризуется приращением остаточных деформаций — понижением трамбуемой поверхности после каждого удара на 1—2 см. Дальнейшее трамбование после достижения «отказа» не рекомендуется, так как грунт будет снова разрыхляться, что повлечет за собой выпирание поверхности.

В. Б. Швец указывает, что наилучший эффект уплотнения достигается при оптимальной влажности грунта, а глубина уплотнения зависит от диаметра рабочей поверхности трамбовки.

Уплотнение грунтовыми сваями

Определенного уплотнения лёссового грунта можно добиться с помощью грунтовых свай. Этот способ, предложенный Ю. М. Абелевым, заключается в предварительной проходке ряда буровых скважин на участке расположения проектируемого сооружения и заполнения этих скважин тем же лёссовым грунтом, с обязательной плотной трамбовкой. Степень уплотненности

грунта проверяется определением средней пористости уплотняемого массива. Пористость должна быть не более 38—40% (Технические условия на производство и приемку общестроительных и специальных работ, т. 1, Стройиздат, 1947).

Уплотнение взрывами

Метод взрывов мало разработан, но тем не менее результаты исследования, полученные А. Е. Бабинцем (1956), дают возможность оценить его практическое значение как одного из способов борьбы с просадочностью.

В основании фундаментов будущего сооружения проходится ряд буровых скважин на расстоянии примерно 3—4 м одна от другой. В каждой скважине производится подрыв заряда большой длины. Для этой цели А. Е. Бабинец использовал порох в виде заряда диаметром 0,08 м и длиной 5,9 м. Энергия взрыва распирает грунт и уплотняет его на расстояние до 2 м от стенок скважин. В этом интервале объемный вес лёссового грунта уменьшается с 1,8 до 1,4, пористость от 0,43 до 0,34. Просадочность снижается с 10—11 до 0,4%, значительно уменьшается размокаемость породы.

Метод уплотнения грунта взрывами, особенно в сочетании с методом уплотнения грунтовыми сваями, может быть применен для укрепления лёссовых оснований под различные сооружения.

Как показали исследования, каждый из методов инженерной мелиорации лёссовых пород может быть наиболее эффективным и оптимальным в применении к определенным типам пород.

Для лёссовых пород с зернистой структурой можно рекомендовать метод силикатизации как наиболее эффективный. Очень хорошие результаты дает укрепление этих пород портланд-цементом, известью и другими гидравлическими вяжущими, а также органическими вяжущими материалами.

Для лёссовых пород с агрегативной структурой наиболее эффективен метод обжига, дающий при сравнительной экономичности значительное упрочнение этого типа грунтов. Применение метода силикатизации обычно затруднительно вследствие сравнительно малой фильтрационной способности и более высокой начальной влажности пород этого типа. Этот тип пород хорошо укрепляется осолонцеванием грунта.

Зернисто-агрегативные лёссовые породы более эффективно закрепляются методами, рекомендуемыми для зернистых пород, а в некоторых случаях — для агрегатных пород.

В каждом конкретном случае выбор метода должен производиться, исходя из типа структуры лёссовой породы и ряда показателей: коэффициента фильтрации, гранулометрического состава, естественной влажности и т. п.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

В основе инженерно-геологической классификации горных пород как естественно-исторических образований, характеризующихся определенной историей формирования, должно лежать генетическое их подразделение. В соответствии с этим среди горных пород следует выделять прежде всего три основные генетические группы, различающиеся происхождением и условиями формирования — изверженные, метаморфические и осадочные.

Известные инженерно-геологические классификации пород можно разделить на четыре типа: 1) общие, включающие все типы пород и учитывающие все важнейшие их признаки; 2) частные, построенные на учете какого-либо признака, или всех важных признаков, но только одного определенного геолого-петрографического типа пород; 3) отраслевые, подразделяющие породы применительно к специфическим требованиям какого-либо одного вида строительства (гидротехнического, гражданского, промышленного и др.); 4) региональные, подразделяющие все породы, развитые на определенном, обычно небольшом участке, где проектируется то или иное сооружение.

Возможными и практически важными классификационными признаками при инженерно-геологической классификации осадочных горных пород являются: 1) фациально-генетические; 2) минерально-петрографические; 3) специальные инженерно-геологические.

Однако опыт составления подобных классификаций (Саваренский, 1939; Приклонский, 1943; Сергеев, 1952; Маслов, 1957) показал, что все эти признаки не могут быть учтены в одной инженерно-геологической классификации вследствие своей многочисленности. Поэтому в общей инженерно-геологической классификации пород должны быть приняты в качестве классификационных только решающие, ведущие признаки, с одной стороны, связанные с процессами формирования пород, а с другой стороны, непосредственно определяющие поведение пород под влиянием сооружений. Остальные же признаки, важные с инженерно-геологической точки зрения, но не принятые в качестве классификационных, нужно обязательно указывать при описании и характеристике породы.

Для осадочных пород важными с инженерно-геологической точки зрения признаками, применение которых в качестве классификационных при дальнейшем подразделении целесообразно, являются фациально-генетические и некоторые петрографические признаки. Примером общей инженерно-геологической классификации осадочных горных пород может служить классификация, приведенная в работе Приклонского (1956).

Лёссовые породы могут быть разного генезиса, возраста и химико-минералогического состава. Но все они относятся к осадочным породам пылевато-глинистого состава и характеризуются определенными показателями, позволяющими оценивать их важнейший с инженерно-геологической точки зрения признак — просадочность.

ЗНАЧЕНИЕ ВАЖНЕЙШИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СОСТАВА И СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД ДЛЯ ИХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Косвенные показатели

Фациально-генетические признаки. Лёссовые породы могут быть, как известно, аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, эоловыми и флювиогляциальными отложениями. Известно также, что установить генезис лёссовых пород определенного района иногда очень трудно или даже невозможно. Вследствие этого взгляды на происхождение одной и той же породы бывают различные.

Несмотря на важность генетических признаков, в значительной степени определяющих инженерно-геологические свойства лёссовых пород, отчетливой связи между генезисом лёссовых отложений и их основным инженерно-геологическим признаком — просадочностью, пока не установлено. Известно лишь, что к просадкам наиболее склонны эоловые и пролювиальные отложения, а аллювиальные отложения, особенно низких (молодых) террас, обладают наименьшей просадочностью или она совсем отсутствует. Делювиальные и флювиогляциальные отложения занимают промежуточное положение, и просадочность их в значительной мере зависит от геоморфологических условий.

В связи с этим строить инженерно-геологическую классификацию на фациально-генетических признаках лёссовых пород пока нет достаточных оснований.

Минералогический состав нерастворимой в воде части лёссовых пород в пылеватых фракциях, как правило, характеризуется преобладанием кварца и, в меньшей степени, полевых шпатов, а в глинистых фракциях — различных глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита, иллита и др.).

Кроме нерастворимых в воде минералов, для лёссовых пород характерно присутствие воднорастворимых минералов или так называемых простых солей — карбонатов кальция и реже магния, сульфатов кальция и хлоридов натрия. Последние обычно находятся в растворенном виде в поровой воде. Карбонаты щелочных земель и сульфаты кальция присутствуют как в твердом, так и в растворенном состоянии. В лёссовых породах могут присутствовать также гумусовые вещества.

Минералогический состав как нерастворимой в воде, так и воднорастворимой части влияет на просадочность лёссовых пород, но, подобно фациально-генетическим признакам, не находится в прямой связи с ней. Имеются лишь общие указания, что каолинитовый состав способствует, а монтмориллонитовый не способствует просадочности. Просадочные разности обычно обладают большим содержанием воднорастворимых солей по сравнению с непросадочными или слабо просадочными.

Поэтому использовать данные о минералогическом составе лёссовых пород в качестве ведущих классификационных признаков в инженерно-геологической их классификации, подобно фациально-генетическим признакам, пока нет достаточных оснований.

Гранулометрический состав. Лёссовые породы, как известно, отличаются обычно значительным содержанием пылеватых фракций, иногда преобладающих в породе. Однако следует иметь в виду, что тонкодисперсная часть лёссовых пород вследствие присутствия воднорастворимых солей в той или иной мере скоагулирована. Поэтому на результаты гранулометрического анализа сильно влияет способ подготовки к нему образцов. Пылеватый состав получается при обычном полудисперсном анализе. При дисперсном анализе, особенно с разрушением и удалением цементирующих глинистых частиц карбонатов кальция, пылеватые (по данным полудисперсного анализа) лёссовые породы нередко значительно увеличивают выход глинистых фракций и иногда оказываются даже лёссовидными глинами. К таким породам относятся, например, лёссовые отложения юга Украинской ССР (Морозов, 1949, 1950). В породах с высоким содержанием фракций, скоагулированных в пылеватые агрегаты, просадочные свойства обычно резко снижены или отсутствуют совсем, поэтому целесообразно различать истинно пылеватые и псевдопылеватые лёссовые породы.

Просадочные свойства наиболее характерны для истинно пылеватых лёссовых пород. В связи с этим, если при инженерно-геологическом изучении лёссовых пород производится гранулометрический анализ, целесообразно при неясности, к какому из двух типов относится изучаемая порода, выполнять гранулометрический анализ по полудисперсной и дисперсной схемам, сравнивая, затем результаты. Если расхождения в содержании глинистой (активной) фракции будут значительные, название породы должно быть уточнено в соответствии со сказанным выше.

В литературе имеются указания, что, если содержание глинистой фракции по полудисперсной схеме анализа более 10%, порода часто оказывается непросадочной (Андрухин, 1937). Просадочными свойствами при наличии других благоприятных факторов обладают, как правило, породы с содержанием глинистой фракции по полудисперсной схеме анализа менее 20%.

Гранулометрический состав должен в значительной степени влиять на просадочные свойства лёссовых пород. Однако достаточной определенной связи между ним и просадочностью пока не установлено. Поэтому, как и другие признаки, гранулометрический состав в качестве ведущего классификационного признака в инженерно-геологической классификации лёссовых пород пока принят быть не может, хотя и должен учитываться как косвенный показатель.

Пластичность лёссовых пород обычно невысока. Прямой, однозначной взаимозависимости пластичности и просадочности не установлено. Поэтому нет оснований считать число или пределы пластичности ведущими классификационными признаками в инженерно-геологической классификации лёссовых пород. Значение этих показателей состоит в том, что они дают приблизительное суммарное представление о содержании в породе глинистой фракции и о ее минералогическом составе.

Имеются указания, что для просадочных разностей характерны небольшие значения числа пластичности — не выше 7—8%. Чем оно больше, тем меньше оснований предполагать о наличии в породах просадочных свойств. При числе пластичности более 15 лёссовые породы обычно непросадочны и могут даже набухать.

Кроме того, по нижнему пределу пластичности можно приблизительно определить просадочность лёссовых пород относительно естественной влажности путем вычисления отношения $\frac{W}{W_p}$.

Естественная влажность просадочных разностей невысокая. Она обычно меньше, чем нижний предел пластичности (граница раскатывания). Для лёссовых пород Куйбышевского Заволжья установлено, в частности, что если отношение естественной влажности к влажности нижнего предела пластичности $\frac{W}{W_p}$ больше 1—1,2, породы не обладают просадочными свойствами. Чем это отношение меньше, тем при прочих равных условиях более просадочна порода. Если это отношение менее 1, лёссовая порода должна быть проверена на просадочность одним из прямых методов.

По данным обширных исследований Н. И. Кригера и Е. В. Емельяновой (1951), подтвержденных исследованиями Н. О. Омёта (1953) при $\frac{W}{W_p} > 0,9$ обычно коэффициент макропористости $\epsilon_m < 0,20$, а при $\frac{W_p}{W} > 1,3$ он всегда меньше 0,07. Зависимость коэффициента макропористости ϵ_m от отношения $\frac{W}{W_p} < 1,3$, по данным Н. О. Омёта, показана на рис. 97.

Если естественная влажность значительно превышает нижний предел пластичности, лёссовые породы не обладают проса-

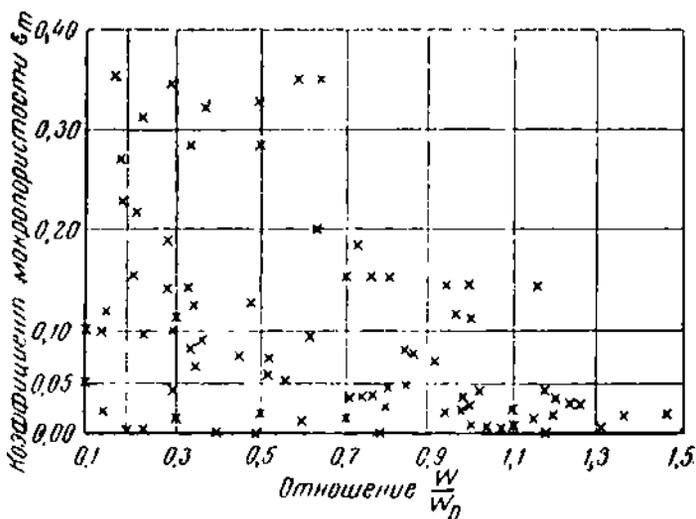


Рис. 97. Зависимость ϵ_m от $\frac{W}{W_p}$ (по Н. Омета)

дочностью. Если же лёссовые породы водонасыщенны, например при залегании их ниже уровня грунтовых вод, они обычно проявляют пльвинные свойства и нередко обнаруживают способность к тиксотропным превращениям.

При выборе расчетных давлений на лёссовые породы в Строительных нормах и правилах 1954 г. (СНИП) рекомендуется пользоваться следующей таблицей (табл. 35).

Таблица 35

Степень влажности	Коэффициент водонасыщенности K_w	Расчетное сопротивление R , кг/см ²
Маловлажные	< 0.5	2.5
Очень влажные	0.5—0.8	2.0
Водонасыщенные . . .	> 0.8	1.5

Для просадочных разностей учитывается, кроме того, величина их просадочности, определенная одним из прямых методов, описанных ниже.

Следует отметить, что при использовании для классификации лёссовых пород естественной влажности СНИП не принимают во внимание показатели пластичности, в частности нижний предел пластичности, что является досадным упущением.

Таким образом, естественная влажность, особенно в соединении с нижним пределом пластичности, может быть принята в качестве одного из классификационных показателей в инженерно-геологической классификации лёссовых пород, отражая наиболее важные с инженерно-геологической точки зрения свойства этих пород и их поведение под сооружениями.

Пористость лёссовых пород, как известно, весьма высокая — обычно выше 40%. Чем она выше, тем более просадочной при остальных благоприятных условиях будет лёссовая порода. Как известно, у просадочных разностей пористость не менее 44%, причем хорошо выражена так называемая макропористость, видимая невооруженным глазом. Однако прямой, достаточно определенной зависимости между величиной пористости и просадочностью не установлено. Поэтому вводить этот показатель в инженерно-геологическую классификацию в качестве ведущего, классификационного, нет оснований.

Показатель уплотненности K_d является важной характеристикой физического состояния глинистых пород вообще и лёссовых в частности. Он принят в качестве основного классификационного показателя для глинистых пород в общей инженерно-геологической классификации горных пород. (Приклонский, 1956₁). Большое значение этот показатель имеет и для предварительной оценки и классификации лёссовых пород.

В главе 8 была уже охарактеризована тесная связь между величиной K_d и просадочностью лёссовых пород.

На рис. 70 показана зависимость просадочности от показателя уплотненности K_d , полученная В. С. Быковой по данным большого числа определений для лёссовых пород южной части левобережья р. Днепра в пределах Украинской ССР.

По данным обширных исследований Н. И. Кригера и Е. В. Емельяновой (1951), а также Н. О. Омета (1953), показатель уплотненности также может быть использован для приближенной оценки просадочности лёссовых пород. Они в частности, указывают, что если $K_d > 0$, то показатель микропористости ε_m , всегда меньше 0,25.

Характеристики структуры лёссовых пород (взаиморасположения зерен и их агрегатов), рассмотренные в главе 6, позволяют судить о просадочных свойствах и поведении их под сооружениями. Поэтому эти характеристики и выделенные на их основе структурные типы лёссовых пород могут быть приняты в качестве классификационных для инженерно-геологической классификации лёссовых пород.

В качестве вспомогательного классификационного показателя может использоваться величина критического давления $P_{кр}$ характеризующая степень подвижности структуры лёссовой породы при ее увлажнении. Этот показатель был уже описан в главе 7.

Прямые показатели

Как уже указывалось в главе 10, к прямым показателям просадочности следует относить те, которые дают прямое указание на степень просадочности (осадку при замачивании при неизменном давлении) и позволяют производить их количественную оценку с этой точки зрения.

Очевидно, что все прямые показатели могут, вообще говоря, служить классификационными в инженерно-геологической классификации лёссовых пород.

Коэффициент макропористости (Абелев, 1948) — $\epsilon_m = \epsilon_p - \epsilon_p^1$, где ϵ_m и ϵ_p^1 — коэффициенты пористости образца в компрессионном приборе при давлении P соответственно до и после замачивания образца в приборе.

Опытами установлено, что величина коэффициента макропористости зависит в данных условиях проведения испытания от величины давления P , т. е. $\epsilon_m = i(P)$. При некотором давлении, разном у просадочных пород разных типов, величина ϵ_m имеет максимальное значение. По Ю. М. Абелеву, чаще всего этот максимум наблюдается при давлении 2—4 кг/см². Исходя из этого, Ю. М. Абелев рекомендует во всех случаях определять ϵ_m при давлении 3 кг/см².

Ясно, однако, что при таком колебании значений ϵ_m этот способ не может дать истинного представления о просадочных свойствах породы в конкретных условиях давления, передаваемого сооружением на основание, поскольку это давление может и не равняться 3 кг/см², а максимальное значение ϵ_m может и не приходиться на 3 кг/см².

Поэтому следует рекомендовать или определять величину ϵ_m при том давлении, которое будет передаваться на основание проектируемым сооружением, или, если надо дать полную характеристику просадочности породы при разных давлениях, давать характеристику просадочности породы в форме зависимости ϵ_m от давления, изображаемой обычно в виде кривой с максимумом при некотором значении величины P (Приклонский, 1952).

Относительная просадочность $\delta_{гр}$ или показатель дополнительной осадки, по Ю. М. Абелеву (1948):

$$i_m = \frac{\epsilon_m}{1 + \epsilon_p}$$

где ϵ_m — коэффициент макропористости при давлении 3 кг/см²;
 ϵ_p — коэффициент пористости при естественной влажности и давлении 3 кг/см².

По Н. Я. Денисову (1951), относительная просадочность R определяется по следующей формуле:

$$R = \frac{S_2}{h - S_1},$$

где S_2 — дополнительная осадка образца вследствие увлажнения при давлении P ;

S_1 — осадка естественно-влажного образца до увлажнения под тем же давлением P ;

h — начальная высота образца без нагрузки.

Путем несложных пересчетов можно показать, что при давлении 3 кг/см^2 $i_m = R$.

По данным Ю. М. Абелева, порода просадочна, если $i_m \geq 0,02$, или 2% (при давлении 3 кг/см^2). По Н. Я. Денисову, порода просадочна, если величина $R > 3\%$ (при давлении $1,25 \text{ кг/см}^2$).

Полученную экспериментально величину R Н. Я. Денисов рекомендует уменьшить на 1% вследствие несовершенства метода ее определения.

Относительная просадочность $\delta_{\text{пр}}$ согласно нормам и техническим условиям 139—55 вычисляется по формуле:

$$\delta_{\text{пр}} = \frac{h - h^1}{h},$$

где h — высота образца грунта при средней влажности, обжатого в условиях невозможности бокового расширения давлением, P ;

h^1 — высота того же образца грунта после пропуска через него воды при сохранении давления P .

Порода считается просадочной, если $\delta_{\text{пр}} > 0,02$ при $P = 3 \text{ кг/см}^2$.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

На основании приведенных выше соображений в табл. 36 приведена инженерно-геологическая классификация лёссовых пород. В ней указаны три группы признаков, определение и учет которых необходимы при инженерно-геологическом изучении и оценке лёссовых пород: 1) фациально-генетические признаки, 2) петрографические признаки и 3) специальные инженерно-геологические признаки. Однако по изложенным ранее соображениям не все они приняты в качестве классификационных. Как видно из табл. 36, классификационными признаками приняты: естественная влажность, иногда по соотношению с нижним пределом пластичности ($\frac{W}{W_p}$), тиксотропные свойства для водонасыщенных разностей, сжимаемость для влажных разностей, степень уплотненности, K_d , относительная просадочность $\delta_{\text{пр}}$, критическое давление $P_{\text{кр}}$, характер структуры для сухих и маловлажных разностей.

Фациальные- петрографические признаки	Субаэральный	Субаэрально-субаквальный	Субаквальный
Вид	Золовый	1. Пролувияльный. 2. Делювиальный. 3. Аллювиальный. 4. Флювиогляциальный. 5. Элювиальный.	Озерный
Тип	Глинисто - пылеватые породы		
Вид	1. Супеси	2. Суглинки	3. Глины
Разно- вид- ность	1. Засоленные	2. Слабозасоленные	3. Карбонатные
	5. Смешанного засоления	6. Гумусированные	7. Ожелезненные 8. Оглеенные
Тип	Водонасыщенные (плавунные) $W > 0,8$ W_0 или $K_x > 0,8$ $W > 1,3$ W_p или $\frac{W}{W_p} > 1,3$	Влажные (сжи- маемые) $0,5 W_0 < W < 0,8$ или $0,5 < K_w < 0,8$ и $W > 1,3$ W_p или $\frac{W}{W_p} > 1,3$	Маловлажные $W < 0,5$ W_0 или $K_w < 0,5$ и $W_p < W < 1,3$ W_p $1 < \frac{W}{W_p} < 1,3$
			Сухие $W < 0,5$ W_0 или $K_w < 0,5$ и $W < W_p$ или $\frac{W}{W_p} < 1$

Специальные признаки	Вид	Тиксотропные	Нетиксотропные	Сжимаемые	Сжимаемые	Непросадочные	Слабопросадочные	Слабопросадочные	Сильнопросадочные	Характер структурных связей
						$\delta_{пр} > 0,02$ $K_d > 0,5$ $P_{кр} > 1,6$ $кг/см^2$	$\delta_{пр} > 0,02$ $0 < K_d < 0,5$ $0,9 < P_{кр} < 1,6$ $кг/см^2$	$\delta_{пр} > 0,02$ $0 < K_d < 0,5$ $0,9 < P_{кр} < 1,6$ $кг/см^2$	$\delta_{пр} > 0,02$ $K_d < 0$ $P_{кр} < 0,9$ $кг/см^2$	
Разнообразие	—	—	—	—	—	С быстро протекающими просадками	С медленно протекающими просадками	С быстро протекающими просадками	С медленно протекающими просадками	Кристаллизационно-конденсационный
						С быстро протекающими просадками	С медленно протекающими просадками	С быстро протекающими просадками	С медленно протекающими просадками	
						Зернистая структура	Зернистая структура	Зернистая структура	Зернистая структура	
						Смешанный коагуляционно-дисперсионный и конденсационно-кристаллизационный	Смешанный коагуляционно-дисперсионный и конденсационно-кристаллизационный	Смешанный коагуляционно-дисперсионный и конденсационно-кристаллизационный	Смешанный коагуляционно-дисперсионный и конденсационно-кристаллизационный	
						Коагуляционно-дисперсионный	Коагуляционно-дисперсионный	Коагуляционно-дисперсионный	Коагуляционно-дисперсионный	

Фациально-генетические и петрографические признаки обязательно должны указываться в характеристике лёссовой породы. Для разделения этих пород на супеси, суглинки и глины рекомендуется пользоваться числом пластичности M_p (СНИП, т. II, 1954, стр. 111):

Супесь	$1 < M_p < 7$
Суглинок	$7 < M_p < 17$
Глина	$M_p > 17$

Дополнительно рекомендуется определять и механический состав, однако с учетом сказанного ранее об истиннопылеватых и псевдопылеватых лёссовых породах. Подразделение на петрографические разновидности по содержанию различных примесей (воднорастворимых солей, гумуса, окислов железа) пока не регламентируется и подлежит дальнейшему уточнению в соответствующих частных классификациях. Только для общей засоленности по данным водных вытяжек (1 : 10) можно принять предложенную еще Ф. Л. Андрухиным (1937) величину 0,3% от веса сухого грунта.

В табл. 36 указан характер структурных связей между частицами по П. А. Ребиндеру (1956).

Среди просадочных лёссовых пород необходимо выделить, по А. К. Ларионову, две разновидности, отличающиеся наличием различных структур, а в соответствии с этим — различным ходом просадки во времени (провальным и замедленным).

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ
ГЕНЕЗИС ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Г л а в а 14
СУЩЕСТВУЮЩИЕ ВОЗЗРЕНИЯ

Вопрос о происхождении лёссовых пород имеет более чем 120-летнюю давность, но до настоящего времени общепризнанной теории их происхождения не существует. Было предложено около 23 гипотез, пытающихся найти те или иные объяснения причины и механизма накопления лёссовых толщ в различных частях земного шара.

Многие из них возникли на заре изучения лёссовых осадков и поэтому идут в разрез с общепризнанными фактами. К подобным историческим гипотезам относятся: морская, созданная Беннигсен-Фердером, вечномерзлотная Вуда, гейзерная Хауворса, озерная Пампели и некоторые другие.

Иногда предлагались попросту абсурдные объяснения происхождения лёссовых пород, не обоснованные реальными фактами и исходящие из сугубо умозрительных предпосылок. Примером может служить гипотеза космического происхождения лёсса, выдвинутая в 1920 г. Кейльгаком.

В настоящее время развиваются следующие гипотезы: эоловая (ветровая), делювиально-пролювиальная, водно-ледниковая, аллювиальная, почвенная (элювиальная), гидрочувственная и комплексная.

Многие исследователи приходят к выводу, что вопрос о лёссовидных породах решается просто — они могут иметь разное происхождение, а вот генезис всех «типичных лёссов» одинаков. В связи с отсутствием точного критерия для выделения указанных типов пород в работах разных авторов одни и те же породы описываются то как лёссы, то как лёссовидные отложения.

ЗОЛОВАЯ ИЛИ ВЕТРОВАЯ ГИПОТЕЗА

Впервые предположение о ветровом происхождении лёссовых пород было высказано в 1857 г. Аостом. Но развитие она получила лишь в результате работ Ф. Рихтгофена (Richthofen, 1877), П. А. Тутковского (1899), В. А. Обручева (1894—1956) и других исследователей.

В настоящее время эта гипотеза пользуется почти безраздельным господством за рубежом. Так, совещание в США, созванное Академией наук штата Небраска в 1944 г., посвященное вопросу о происхождении лёссов, показало, что в Америке золотая гипотеза пользуется преимущественным распространением. В Советском Союзе ветровая гипотеза отвергается многими исследователями, но, несмотря на это, она остается главной среди воззрений о происхождении лёссовых пород.

В. А. Обручев (1948) указывает, что первичный (или типичный) лёсс представляет собой конечный продукт медленного прерывистого накопления атмосферной пыли на сухой травяной степи в условиях сухого климата. Накапливающаяся пыль при посредстве процессов почвообразования переходит в постоянную почву степи, нарастающую до значительной мощности. В. А. Обручев выделяет два вида типичного лёсса — холодный и теплый. Первый образуется в результате развевания материала в сухие ледниковые эпохи, а второй является продуктом выноса мелкозема из пустынь.

Н. Я. Дежисов (1953) считает, что высокая пористость, недоуплотненность, а также просадочность типичного лёсса свидетельствуют о том, что его образование происходило золотым путем при накоплении осадков на суше в условиях сухого климата. Им построены схемы формирования лёссовых толщ.

И. Д. Седлецкий (1951, 1953), изучавший состав коллоидно-дисперсных минералов лёссовых пород разных районов СССР, пришел к выводу, что их высокая полиминеральность может быть объяснена только условиями золотого происхождения.

И. Д. Седлецкий, В. П. Ананьев и А. Е. Куценко (1955) на основании минералогического изучения четвертичных ледниковых отложений района Вологды, делают вывод, что по составу минералов тонких фракций они весьма близки к лёссам юга Европейской части СССР, следовательно, ледниковые отложения являются источником лёссовой пыли.

И. И. Трофимов (1945, 1946, 1953), являясь сторонником золотой гипотезы, на примере изучения таджикских лёссов приходит к следующим выводам: 1) лёсс образуется из ветровой пыли, причем основными районами пылевого питания атмосферы являются для Таджикистана горы и песчаные пустыни; 2) появление лёсса указывает на резкую аридность климата; 3) в лёссовых областях относительно их положения к районам развевания можно выделять две зоны: внутреннюю, сопряжен-

ную с областью развевания, и внешнюю; 4) вторичный лёсс образуется в результате переотложения одним из следующих путей: делювиальным, пролювиальным или покровным; 5) лёссовидные породы, занимающие покровное положение, образуются элювиальным путем, а переотложенные лёссовидные породы — делювиальным, пролювиальным или аллювиальным.

М. И. Ломонович (1953_з) считает, что лёссовые породы Заилийского Алатау образовались эоловым путем, причем областью развевания и выноса пыли служили песчаные пустыни, расположенные к северу и северо-западу. Этот вывод он делает на основании характерного распределения гранулометрических типов лёссовых пород, наблюдений за распространением их на высоких элементах рельефа, их покровного характера и, наконец, изменения мощности. Эоловый генезис некоторых типов лёссовых пород Средней Азии доказывает Г. А. Мавлянов (1949_з, 1958), который считает, что одной из характерных особенностей этих пород является высокая просадочность.

Лёссовые породы, покрывающие Прикопетдагскую равнину, накопились, по В. Л. Дубровкину (1950), в результате привноса пылевого материала из Каракумов. В. П. Ананьев и В. А. Вахрушев, изучавшие лёссовые породы Чуйской и Иссык-Кульской впадин Киргизии, пришли к выводу, что лёссовые породы в этих районах накопились за счет пыли, вынесенной из пустынь Муңонкум и Гоби. Многие исследователи отстаивают эоловое происхождение лёссовых пород Северного Кавказа, Нижнего Дона и Ергеней. М. В. Седенко (1950), основываясь на изучении минерального состава лёссовых пород Восточного Предкавказья, указывает на присутствие в них угловатых неокатанных зерен кварца и других минералов, что, по его мнению, подтверждает эоловое происхождение этих пород.

К такому же выводу приходит Ф. Я. Гаврилюк (1948), изучавший гранулометрический состав лёссовых отложений Ставрополя. Г. Н. Родзянко (1947) на основании данных геологической съемки сделал заключение о эоловом генезисе лёссовых пород районов Ергеней и Сало-Мангычского междуречья. Решающее значение эоловому фактору в накоплении лёссовых пород районов Нижнего Дона, основываясь на полиминеральности их состава, придают также Г. И. Попов (1947), И. А. Шамрай и С. Я. Орехов (1952) и др.

Т. С. Кавеев (1954), анализируя условия залегания лёссовых пород в междуречье Дон—Маныч и Ергенях, приходит к выводу, что рельеф исключает возможность привноса в эти районы лёссового материала водным или делювиальным путем. Он считает, что формирование лёссов происходит путем облессования пылеватого-глинистого материала, принесенного ветром.

Ветровая гипотеза происхождения лёссов на территории СССР находит много сторонников. Как известно, эоловый гене-

зис лёссов Украины доказывали В. И. Крокос (1926—1937) и Н. И. Дмитриев (1926—1952).

П. К. Заморий (1957) считает, что лёссовые породы УССР в генетическом отношении делятся на эоловые, пресноводные, делювиальные и видоизмененные. Он указывает на изменение мощности лёссовых пород от плато к нижней террасе. Н. Н. Карлов (1953) на основании изучения характера изменения мощности лёссовых пород от террас к водоразделам в Среднем Преднепровье также приходит к выводу об эоловом происхождении этих толщ. А. С. Рябченков (1954) обосновывает ветровое происхождение лёссовых отложений Украины путем анализа входящих в них минералов. Эоловый генезис лёссовых пород УССР отстаивают также В. П. Ананьев (1954), А. П. Ромоданова (1955) и другие исследователи.

Таким образом, судя по имеющимся материалам, эоловая гипотеза происхождения лёссовых отложений пользуется в настоящее время широким распространением среди геологов, почвоведов и географов.

ВОДНО-ЛЕДНИКОВАЯ И АЛЛЮВИАЛЬНАЯ ГИПОТЕЗЫ

Первым изложил аллювиальную гипотезу Ч. Ляйель (Lyeell, 1834), считавший лёсс осадком громадных рек. В 1841 г. Шерпантье высказал мысль об отложении лёсса обширными водно-ледниковыми потоками. Этот взгляд получил развитие в работах П. А. Кропоткина (1876), В. В. Докучаева (1892), Я. Н. Афанасьева (1924) и др.

И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939_{1,2}), изучая состав, условия залегания и характерные черты лёссовых отложений Советского Союза, приходят к выводу, что главную роль в накоплении лёссового материала, несомненно, играют поверхностные воды, а эоловый фактор имеет подчиненное значение.

Горячим сторонником флювиогляциального происхождения лёссовых отложений является С. С. Соболев (1937), который считает, что лёссы на Украине были отложены водно-ледниковыми потоками, когда не был еще выработан современный рельеф.

Свои выводы он строит на следующих положениях:

I. Ледниковые пески и супеси не могут быть источником лёссовой пыли, так как для образования лёссовой толщи требуется значительно больше этих пород, чем их распространено в Европейской части СССР.

II. Большое разнообразие лёссов по крупности составляющих зерен характерно для аллювиальных отложений. Гранулометрический состав лёссовых пород закономерно изменяется с увеличением расстояния от водных артерий.

III. В районах, эпейрогенически поднимающихся, наблюдаются минимальные мощности лёссового покрова и меньшее коли-

чество ярусов. В районах опускающихся, наоборот, число ярусов и их мощность заметно увеличиваются.

Исходя из этого, С. С. Соболев делает заключение, что отложение лёсса из флювиогляциальных потоков происходило вначале на слабо расчлененном рельефе, когда речные долины были врезаны на глубину менее 25—35 м; осевший материал затем был облессован по Бергу.

В. И. Сукачев (1939) на основании результатов пылевого анализа лёссов УССР также приходит к выводу, что воды ледников отлагали лёсс вместе с кусочками древесины и пылью, приносимыми из близко растущих лёссов.

В. Г. Бондарчук (1947), основываясь на изучении фауны пресноводных моллюсков, отсутствии лёссов на гипсометрически высоких территориях Украины и развитии наиболее мощных лёссовых толщ в пониженных районах, на уменьшении мощности лёсса при отдалении от края ледника, а также на часто наблюдающейся слоистости пород, высказывает мысль об отложении их ледниковыми водами. Такого же взгляда придерживаются И. Л. Соколовский (1955), М. Ф. Веклич (1955) и некоторые другие.

Аллювиальная гипотеза образования лёссовых пород также пользуется значительным распространением. Ю. А. Скворцов (1932, 1953), опираясь на данные фаунистических и минералогических исследований, а также изучения характера строения и залегания толщ, считает, что лёссовые породы Средней Азии в пределах речных долин имеют аллювиальное происхождение, а эоловые процессы играют подчиненную роль. Особое место в формировании лёссовых толщ Скворцов отводит поймам, которые, по его мнению, играют роль «отстойника» речных вод, вследствие чего на их поверхности накапливаются пылеватые осадки. Н. П. Васильковский (1952) решающее значение в накоплении лёссовых пород Средней Азии придает водному переносу и отложению. Он считает, что плоские аккумулятивные лёссовые равнины создаются действием текучих вод. Появление лёссовых пород на водораздельных пространствах на больших высотах, по его мнению, объясняется юными поднятиями. В период отложения мелкозема эти участки представляли собой низменности, доступные текучим водам.

Вместе с Ю. А. Скворцовым Н. П. Васильковский утверждает, что делювиальные поверхности склона являются элементом единой водно-аккумулятивной поверхности, которая объединяет склон и речную террасу.

Большую роль в дальнейшем развитии гипотезы о водном происхождении лёссов играет работа С. С. Морозова (1951₂), показавшего, что скопление пылеватых фракций (0,05—0,005 мм) происходит в процессе почвообразования и выветривания, а также переотложения как водным, так и эоловым путем. При этом пористость осадков, обогащенных частицами раз-

мером 0,1—0,01 мм, при переходе из водной среды в воздушную или не изменяется совсем, или уменьшается весьма незначительно.

Это позволяет считать, что высокая пористость лёссовых пород связана не только с золовым накоплением, но и с отложением из водной среды. Кроме того, необходимо учитывать, что рыхлость породы в значительной степени также зависит от процессов выветривания и почвообразования. Водно-ледниковая и аллювиальная гипотезы получают в последнее время все большее распространение среди исследователей Средней Азии и областей, затронутых днепровским оледенением.

В последнее время флювиогляциальные лёссовые породы описаны Ф. А. Никитенко (1957) в Приобье.

ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНАЯ ГИПОТЕЗА

На возможность образования лёссовых пород за счет перетолжения продуктов выветривания делювиальным путем указывали П. Я. Армашевский (1896), А. П. Павлов (1892, 1898), В. В. Докучаев (1892) и др. На пролювиальный путь образования лёссовых пород впервые указал А. П. Павлов (1903) — автор терминов «пролювий» и «делювий».

В пределах Узбекистана большую роль играют лёссовые породы пролювиального генезиса, представляющие собой отложения временных силевых потоков (Мавлянов, 1953, 1955). Они слагают концевые части пролювиальных выносов. Кроме этих образований, у самых предгорий распространены делювиальные отложения, вытянутые вдоль склонов гор. Н. С. Боганик (1945), основываясь на изучении условий залегания, гранулометрического состава и некоторых других характерных признаков лёссовых отложений Восточного Предкавказья, приходит к заключению о их пролювиально-делювиальном происхождении. Н. И. Кригер и М. Р. Москалев (1953) считают, что в районе северных и западных цепей Тянь-Шаня часть лёссовых пород имеет, несомненно, делювиально-пролювиальное происхождение. А. К. Ларионов на основании изучения минералогического состава и условий залегания лёссовых отложений в условиях северного склона Кавказа пришел к выводу о широком распространении здесь делювиально-пролювиальных типов лёссовых пород.

Возможность образования в определенных условиях делювиальных лёссовых отложений в настоящее время вряд ли вызывает сомнение. Гипотеза об образовании пролювиального лёсса в районах предгорий также получила широкое признание.

ПОЧВЕННАЯ (ЭЛЮВИАЛЬНАЯ) ГИПОТЕЗА

Почвенная (элювиальная) гипотеза предложена Л. С. Бергом в 1916 г. Он считает, что следует отличать происхождение породы от приобретения ею лёссового облика. По мнению Бер-

га, для того чтобы порода могла превратиться в лёссовую, необходимо, чтобы она содержала значительное количество алюмосиликатов, карбонаты щелочных земель и была более или менее мелкозерниста и водопроницаема. Л. С. Берг считает, что происхождение породы может быть самым разнообразным, но эоловый генезис породы он отрицает. Его взгляд разделяют многие исследователи. Так, И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939,^{1, 2}) считают, что лёссовые породы образуются в континентальных сухих условиях благодаря процессам выветривания и почвообразования. Главную роль в образовании толщ лёсса, по их мнению, играют поверхностные воды. Типичные лёссы образуются из лёссовидных пород путем переотложения и сортировки проточными водами и ветром. Почвенную гипотезу подверг критике В. А. Обручев (1933).

Оригинальные взгляды высказываются В. Л. Личковым (1945), который утверждает, что «не порода создавала почвы, а почвы творили новые горные породы». Он придает большое значение иллювиальному почвенному горизонту, который, по его мнению, является «живым горизонтом», определяющим процессы лёссообразования. Особенно большую роль В. Л. Личков (1955) отводит деятельности почвенных вод в подпочвенной зоне. Он приходит к выводу, что лёссы являются глубокопочвенными образованиями, залегающими под черноземами и близкими к ним типами почв. В. Л. Личков считает, что почвы, создавшие лёсс, следовательно, древнее лёсса.

Бликие взгляды высказывает Б. В. Пясковский (1946, 1953), считающий, что лёсс представляет собой образование, формирующееся под перегнойным горизонтом степных почв, и составляет неотъемлемую часть их профиля. Таким образом, по Б. В. Пясковскому, лёсс — глубокопочвенное образование. Большую роль в облессовании он отводит деятельности микроорганизмов.

В защиту почвенной гипотезы в последнее время выступает А. Н. Розанов (1951), показавший, что существует прямая связь между сероземообразованием и лёссообразованием. Однотипность этих процессов может быть объяснена, по его мнению, только с позиции почвенного генезиса лёссовых пород, протекающего по схеме Л. С. Берга.

В последнее время Д. М. Мшвениерадзе (1950) для объяснения происхождения лёссовых пород выдвинул «гидропочвенную теорию генезиса». По существу, она является разновидностью почвенной гипотезы Л. С. Берга, примененной к конкретным условиям Грузии. Д. М. Мшвениерадзе считает, что материал для лёссовых отложений был подготовлен в процессе выветривания андезитовых и базальтовых лав. Эти тонкие продукты были перенесены водным путем, а затем облессованы по Л. С. Бергу.

Взгляды сторонников почвенной гипотезы представляют зна-

чительный интерес с точки зрения изучения процессов облессования. Что касается теории глубокопочвенного генезиса лёссовых пород, в которой делается попытка объяснения существования мощных ярусов лёссовых пород (более 20—25 м) с точки зрения почвенной гипотезы, то она не подтверждается фактами. Если бы в результате почвообразования произошло облессование на значительную глубину, распространяющееся на ранее накопившуюся толщу мелкозема, то неминуемо должна была бы наблюдаться определенная зональность в степени облессованности пород, сопровождающаяся уменьшением лёссовых признаков по мере углубления и удаления от почвы. Но этого в ярусах лёсса не обнаружено. С другой стороны, развитие теории облессования как одной из форм почвообразования, несомненно, представляет большой интерес.

КОМПЛЕКСНАЯ ГИПОТЕЗА

Комплексная гипотеза выдвинута в 1922 г. А. М. Жирмунским (1925₁); позже он ее развил и дополнил (1925₂). А. М. Жирмунский считает, что лёсс образуется в результате действия комплекса факторов. В каждой фазе формирования лёссовых пород в зависимости от климатических условий момента и физико-географических особенностей района могли действовать различные пороодообразующие факторы.

Соответственно с этим положением он устанавливает четыре фазы развития лёсса:

I фаза — «уход ледника — оставшиеся ледниковые и флювиогляциальные отложения подверглись действию талых вод и пересортировке материала».

II фаза — «следующая, еще очень влажная эпоха», большое развитие атмосферных осадков. Лишенные растительности склоны подвергаются делювиальным процессам. Преобладают субаэральные и делювиальные пороодообразующие процессы.

III фаза — «появление растительности». Преобладают почвообразовательные процессы.

IV фаза — надвинувшаяся пустыня свела до минимума значение делювиальных и почвообразовательных процессов. Преобладают субаэральные процессы, довершающие образование однородной породы лёсса.

По мнению А. М. Жирмунского, образование лёсса происходило в теплые межледниковые и послеледниковые эпохи. В настоящее время «лёсс прикрыт растительным покровом и не образуется».

Комплексная гипотеза А. М. Жирмунского, по справедливому замечанию В. А. Обручева, может объяснить образование лишь «вторичных лёссов». Сама схема деления лёссообразования на четыре фазы искусственна и содержит ряд недоказанных элементов.

Явно противоречивыми являются утверждения А. М. Жирмунского о том, что в III фазе лёссовобразование происходит под действием почвообразующих процессов и что в современную эпоху лёсс прикрыт растительным покровом, поэтому в настоящее время лёссовобразование не происходит. Совершенно не доказано его положение об образовании лёсса в теплые межледниковые и послеледниковые эпохи.

Вместе с тем нужно признать, что принцип комплекса действующих факторов в общем правильный и весьма полезный и его можно использовать при установлении генезиса вторичных (переотложенных) лёссовых пород.

В заключение необходимо отметить следующее:

1. Среди исследователей нет единого мнения о происхождении лёссовых пород.

2. Вряд ли правильно изучать происхождение одного вида лёссовых пород — «типичных лёссов» — представителя большой группы лёссовых отложений. Кроме того, само понятие «лёсс» весьма неопределенно, следовательно, одностороннее изучение генезиса лёссовых пород является методологически неверным.

3. Все больше исследователей приходит к выводу о полигенетичности лёссовых пород. Так, Г. А. Мавлянов (1955) выделяет лёссы эоловые и пролювиальные, Н. И. Кригер и М. Р. Москалев (1953) — эоловые, делювиальные, пролювиальные и аллювиальные. К такому же выводу приходит Б. А. Федорович (1948).

4. Для решения вопросов генезиса лёссовых пород необходимо широко внедрять литологические, инженерно-геологические, структурно-петрографические и другие методы исследования. Только на базе обширного фактического материала возможно окончательное решение вопроса о генезисе различных типов лёссовых пород.

5. Необходимо рассматривать отдельно генезис лёссовых пород областей низменных равнин и горных районов.

Г л а в а 15

ОБЗОР ГЛАВНЫХ ФАКТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Формирование лёссовых пород происходило в условиях континентальной поверхности. Это предопределило сложность и разнородность действующих факторов.

Почти общепризнанно условное разделение процесса формирования лёссовых пород на два главных этапа: а) перенос и накопление материала; б) приобретение осадками (под действием процессов выветривания и почвообразования) лёссового облика.

Необходимо предостеречь от механического понимания подобного расчленения генетических процессов. В. А. Обручев (1948) подчеркивает, что накопление лёссового материала шло параллельно процессу облессования. Возможно, таким образом, совместное течение этих процессов. При наличии определенных условий не исключается также чередование этапов отложения и облессования. Наконец, возможно первоначальное накопление значительной по мощности пылеватой толщи и затем последующее ее облессование. В данном случае степень облессованности будет уменьшаться сверху.

ПЕРЕНОС И НАКОПЛЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Генетические типы лёссовых пород областей низменных равнин и плит

Условия начального накопления мелкозема определяются главным образом двумя факторами: а) типом транспортирования частиц; б) рельефом поверхности накопления. Значение последнего фактора до некоторой степени предопределяется климатом.

Как уже указывалось, лёссовые породы области низменных равнин и территории предгорий и горных систем носят разный характер. Это связано прежде всего с различной энергией рельефа, крутизной склонов а также специфическими условиями воздушного и водного транспортирования мелкозема в горных районах. Следовательно, условия отложения материала в каждой области имеют свои специфические черты и рассматривать их надо отдельно.

Накопление мелкозема в пределах низменных равнин в условиях континентальной поверхности не может осуществляться под влиянием одного какого-либо фактора. В большинстве случаев принимают участие два, а иногда и три действующих фактора, среди которых всегда выделяется один, преобладающий. Г. А. Мавлянов (1955, 1958) вполне оправданно выделяет генетические типы пород на основании преобладающих геологических процессов.

В условиях низменных равнин накопление лёссовых пород может происходить следующими способами привноса: эоловым, делювиальным, флювиогляциальным, аллювиальным и в очень незначительной степени элювиальным.

Не подлежит сомнению, что областями развевания, откуда происходил привнос материала на территорию равнин Советского Союза, являются: 1) области оледенения, 2) области пустынь и полупустынь Прикаспия и Средней Азии и 3) горные районы. Кроме того, некоторую роль играли местные источники пыли.

Перенесение мелкозема из районов развевания на большие расстояния может осуществляться как эоловым, так и водным

путем, причем основная масса, несомненно, транспортируется ветровым способом. Вообще неправильно мнение о том, что в условиях континента транспортирование мелкозема ограничено одним каким-либо способом.

Эоловые лёссовые породы. Действие ветрового фактора носит региональный характер. Ветровые наносы могут представлять собой первичные отложения пыли из воздушной среды, накапливающиеся в результате дальнего переноса материала из упомянутых трех главных областей развевания. Кроме того, возможно ветровое переотложение местного материала разного происхождения, в том числе и ранее отложенных эоловых первичных накоплений мелкозема.

Отложенный эоловый материал в дальнейшем подвергался воздействию делювиальных факторов, которое в значительной степени зависит от характера поверхности: чем круче ее уклон, тем значительнее роль делювиального транспортирования.

Выдвигаемый рядом исследователей принцип «сухого» отложения пыли без ее увлажнения, которым пытаются объяснить высокую пористость лёссовых пород, является несколько искусственным. По данным С. С. Морозова (1951₂), аллювиальные осадки в процессе диагенеза способны также приобретать значительную пористость. Учитывая, что осаждение эоловой пыли особенно интенсивно протекает при выпадении атмосферных осадков (так как мелкозем часто служит ядрами для конденсации водяных паров), необходимо отказаться от представления о сухом осаждении пыли, вряд ли возможном в условиях земной поверхности.

Н. Я. Денисов (1953) доказал, что недоуплотнение лёссовых осадков возможно и в условиях достаточного увлажнения атмосферными осадками, когда еще отсутствуют значительные давления, необходимые для уплотнения мелкозема, отложившегося из воздушной среды.

Первичный эоловый осадок в силу развития делювиальных процессов сохранился лишь на участках водоразделов, а частично и на поверхности аллювиальных и морских равнин. Таким образом, наиболее характерными эоловыми лёссовыми породами в областях низменных равнин являются отложения водоразделов и террасовых равнин.

Накопление пыли в районах Восточного Кавказа и Ставрополя за счет привноса мелкозема из районов среднеазиатских пустынь и перевеивания элювия Прикаспийской низменности можно наблюдать и в настоящее время. При сильных и продолжительных восточных ветрах в этих районах образуется значительное запыление атмосферы. А. К. Ларионову неоднократно приходилось наблюдать, как самолеты авиалинии Баку — Ашхабад вынуждены были подниматься над Каспийским морем на

высоту свыше 3000 м, так как ниже взвешенная пыль создавала плотный «сухой туман».

В районах Восточного Ставрополя современные пылевые накопления образуются у заборов и лесопосадок, преимущественно на восточной стороне.

Основываясь на собственных наблюдениях лёссовых отложений разных районов СССР, а также на материалах различных исследователей, А. К. Ларионов считает возможным указать на следующие характерные черты эоловых лёссовых пород областей низменных равнин:

1. Они занимают высокие элементы рельефа (водоразделы, возвышенные плато), а частично также аллювиальные и морские равнины.

2. Для эоловых лёссовых пород характерно накопление значительных толщ, достигающих в пределах Сало-Маньча и Ергеней мощности многих десятков метров. Характерный, но не обязательный признак лёссовых пород эолового происхождения — большая мощность их на водоразделах и меньшая на склонах и террасах.

3. Эоловые лёссовые породы областей низменных равнин характеризуются отсутствием слоистости.

4. Для эоловых лёссовых пород не обязательны признаки типичных лёссов. Так, отложения Ергеней имеют желто-бурую окраску и содержат значительное количество глинистых частиц, но их эоловое происхождение не вызывает сомнения.

5. Эоловые лёссовые породы отличаются развитием довольно выдержанных в пределах определенных морфологических элементов рельефа погребенных почв.

6. Для эоловых лёссовых пород типично значительное содержание «лёссовой фракции» 0,01—0,1 мм. По гранулометрическому составу они могут быть самыми различными — от пылеватых супесей до суглинков, в зависимости от положения района в общей схеме зональности лёссовых отложений.

7. Для эоловых отложений характерна полиминеральность коллоидно-дисперсной части, а также наличие в их составе ряда водонеустойчивых минералов, например апатита, пироксенов, селиолита и др.

8. Между подстилающими породами и лёссовой толщей, накопившейся эоловым путем, как правило, имеется хорошо выраженная граница.

9. В эоловых лёссовых породах преобладают равномерно рассеянные дисперсные карбонаты (см. главу 5).

10. Первичные макропоры в эоловых отложениях характеризуются неправильно-округлыми сечениями и среднеплотными стенками. Встречаются также макропоры с чечевицеобразной, удлиненной формой поперечного сечения.

11. Микротрещиноватость, которая проявляется после нанесения на поверхность монолита трех капель воды, отсутствует либо слабо развита.

12. Прослой вулканического пепла носят следы незначительного выветривания.

13. Железистые и марганцевые стяжения и пленки в эоловых лёссовых породах либо отсутствуют, либо развиты в незначительном количестве.

14. Для эоловых лёссовых толщ характерно развитие истинных погребенных почв, а не переотложенных скоплений гумусовых веществ.

Типичными эоловыми образованиями низменных равнин являются лёссовые породы районов Ергеней, Сало-Маньчского водораздела, а также часть украинских и западносибирских лёссовых отложений.

Делювиальные лёссовые породы. В области низменных равнин и плит делювиальные лёссовые породы представляют собой главным образом отложения склонов водоразделов. В этих районах в больших масштабах происходит делювиальное переотложение эоловых лёссовых пород, слагающих водоразделы. На крутых склонах роль делювиального фактора возрастает. При достаточной крутизне лёссовые породы могут полностью сноситься в нижние части склонов, накапливаясь по периферии возвышенностей. При малых уклонах сносимый со склонов делювиальный материал перемешивается с вновь поступающей эоловой пылью, образуя лёссовые породы, почти ничем не отличающиеся от чисто эоловых отложений водоразделов и платообразных равнин.

Делювиальные лёссовые породы широко развиты в пределах низменных равнин и плит. В одних случаях они сопровождают эоловые отложения, а в других образуют самостоятельные толщи. Примером последних являются лёссовые толщи в районах Каменской и Воронежской областей. Так, на склонах Чирско-Калитвенского водораздела развиты лёссовые толщи, содержащие включения песчаного материала. Их мощность возрастает вниз по склону. Сам водораздел не содержит лёссового покрова и сложен с поверхности полтавскими песками.

Детальное изучение показало, что делювиальные лёссовые отложения характеризуются следующими признаками:

1. Располагаются они на склонах водоразделов и частично в пределах надпойменных террас речных долин.

2. Погребенные почвы в них крайне невыдержанны как по количеству, так и по мощности и положению в разрезах.

3. Часто в них развиты переотложенные погребенные почвы, представляющие собой скопление перенесенного гумусового материала. В отличие от ископаемых почв элювиального типа они не имеют нормального почвенного разреза с ясно выраженными горизонтами.

4. Наличием горизонтов размыва — прослоев и линз супесчаного, песчаного, песчано-гравийного материала, содержащего также гумусовые вещества.

5. Наличием скрытой или хорошо выраженной слоистости делювиального типа.

6. О делювиальном происхождении лёссовых толщ могут свидетельствовать погребенные овраги и балки, к которым эти толщи прилегают.

7. Увеличением песчанности делювиальных пород равнин сверху вниз по элементам рельефа от более высоких отметок к долинам рек. Наблюдается появление примеси крупных частиц по мере приближения к руслам рек.

8. Развитием первичных макропор неправильной или реже щелевидной формы.

9. Появлением в тяжелой фракции лёссовых пород частиц размером больше 0,1—0,2 мм.

10. Присутствием в составе легкой фракции зерен, достигающих 1—10 мм.

11. Средней и сильной микротрещиноватостью (Т-2, Т-3).

12. Иногда отсутствием резкой границы делювиальных пород с подстилающей толщей.

Аллювиальные и флювиогляциальные лёссовые породы. Водные потоки, без всякого сомнения, способны переносить и отлагать мелкозем. Отложенный материал под действием процессов облессования в конечном счете превращается в лёссовые породы. Примером могут служить отложения I надпойменной террасы р. Маныча в районе ст. Пролетарской. Здесь обнажаются слоистые супеси, содержащие фауну моллюсков. По гранулометрическому составу, структуре и свойствам они приближаются к так называемым типичным лёссам, отличаясь от них лишь хорошо выраженной слоистостью и присутствием фауны, а также постепенным переходом в аллювиальные необлессованные супеси и пески.

Слоистые тяжелые лёссовидные суглинки развиты также на первых надпойменных террасах рр. Кубани, Тобола и некоторых других. М. Ф. Веклич описал скрытослоистый или тонкослоистый лёсс II надпойменной террасы р. Днепра у г. Киева явно аллювиального происхождения. В районах Западной Украины, по всей вероятности, часть лёссовых пород имеет водное происхождение. На это указывает наличие слоистости, пресноводная фауна моллюсков, обнаруженная в их толще, и своеобразное залегание (Соколовский, 1955).

Широко развиты флювиогляциальные, озерно-ледниковые и аллювиальные лёссовые породы в северной части Украины в районах днепровского оледенения. Так, в строении V террасы левобережья Среднего Днепра принимают участие лежащие над мореной пресноводные лёссовидные слоистые суглинки, содержащие прослой песка. Подморенные отложения также пред-

ставлены слоистыми лёссовыми породами с прослоями песка, валунчиками и раковинами пресноводных моллюсков (Заморий, 1955).

Характерными признаками лёссовых пород водного происхождения, по данным исследований, являются:

1. Распространение их на участках депрессий и речных долин (как современных, так и древних).

2. Развитие флювиогляциальных лёссовых отложений в районах, подвергшихся оледенению, и на прилегающих к ним территориях.

3. Наличие хорошо видимой слоистости; реже обнаруживается скрытая слоистость.

4. Частое содержание прослоев песка, супеси.

5. Часто наблюдаемый постепенный переход аллювиальных лёссовых пород в подстилающие их водные осадки (но возможны случаи наличия резкой границы перехода лёссовых пород этого типа в подстилающие слои).

6. Минералогический состав: а) отсутствие первичных водонеустойчивых минералов типа апатита, пироксенов и др. (в данном случае вторичные образования не учитываются); небольшое разнообразие ассоциации коллоидно-дисперсных минералов, содержащей меньшее количество минералов; б) в большинстве случаев незначительное отличие водных лёссовых пород от подстилающих их аллювиальных осадков по составу.

7. Содержание крупных зерен кварца, слабо- или среднеокатанных.

8. Содержание в тяжелой фракции незначительного количества частиц размером 0,1—0,01 мм.

9. Отсутствие дисперсных равномерно рассеянных карбонатов, но зато значительное развитие неравномерно распределенных пятен и агрегативных скоплений вторичных карбонатов.

10. Содержание значительного количества железисто-марганцевых включений; развитие большого количества лимонитовых пленок и железистых агрегатов.

11. Отсутствие первичных макропор, развитие лишь вторичных макропор.

12. Как правило, сильное проявление микротрещиноватости при нанесении на породу трех капель воды.

13. По гранулометрическому составу они могут быть самыми различными — от лёссовых песков до глин.

В отдельных случаях водные осадки могут представлять собой переотложенный лёссовый материал эолового происхождения или делювий эоловых лёссовых пород; в этом случае они по внешним признакам похожи на так называемые типичные лёсы, но при тщательном исследовании можно обнаружить некоторые отличительные особенности водных осадков.

Генетические типы лёссовых пород областей предгорий и гор

В связи с высокой «энергией рельефа», а также наличием больших уклонов значительную роль в этих областях распространения лёссовых пород играют процессы эрозионного и делювиального перераспределения материала.

Роль эолового фактора чрезвычайно велика. Это главный транспортирующий агент, дающий основную массу мелкозема, отлагающегося на склонах. Подтверждением роли ветра является распространение лёссовых пород в районах оз. Иссык-Куль и долины р. Чу. В этих местностях лёссы появляются только на участках, открытых пылевому привносу из пустынь Муюнкум и Гоби. Не менее показательно развитие лёссовых отложений на Северном Кавказе и Закавказье. Именно там, где долины открыты для поступления эолового пылевого материала из пустынных районов, появляются лёссовые толщи.

Значит ли это, что в горных районах развиты преимущественно эоловые лёссовые отложения? Безусловно, нет. Наоборот, в горных районах они, как правило, либо занимают незначительные платообразные участки, либо совсем отсутствуют. Деятельность эолового фактора ограничивается транспортированием массы пыли и отложением ее на склонах. Осевшие на склонах пылинки сейчас же подвергаются действию энергичных делювиальных, пролювиальных и аллювиальных процессов и переотлагаются.

Если переотложение по каким-либо причинам не произошло, то возможно накопление осадков эолового генезиса. В этом случае в верхних частях горных систем появляются более тонкие породы, чем в нижних частях склонов. Если же частицы переотлагаются, то возникает нормальная вертикальная зональность: грубые породы сменяются по мере движения вниз по склонам все более тонкими. Этим объясняется наличие различных типов вертикальной зональности, описанных в первой части книги.

Таким образом, первоначально принесенный ветром пылевой материал подвергается быстрому переотложению. В связи с этим в горных районах образуются главным образом делювиальный, пролювиальный и аллювиальный генетические типы пород. На характер развития лёссовых отложений определенное влияние оказывают климатические особенности местностей. В районах с большим количеством осадков, а также отдаленных от областей выноса (Горный Крым, Карпаты) в пределах склонов мелкозернистый материал смывается почти нацело. Наоборот, в горных местностях, бедных осадками, вследствие незначительной эрозии на склонах сохраняются те или иные типы лёссовых пород.

В районах предгорий и межгорных котловин большую роль

играют аллювиальные процессы. Мощные водные потоки, стекающие с горных склонов, дают начало разветвленной речной сети, характерной чертой которой является резкое колебание режима. Большое значение в предгорьях имеют также пролювиальные процессы, выносящие на равнинные участки значительные массы мелкозема.

Все это свидетельствует о превалировании водных путей накопления мелкоземистых пород на предгорных территориях. Примером служит Приташкентский район, где, по данным исследований, развиты преимущественно аллювиальные и пролювиально-делювиальные типы лёссовых отложений. Таким образом, в предгорных районах последний этап переотложения мелкозема завершают аллювиальные процессы. Ярко выраженная закономерность в развитии лёссовых пород наблюдается в Грузии. Здесь при значительном количестве выпадающих осадков делювиальные, пролювиальные и аллювиальные лёссовые породы накопились лишь на территории, открытой для ветрового привноса мелкозема из среднеазиатских пустынь.

Изучение минералогического состава показывает, что и в этих отложениях находится значительное количество «лёссовой фракции» $0,1—0,01$ мм, состоящей главным образом из кварца, полевых шпатов и ассоциации тяжелых минералов, присущих среднеазиатским лёссовым отложениям. Вместе с тем в западной части Грузии, куда ветровой привнос мелкозема невозможен вследствие наличия горных хребтов, лёссовые породы отсутствуют, хотя следы облессования элювия и аллювия в этих районах наблюдались А. К. Ларионовым.

Вторая особенность горных и предгорных районов — значительное участие в образовании лёссовых пород местных продуктов выветривания коренных пород. Это придает определенное своеобразие лёссовым отложениям различных горных районов. Так, в лёссовых породах Грузии в большом количестве содержатся продукты выветривания андезитовых и базальтовых массивов (Мшвениерадзе, 1950). В горных системах можно наблюдать накопления лёссовых пород только из местного материала выветривания коренных отложений. Они отличаются сравнительно слабой пылеватостью, небольшими мощностью и областью распространения, которая приурочивается к определенным массивам.

Подводя итоги рассмотрения генетических типов лёссовых пород в областях предгорий и гор, можно сделать вывод о том, что исходный материал привносится сюда либо делювиально-пролювиальным путем (перенос продуктов выветривания местных пород), либо эоловым (вынос мелкозема из прилегающих пустынных областей). Часть мелкозема в горных районах образовалась из материала современной и древней морен.

Главные и второстепенные генетические процессы, характерные для морфологических районов областей предгорий и гор:

Морфологические районы	Типы генетических процессов
Горные склоны, плато	Главные: Делювиальное переотложение Пролювиальное переотложение Второстепенные: Золовый Аллювиальный Флювиогляциальный
Предгорные равнины и межгорные котловины	Главные: Аллювиальное переотложение Пролювиальное переотложение Делювиальное переотложение Второстепенные — золотые

В соответствии с этой схемой в районах гор и предгорий можно выделить следующие генетические типы лёссовых пород: делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, золотые и флювиогляциальные.

Делювиальные лёссовые породы отличаются от соответствующих генетических типов равнин тем, что в них в большом количестве содержатся прослойки и включения местного материала. В минералогическом отношении они очень пестры, так как их состав в определенной степени зависит от состава местных пород и их продуктов выветривания. В большинстве случаев они содержат крупные включения дресвы, щебня, гальки и даже валуны и камни.

Область развития делювиальных пород ограничивается полосою, тяготеющей к склону. Для делювиальных лёссовых пород характерно развитие неправильных и щелевидных первичных пор, а также появление «сотовой» структуры. Для делювиальных лёссовых пород горных районов характерна грубая слоистость.

Пролювиальные лёссовые породы приурочены либо к отдельным конусам выноса, либо образуют сплошные предсклонные пояса. Для них характерна определенная гранулометрическая зональность: наиболее тонкий материал накапливается у подошвы конуса, а более грубый — в его верхних частях. Пролювиальные лёссовые породы содержат включения и прослойки различного по крупности местного материала: щебня, гравия, камней, гальки и т. п. В этом типе лёссовых пород присутствует значительное количество местного материала — продуктов выветривания коренных пород. Г. А. Мавляновым (1953, 1955, 1958) достаточно подробно описаны особенности пролювиальных лёссовых пород районов Узбекистана.

Аллювиальные лёссовые породы залегают в пределах речных долин и плоских равнин, прилегающих к горным

системам. В накоплении этих лёссовых пород, кроме аллювиального привноса, большую роль играют эоловые процессы. Особенно большое значение эоловый привнос материала имеет для районов Средней Азии, где аллювиальные лёссовые равнины непосредственно примыкают к обширным песчаным пустыням, являющимся, без сомнения, областями выноса мелкозема. В связи с этим аллювиальные лёссовые породы этих районов имеют своеобразную гранулометрическую зональность и часто напоминают «типичный лёсс» Приднепровья. Вместе с тем аллювиальные отложения несут черты водного осадка: наличие слоистости, включение прослоев и линз песка и гравия, своеобразный минералогический и гранулометрический состав. По свойствам к ним близки флювиогляциальные лёссовые породы.

Эоловые лёссовые породы залегают на плоских водоразделах и платообразных равнинах. Примером могут служить эоловые лёссовые породы, описанные М. И. Ломоновичем (1953,) в Заилийском Алатау. Они, по существу, мало отличаются от подобных эоловых осадков равнинных районов. Для эоловых пород горных районов характерно наличие горизонтальной зональности: уменьшение роли песчаных частиц по мере удаления от областей выноса. Подобной зональностью отличаются чуйские лёссовые породы, песчанистость которых возрастает по мере приближения к пустыне Муюнкум (Вахрушев, 1952).

Таким образом, в условиях горных районов процессы накопления лёссового материала носят сложный полигенетический характер.

ОБЛЁССОВАНИЕ

Облессование — важный этап формирования лёссовых пород. Накопившийся мелкозем еще не является лёссовой породой. Для того чтобы он проевратился в породу, необходимо облессование — комплекс почвообразовательных процессов и процессов выветривания.

Л. С. Берг (1947), опираясь на данные К. К. Гедройца и Р. Гансена, считает, что облессование протекает в условиях сухого климата, причем рыхлость лёссовых пород обусловлена накоплением в них кальция и магния. Сухой климат предотвращает вынос солей, поэтому почвообразование идет в щелочной среде под воздействием щелочных и щелочноземельных растворов, благодаря чему образуется рыхлая, рассыпчатая суглинистая порода. Для этого процесса характерно укрупнение материала и появление агрегатов, состоящих из склеенных зерен. Карбонаты кальция и магния, насыщающие лёссовые породы, вызывают укрупнение мелкозема. Эти взгляды неоднократно подвергались критике (Денисов, 1944, Неуструев, 1925, и др.).

Необходимо отметить, что процесс облессования весьма сложен и пока мало изучен. Различными исследователями он толкуется по-разному.

И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939₁) считают, что «процесс облессования может и должен предшествовать процессу сортировки и накопления материала». Таким образом, они утверждают, что именно в результате облессования образуется мелкозем.

С. С. Неуструев (1925₂) предполагает, что лёссообразование — результат свертывания коллоидных частиц под влиянием карбонатов, но не в условиях экстрааридного климата, а при достаточном содержании почвенного раствора с карбонатами.

С. С. Морозов (1951₂) считает, что облессование мелкозема может происходить не только в пустынном или полупустынном климате. Д. В. Соколов (1932) и Б. В. Пясковский (1946) большое значение в лёссообразовании придают деятельности микроорганизмов.

П. С. Самодуров (1956) сделал попытку геохимического обоснования лёссообразовательного процесса, который, по его мнению, представляет собой глубокое изменение структуры и вещественного состава породы. К сожалению, свои доводы он обосновал недостаточно. А. К. Ларионов, изучив состав, структуру и свойства лёссовых пород юга Европейской части РСФСР, установил наличие зональности в характере лёссовых отложений указанной территории, совпадающей с климатической.

На основании проведенных работ А. К. Ларионов сделал некоторые выводы:

1. Характер облессования зависит от климатических особенностей территории.

2. Процесс облессования может протекать не только при наличии аридного климата, но и в значительно более влажных условиях.

3. В районах с влажным климатом интенсивность процесса агрегатизации меньше. Здесь формируются глинистые типы пород, содержащие сравнительно небольшое количество карбонатов. В подобных условиях часто встречаются лёссовые породы, среда которых имеет слабощелочную или нейтральную реакцию, а в отдельных случаях даже слабокислую реакцию.

4. В районах с сухим климатом происходит более высокая агрегатизация частиц и значительное накопление карбонатов и сульфатов.

5. На процессы облессования оказывает большое влияние привнос атмосферными водами хлоридов, сульфатов и карбонатов (Бурксер, 1954), создающих определенные условия для коагуляции тонких фракций в присутствии электролитов.

6. Большую роль в процессах выветривания и облессования играют попеременное увлажнение, просыхание, а также замораживание и размораживание пород.

7. Облессование мелкозема сопровождается образованием новых типов минералов. Так, дендритовое расположение минералов группы монтмориллонита свидетельствует о их новообразовании на участках, приуроченных к микротрещинам (см. главу 5).

8. Формирование макропор происходит либо в процессе накопления материала (первичные макропоры), либо в результате жизнедеятельности растений (вторичные макропоры).

9. Деятельность растений играет большую роль в формировании лёссового облика пород. Они прежде всего способствуют механическому перемещению частиц, в процессе жизнедеятельности разрушают ряд минеральных соединений и вносят в породу из атмосферы новые вещества. Особенно большое значение имеет поглощение корневой системой растений углекислоты, установленное при помощи радиоактивного углерода А. Д. Курсаковым, А. М. Кузиным и Я. В. Мамуль. Подобное усвоение углерода, несомненно, происходит при условии расщепления карбонатов. В таких случаях в избытке появляются катионы кальция и магния, роль которых в агрегировании частиц весьма велика. Наконец, отмирая, растения обогащают породу органическими веществами. Таким образом, деятельность растений — одно из важных составных частей процесса облессования пород.

Облессование, несомненно, представляет собой сложнейший комплекс процессов, который до настоящего времени не может считаться окончательно расшифрованным.

На основании изложенного выше можно сделать ряд выводов:

1. При изучении генезиса лёссовых отложений, рассматривая отдельно процессы накопления материала и процессы облессования, необходимо помнить, что в конечном итоге они представляют собой единый процесс формирования лёссовых пород.

2. Пути накопления и способы транспортирования мелкозема должны изучаться отдельно для районов низменных равнин и плит и области гор и предгорий.

3. По преобладающему способу накопления материала можно выделить следующие генетические типы лёссовых пород:

в области низменных равнин и плит: а) эоловые, б) делювиальные, в) водные (аллювиальные и флювиогляциальные);

в области гор и предгорий: а) делювиальные, б) пролювиальные, в) аллювиальные, г) эоловые, д) флювиогляциальные.

4. В районах низменных равнин главная роль в транспортировании мелкозема принадлежит эоловому фактору, затем водному и делювиальному привносу.

5. В районах гор и предгорий основная масса мелкозема транспортируется эоловым путем, но происходящие сразу пос-

ле отложения частиц процессы сноса и эрозии ведут к переотложению мелкозема, главным образом делювиальным, пролювиальным и аллювиальным путями. Эоловые породы накапливаются только на водоразделах и платообразных возвышенностях.

Вторым источником материала для лёссовых отложений в горных районах служат продукты выветривания местных коренных пород и морены.

6. Облессование представляет собой сложный процесс, который происходит под действием следующих главных факторов: а) химического изменения пород, протекающего в условиях привноса различных солей из атмосферы, нового минералообразования преимущественно в глинистой и воднорастворимой части породы, а также процессов расщепления алюмосиликатов; б) жизнедеятельности растений, оказывающих механическое и химическое воздействие на породы, вызывающих расщепление карбонатов с захватом углерода и выделением двухвалентных катионов и способствующих накоплению органических соединений в лёссовых породах; в) деятельности микроорганизмов и животных.

7. Облессование может протекать не только в условиях сухого климата. В более влажном климате оно характеризуется пониженной агрегатизацией, в результате чего образуются более глинистые типы лёссовых пород со слабощелочной или даже нейтральной реакцией и малым количеством карбонатов. В областях с сухим климатом наблюдается более высокое агрегатирование, протекающее в щелочных условиях ($pH=7,7-8,5$) и сопровождающееся большим накоплением карбонатов.

8. При облессовании продуктов выветривания возможно образование маломощных толщ элювиальных лёссовых пород.

ИЗЫСКАНИЯ, ПРОЕКТИРОВАНИЕ И СТРОИТЕЛЬСТВО В РАЙОНАХ, СЛОЖЕННЫХ ЛЁССОВЫМИ ПОРОДАМИ

Глава 16

ИЗЫСКАНИЯ ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ГРАЖДАНСКИХ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В РАЙОНАХ, СЛОЖЕННЫХ ЛЕССОВЫМИ ПОРОДАМИ

Изыскания под промышленные здания и сооружения в районах, сложенных лёссовыми породами, отличаются рядом специфических особенностей. Последние порождаются своеобразным составом и структурой лёссовых отложений, обладающих такими свойствами, как просадочность, повышенная способность к размоканию и размыванию, предрасположенность к суффозии и т. д.

В настоящее время по существу нет ГОСТ или общепринятых ведомственных инструкций на выполнение инженерно-геологических изысканий под гражданские и промышленные здания и сооружения в районах, сложенных лёссовыми породами. Изданные Министерством строительства «Временные технические условия и инструкции на исследование грунтов оснований промышленных и гражданских зданий и сооружений» ТУ 107-53 (1954) содержат общие указания для проведения инженерно-геологических изысканий на строительных площадках. Что касается особенностей изысканий в лёссовых районах, то приводятся лишь краткие положения по отдельным вопросам, связанным с изучением лёссовых пород.

В СНИПе (1955) в разделе о макропористых породах излагаются лишь некоторые требования к проектированию оснований и фундаментов на лёссовых породах. Несколько больше

указаний дается в НИТУ 137-55, действующих в настоящее время, но и там вопрос о изысканиях в лёссовых районах почти не рассматривается.

В. А. Приклонский (1952) в своей работе останавливался на ряде вопросов инженерно-геологических изысканий, уделяя главное место рассмотрению особенностей лабораторных исследований лёссовых пород.

Вопросы инженерно-геологических исследований лёссовых отложений излагаются также Н. Я. Денисовым (1953), который приводит общие соображения в отношении геологического строения, геоморфологических условий, гидрогеологии, а также методики производства полевых опытных работ. Он дает ценные общие указания по каждому этапу исследования. Некоторые скупые сведения о полевых и лабораторных исследованиях лёссовых пород приводятся в работе Ю. М. Абелева (1948). Отдельные методические вопросы рассматриваются в работах Р. А. Токаря (1937), М. П. Сахаровой (1937), В. Ф. Линецкого (1949), А. К. Ларионова (1954, 2, 1958), И. В. Попова (1951), Ф. Л. Андрухина (1937) и некоторых других.

Учитывая, что общие вопросы изыскания освещены в существующей литературе и действующих нормативах (например ТУ 107-53), мы лишь вкратце остановимся на некоторых специфических особенностях исследования лёссовых районов.

ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

При полевых исследованиях изучаются геоморфологические, геологические и гидрогеологические условия района, а также выполняются специальные опытные работы для выявления инженерно-геологических свойств пород.

Для этих целей производятся: а) инженерно-геологическая съемка; б) разведочные работы: бурение, шурфование; в) опытные гидрогеологические работы и г) опытные инженерно-геологические работы.

Объем каждого из этих циклов полевых работ устанавливается в зависимости от стадии проекта, типов сооружений, исследованности участка, особенностей геологического строения и степени развития физико-геологических явлений и инженерно-геологических процессов в районах изысканий.

Инженерно-геологическая съемка в лёссовых районах. Не останавливаясь на методике ее выполнения, рассмотрим лишь главные вопросы, на которых необходимо сосредоточить внимание при съемочных работах в лёссовых областях.

Первостепенное значение при съемке имеет анализ геоморфологических условий и оконтуривание участков современного и древнего интенсивного увлажнения, а также районов, по сво-

им рельефным условиям подвергающихся слабому промачиванию.

Особое внимание должно уделяться участкам, тяготеющим к речным долинам. Необходимо учитывать, что наиболее высокую просадочность лёссовые отложения имеют большей частью на водораздельных плато и склонах в пределах 1—15-километровой зоны, примыкающей к речной долине. Площадь этой зоны зависит от размеров реки. Чем река больше, тем на большее расстояние распространяется ее влияние. Надо также иметь в виду, что первая, а иногда и вторая надпойменные террасы редко бывают просадочными. В районах предгорий и гор высоко просадочными могут оказаться лёссовые породы склонов даже при небольшой мощности (3—4 м).

Обязательным является изучение и картирование распространения степных блюдц и других просадочных элементов рельефа (см. главу I). Как уже указывалось, глубина блюдц не может служить основанием для оценки просадочности района, но для принципиального решения вопроса о наличии или отсутствии просадочности они могут являться надежными показателями.

Наконец, желательно наносить на геоморфологическую карту направления стока атмосферных вод и в особенности мелких рытвин, ложбин, которые не показаны на топографических картах, но являются участками интенсивного стока дождевых и талых вод.

Необходимо оконтуривать и описывать детальным образом антропогенные просадочные формы рельефа, возникающие вокруг искусственных водоемов, водоводов, запруд и других водонесущих сооружений.

Важный элемент инженерно-геологической съемки — выявление гидрогеологических особенностей участка. Специфической чертой этой работы в районах развития лёссовых пород является тщательное изучение существующих условий обводнения грунтов из водоводов и других водонесущих устройств. При этом особое внимание следует уделять тем трубопроводам, бассейнам, градирям, находящимся на разведываемом участке, из которых может поступать вода в лёссовую толщу. Участки, на которых перечисленные источники воды могут вызвать увлажнение, надо по возможности оконтуривать.

Другой вопрос, на который необходимо обратить внимание, — режим грунтовых вод изучаемой территории. Это тем более важно, что, грубо говоря, верхняя граница подъема грунтовой воды служит и нижней границей просадочной толщи.

Наконец, важнейшим вопросом является прогнозирование возможного подъема уровня грунтовых вод. При этом рассматривается влияние геологических условий на возможность образования новых горизонтов подземных вод и в особенности верховодки. Необходимо учесть все причины, которые могут вы-

зывать подъем грунтовых вод (см. главу 10), в том числе: а) предполагаемое изменение гидрогеологического режима в связи с устройством водохранилищ; б) возможность конденсации воды под сооружениями и асфальтовыми покрытиями; в) уменьшение испарения воды под сооружениями и асфальтовыми покрытиями; г) изменение условий движения грунтовой воды в пределах зон сжатия пород под давлением сооружений; д) возможность поступления воды из вновь возводимых на изучаемой территории водонесущих и водовмещающих сооружений; е) возможность инфильтрации атмосферных вод в связи с планировкой и срезкой поверхностной части грунта, а также накопления воды в углублениях естественного рельефа, заполненных в процессе планировки рыхлым материалом.

Выводы о степени просадочности или отсутствии ее в значительной степени подкрепляются данными о состоянии сооружений и зданий, ранее возведенных на изучаемой территории.

Анализ просадочных деформаций сооружений и зданий может выполняться не только при инженерно-геологической съемке, а и при инженерно-строительном обследовании деформированных сооружений.

Разведочные работы и описание обнажений. Объемы, условия размещения выработок, глубина скважин рассматриваются в ТУ 107-53, поэтому мы на них не останавливаемся. Разведочные работы в областях распространения лёссовых пород отличаются некоторыми специфическими особенностями.

Выбор типа разведочных выработок для исследования лёссовых толщ определяется значением структурных факторов и необходимостью выделения погребенных почв. Во всех случаях желательно предусматривать проходку шурфов, которые позволят отобрать монолиты и детально изучить строение лёссовой толщи.

Количество монолитов зависит от главных геоморфологических элементов участка из расчета минимум одного шурфа на каждый элемент. При небольших площадках, занимающих один рельефный элемент, количество шурфов предопределяется стадией проектирования и характером сооружения. В этом случае их должно быть не менее двух. Шурфы, как правило, должны доводиться до уровня грунтовых вод, а если для данной территории установлены граничные пределы просадочной толщи пород, то до ее нижней границы. Наконец, для малоответственных сооружений глубина может ограничиваться 4—5 м.

Для выявления геологического строения и гидрогеологических условий лёссовых толщ на площадках проходятся так называемые разведочные скважины, из которых извлекаются лишь пробы с нарушенной структурой. При разбуривании этих выработок рекомендуется применять вибрационный метод проходки Д. Д. Баркана, который повышает производительность бурения в лёссовых породах до 20 раз.

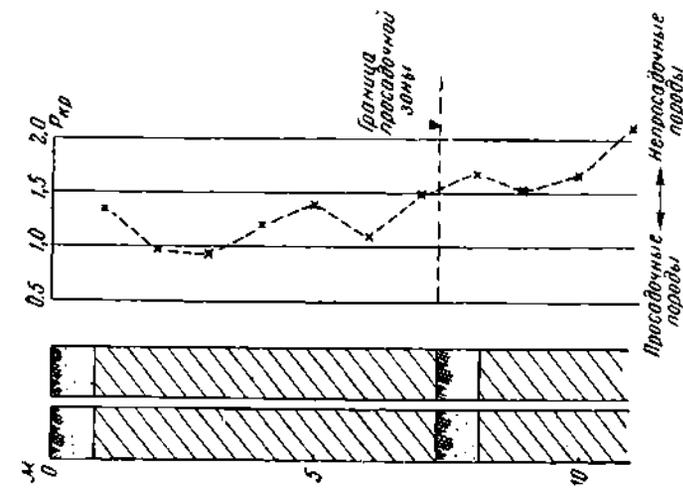


Рис. 98. Полевой разрез просадочной толщи по вертикали

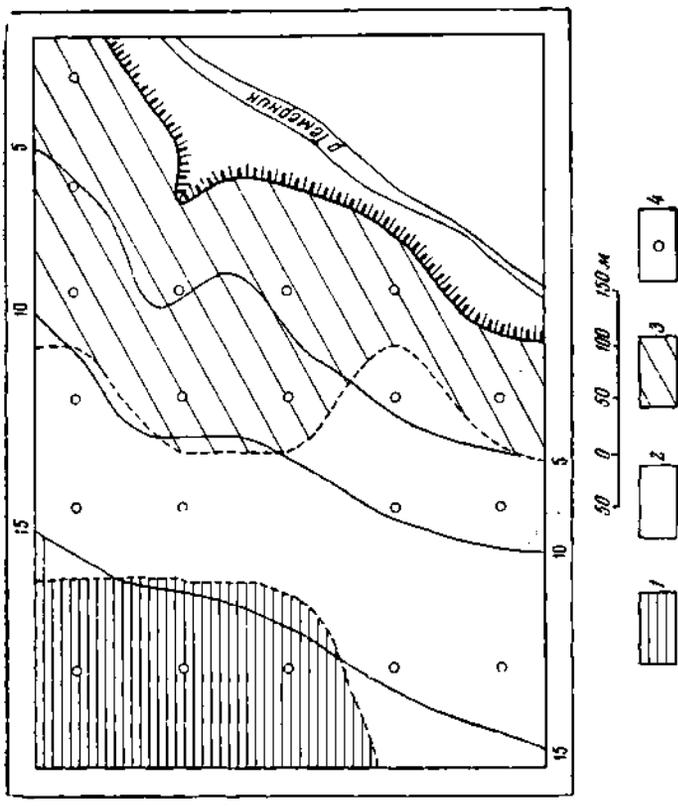


Рис. 99. Полевая карта проницаемости
 1 — просадочный район (мощность просадочной зоны > 5 м); 2 — слабо-просадочный район (мощность просадочной зоны 2—5 м); 3 — непросадочный район (мощность просадочной зоны < 2 м); 4 — скважины

Для отбора монолитных образцов производится проходка так называемых технических выработок, главным образом скважин. Проходка скважин осуществляется ударно-вращательным или вращательным способом. Применение вибробурения исключается. Диаметр скважин должен быть не менее 127 мм. Для отбора проб необходимо применять грунтоносы, обеспечивающие качественный отбор образцов с ненарушенной структурой.

При изучении шурфов и обнажений необходимо детальное описание пород по схеме, изложенной в главе 7. Кроме того, следует тщательно исследовать текстурные особенности толщи. Особое внимание должно уделяться также выделению прослоев погребенных почв.

Большую помощь может оказать упрощенный полевой метод оценки просадочности лёссовой толщи А. К. Ларионова, изложенный в главе 7. Он позволяет испытывать все извлекаемые в процессе бурения монолиты непосредственно у скважины. Благодаря полученным данным уже в полевых условиях можно составить разрез просадочности лёссовой толщи. Подобный разрез показан на рис. 98.

Кроме того, на основании предварительных сведений о просадочности лёссовых пород, полученных в процессе разведочных работ, строится полевая схематическая карта просадочности изученной территории (рис. 99), которая позже корректируется и уточняется по результатам лабораторных исследований грунтов. Это позволяет правильно планировать размещение сооружений, расположение водонесущих устройств, а также организацию работ с указанием мест для вскрытия известковых ям, прокладки трасс строительного водопровода и т. д.

Все пройденные скважины и шурфы после окончания работ должны быть тщательно затампонированы и закрыты.

Опытные гидрогеологические и инженерно-геологические работы. Остановимся лишь на некоторых вопросах исследования способности лёссовых толщ к просадке.

В полевых условиях находят применение два главных способа оценки просадочности: а) замочка опытных котлованов и б) испытание на дополнительную осадку при увлажнении статическими нагрузками. Другие предложения (К. И. Лисицына, И. И. Чеботарева и др.) не нашли распространения.

Метод замочки котлованов для определения просадочности был впервые применен М. М. Решеткиным (1934) на канале Новый Джун и Г. А. Перышкиным (1930) на Волго-Доне. Позднее этот метод применялся в Восточном Предкавказье при проектировании Волго-Донских сооружений и связанных с ними магистральных оросительных каналов.

Метод замочки котлованов применяется не только для изучения просадочных деформаций при строительстве каналов, но и при проектировании водохранилищ, отстойников и других во-

довмещающих сооружений. Исследования на опытных котлованах позволяют получить общее представление о характере ожидаемых деформаций поверхности и фильтрационных потерях. Глубина опытного котлована должна соответствовать заглублению сооружения. Форма котлована квадратная. Желательно, чтобы размеры его сторон приближались к ширине сооружений. Если это невозможно, то соотношение масштабов должно быть не менее 1:10. По стенкам котлована задаются откосы разной крутизны для выбора их оптимального заложения.

В котловане на сваях монтируются водомерные рейки. Кроме того, устанавливается система реперов, которые привязываются к неподвижному реперу, устанавливаемому вне зоны деформаций. На расстояниях 3, 5, 10, 15 м от бровки стенок котлована проходятся наблюдательные шурфы, из которых отбираются в процессе опыта пробы на влажность (Воронов, 1940). Иногда в центре котлована оставляют целик. Последний может сохраниться только при ширине котлована больше 7—9 м.

Уровень воды в котловане поддерживается на протяжении не менее 20—30 суток. При этом регистрируется расход воды, деформация реперов, выявляется устойчивость откосов и устанавливается изменение влажности в наблюдательных шурфах. Наблюдения ведутся также за появляющимися деформациями — трещинами, опусканиями. Необходимо также следить за высотой капиллярного поднятия. Опытная заливка котлована оформляется соответствующим протоколом испытаний.

С помощью метода определения просадочности лёссовой толщи путем испытания грунтов статической нагрузкой при увлажнении можно получить лишь качественную оценку просадочности, поэтому его рационально применять дополнительно при выявлении модуля деформации грунтов (требования действующих Н и ТУ 127—55).

Замачивание грунтов под штампом может осуществляться путем подачи воды в шурф непосредственно, либо через специальные скважины, заложенные рядом с ним.

Н. Я. Денисов (1953) считает, что этот метод может применяться только для определения возможности доуплотнения пород при увлажнении в конкретных условиях опыта.

В заключение отметим, что до настоящего времени надежные полевые методы, позволяющие устанавливать количественную величину просадочных деформаций лёссовых пород, отсутствуют.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящее время лабораторные исследования кладутся в основу оценки главных строительных свойств лёссовых пород.

Удельный и объемный веса. Удельный вес определяется пикнометрическим методом в соответствии с ГОСТ

5181—49. Точность получаемых значений повышается при применении керосина. Удаление воздушных пузырьков из керосина производится под колпаком вакуумной установки при разрежении 20—30 мм рт. ст. Продолжительность выдерживания пикнометра в вакууме 12 часов. Расчет ведется так же, как и при обычном пикнометрическом определении удельного веса в воде, но полученный результат умножается на удельный вес керосина (0,81—0,84).

Определение объемного веса производится методом парфинирования в соответствии с ГОСТ 5182—49. Необходимо рекомендовать определение объемного веса лёссовых пород в образцах объемом не менее 100 см³, а если представляется возможность — и в больших.

Величина объемного веса при естественной влажности может применяться для приближенного определения степени просадочности лёссовых пород по графику Т. С. Кавеева (см. рис. 64).

Естественная влажность определяется по ГОСТ 5179—49. Желательно производить опыты непосредственно в полевых условиях, так как лёссовые породы быстро теряют влажность на воздухе. Полевые сушильные шкафы системы И. М. Литвинова позволяют пользоваться разными источниками тепла: электронагревом, примусом, печью и др. Для лёссовых пород, как структурных образований, полезной оценкой является естественная объемная влажность, которая в отличие от обычной весовой влажности рассчитывается не на вес сухого образца, а на общий объем образца.

Естественная влажность определяется по всей толще лёссовых пород в образцах, отбираемых при бурении через каждые 0,5—1 м.

Пористость является расчетной величиной. Она, как известно, отражает лишь суммарное количество всех видов пор в породе. Для оценки строительных свойств необходимо рекомендовать определение в воздушно-сухих образцах лёссовых пород содержания воздушной фазы (Γ_{ϕ}) в газометрах конструкции А. К. Ларионова. Методика этого определения приведена в главе 6. Исследование пористости и определение Γ_{ϕ} также должно производиться послойно.

Определение пределов пластичности производится по ГОСТ 5184—49 и 5183—49. Зная пределы пластичности, можно вычислить ряд важных производных показателей (степень гидрофильности K_d и некоторые другие).

Гранулометрический состав лёссовых пород при инженерно-геологических изысканиях определять на строительных площадках не обязательно. Лёссовые породы, на которых запроектировано строительство крупных объектов, следует подвергать гранулометрическому анализу. Последние должны про-

изводиться только комплексом методов при разных способах подготовки (агрегатном, микроагрегатном с разрушением карбонатов, дисперсном), что было рекомендовано С. С. Морозовым (см. главу 6). Полученные результаты позволяют делать выводы о степени развития различных типов агрегатов и в соответствии с этим правильно оценивать применимость тех или иных методов оценки просадочности.

Сжимаемость и степень просадочности устанавливаются при испытании образцов в компрессионных приборах. Коэффициент относительной просадочности необходимо вычислять по данным испытания одного образца путем доведения давления до назначенной величины и последующего замачивания (метод «одной кривой»). Было установлено, что при испытании по этой схеме получают более достоверные данные, чем при параллельном испытании двух образцов, вырезанных из одного монолита: одного при естественной влажности, а другого в водонасыщенном состоянии (Денисов, 1953).

Необходимо учитывать, что при значительном содержании водостойких и водопрочных агрегатов данные, полученные компрессионным методом, бывают заниженными. Лёссовые породы этого типа могут не давать значительных провальных просадок, а деформироваться на протяжении ряда месяцев и даже лет. В этих случаях приобретает значение общая инженерно-петрографическая оценка пород. Кроме того, при наличии в проектируемых сооружениях устройств, создающих вибрацию, величина и скорость просадки значительно возрастают. Аналогичное действие оказывают сейсмические явления. Повышение просадки при наличии вибрационного воздействия на водонасыщенные лёссовые породы, по А. К. Ларионову, может достигать 20—35%.

Образцы, исследуемые на просадочность, желательно замачивать водой того состава, который присущ данным источникам замачивания. Особенно это важно при содержании в технических водах проектируемого производства растворов кислот, щелочей и других реагентов, повышающих просадочность.

Сопротивление сдвигу может определяться как в обычных приборах с одноплоскостным фиксированным срезом, так и в стабилOMETрах. Испытания рекомендуется производить по комплексной методике, предложенной Н. Я. Денисовым (1956). Нижний предел сопротивления сдвигу устанавливается путем испытания образцов в состоянии недоуплотненности; последнее достигается производством сдвига в момент приложения нормальных давлений. В отдельных случаях, когда возможно увлажнение в период приложения нагрузок, нижний предел определяется в момент насыщения образцов водой. Необходимо учитывать, что в этом случае определение носит в значительной степени случайный характер вследствие того, что степень увлажнения образца в первые моменты смачивания неизвестна.

Поэтому выводы необходимо делать на основании испытания нескольких образцов, обрабатывая полученные результаты методами математической статистики.

Верхний предел сопротивления сдвигу устанавливается после предварительного уплотнения образцов нормальными давлениями до прекращения деформации.

Набухание определяется в лёссовых породах с агрегативной структурой. Для этой цели пользуются приборами А. М. Васильева или А. К. Ларионова и З. С. Уколовой. Они дают возможность устанавливать свободное набухание (без наличия давления). Величина давления набухания определяется путем испытания пород на набухание в компрессионных приборах при различных ступенях давления.

Размокание рекомендуется определять в монолитных образцах — кубиках, длиной сторон 2 см. Образцы устанавливают на сетку с сечением ячеек 1×1 см и опускают в воду. Измеряется время размокания, характер процесса и получаемые продукты разрушения. Скорость размокания позволяет судить о водостойкости связей.

Структурно-петрографические исследования. Большую помощь в решении инженерно-геологических вопросов оказывают структурно-петрографические показатели (см. главы 6 и 7):

1) форма, размеры и тип макропор, которые изучаются под бинокулярным микроскопом для определения их роли в формировании просадочности;

2) графики изменения количества макропор, приходящихся на 1 см² по глубине лёссовой толщи;

3) показатель макроагрегативности, размеры и типы водостойчивых агрегатов;

4) характерные особенности шлифов с ненарушенной структурой, изучаемых под микроскопом, коэффициент структурной плотности шлифов;

5) выявление структурно-петрографических типов пород;

6) удельная поверхность пород;

7) способность пород к трещинообразованию при нанесении трех капель воды на поверхность монолитов.

Влагоемкость. Для установления степени увлажненности пород (см. главу 8), а также некоторых других важных свойств должны быть определены максимальная гигроскопичность и максимальная молекулярная влагоемкость. Оптимальная влажность лёссовых пород в большинстве случаев приближается к границе раскатывания (17—19%).

Обезвоживание — одна из инженерно-петрографических характеристик лёссовых пород. Определить степень обезвоживания можно в любой строительной лаборатории. Для этого необходимо наличие торсионных весов и любой шахтной печи с хромель-алюмелевой термопарой и гальванометром. Эти при-

боры выпускаются в достаточном количестве нашей промышленностью. Сам процесс обезвоживания очень прост и занимает 40—50 мин.

Расшифровка полученных данных по методу А. К. Ларионова дает возможность установить состав преобладающих коллоидно-дисперсных минералов, а по величине общей потери влаги — предрасположенность лёссовой породы к просадке.

Специальные исследования. При проектировании важных народнохозяйственныхстроек, а также для решения ряда специальных вопросов (степени коррозионности грунтов, способности к выщелачиванию и т. п.) необходимо детально изучить минералогический состав лёссовых пород, определить содержание в них карбонатов, гумуса, а также произвести валовые анализы, анализ водных, содовых, кислотных вытяжек и т. п.

Заключение о строительных свойствах лёссовых пород, в особенности о их просадочности, необходимо основывать на комплексе данных, полученных в процессе полевых и лабораторных исследований.

Г л а в а 17

ОСОБЕННОСТИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В ЛЁССОВЫХ РАЙОНАХ

Проектирование промышленных зданий и сооружений в районах, сложенных лёссовыми породами, ведется на основании требований СН и П-55 и НИТУ 137—55. Основной принцип следующий: просадочные лёссовые основания зданий и сооружений должны быть защищены от любого проникновения в них воды.

К сожалению, предохранить от замачивания лёссовые основания промышленных объектов, несмотря на большие затраты по борьбе с инфильтрацией воды в грунты, в большем числе случаев не удается. После нескольких лет эксплуатации в лёссовых основаниях, как правило, появляется вода, вызывающая те или иные деформации сооружений. Кроме того, несмотря на принимаемые меры для предотвращения инфильтрации воды сверху вниз, во многих случаях наблюдается подъем грунтовых вод, возникающий под действием самых различных факторов, неминуемо влекущих за собой те или иные деформации зданий.

Таким образом, встает вопрос о необходимости считаться с неизбежностью замачивания лёссовых толщ в районах как промышленных объектов, так и жилых кварталов городов. Следовательно, при проектировании зданий и сооружений необходимо учитывать деформации, которые возникнут при увлажнении.

Конструктивные решения в каждом конкретном случае должны приниматься с учетом абсолютных суммарных осадок и просадок при увлажнении, а также на основании анализа возможных максимальных разностей осадок.

В настоящее время при проектировании и строительстве зданий и промышленных сооружений на макропористых просадочных грунтах в проектных организациях используются НиТУ 137—55, в которых предусматривается ряд мероприятий для предупреждения деформации. В основу этих норм принят принцип предохранения от замачивания грунтов поверхностными водами, причем авторы инструкции считают, что подъем грунтовых вод может быть предотвращен путем исключения возможности инфильтрации воды из водонесущих устройств и атмосферных вод. Одновременно в нормативах предусматривается применение некоторых методов мелиорации грунтов. Рассматриваются также вопросы применения ряда конструктивных мероприятий, улучшающих работу конструкций зданий и сооружений в условиях возникновения просадок основания.

При проектировании строительных работ организациями не учитывается просадочность лёссовых пород территории строительства. Между тем размещение строительного хозяйства (известковых ям, водопровода, вспомогательных выемок, траншей, канав), а также способы производства работ (например, поливка бетона после его укладки), как правило, определяют значительное увлажнение грунтов. Следовательно, особое внимание необходимо обращать на размещение водонесущих устройств в строительный период (Ларионов, 1955).

РАСЧЕТ ПРОСАДОЧНОСТИ ЛЕССОВЫХ ОСНОВАНИЙ

Действующие нормативы НиТУ 127—55 и НиТУ 137—55 рекомендуют производить расчет осадок зданий и сооружений по двум стадиям: первая — расчет осадки за счет обычного сжатия грунтов основания под приложенными давлениями, вторая — за счет просадки. Таким образом, эти два типа осадок зданий и сооружений рассматриваются как отдельные, не связанные процессы.

Если проанализировать действительный ход осадочных деформаций, то можно видеть, что сама осадка сооружений на лёссовых основаниях в значительной степени предопределяется их влажностью. Всякое, даже небольшое изменение влажности влечет за собой дополнительную осадку. Это отмечается в работах многих исследователей (Н. Я. Денисов, С. Н. Максимов, М. Н. Гольдштейн и др.) и является общепризнанным. Это обстоятельство позволяет считать выделение двух разорванных этапов осадки сооружений, не отвечающей действительным процессам, происходящим при деформации основания.

В НИТУ 137—55 расчет просадки производится по формуле:

$$\Delta_{\text{пр}} = \sum_{h_{\text{min}}}^{H_0} \delta_{\text{пр}i} / h_i,$$

где $\Delta_{\text{пр}}$ — величина просадки, выраженная в сантиметрах, при условиях конкретного для данного объекта давления и полного увлажнения грунтов;

$\delta_{\text{пр}}^i$ — относительная просадочность при расчетном давлении на грунт в середине элементарного слоя от давления в данном горизонтальном сечении фундамента и грунта, залегающего выше данного горизонта;

h_i — толщина принятого элементарного слоя в см;

H_0 — суммарная толщина слоев макропористых грунтов, обладающих просадочными свойствами и залегающими ниже подошвы фундамента;

h_{min} — глубина заложения фундамента от уровня планировки.

Минимальное значение $\delta_{\text{пр}}$ принимается равным величине, получаемой при давлении 1 кг/см².

Необходимо отметить, что данный метод расчета, изложенный в НИТУ 137—55, является определенным шагом вперед, приближающим условия расчета к действующим в лёссовых основаниях давлениям. Вместе с тем, применяя его, в большинстве случаев получают заниженные результаты, так как он базируется на данных кратковременных испытаний грунтов в компрессионных приборах, которые учитывают лишь этап разрушения водонеустойчивых агрегатов.

Деформации, связанные с разрушением водостойких и водопрочных агрегатов, при этих расчетах почти не учитываются. Не принимаются во внимание также процессы выщелачивания, в отдельных случаях вызывающие значительные дополнительные осадки. При интенсивном движении воды в грунтах явления выщелачивания и суффозионного выноса солей и пептизированных коллоидно-дисперсных частиц приобретают особенно важное значение. Не учитываются также явления выдавливания водонасыщенного грунта из основания сооружения в стороны. Наконец, совершенно не принимаются в расчет дополнительные просадочные деформации при наличии динамических вибраций от различных механизмов и сейсмических явлений.

В качестве первого шага для получения более обоснованных расчетных величин просадки А. К. Ларионов предлагает введение поправочных коэффициентов для некоторых особых случаев расчета лёссовых оснований.

Коэффициент структурности ($K_{\text{стр}}$) учитывает часть дополнительной осадки при увлажнении за счет разруше-

ния водостойких и водопрочных агрегатов. Он вводится в формулу расчета относительной просадочности $\delta_{пр}$. В этом случае формула приобретает следующий вид:

$$\delta_{пр} = \frac{(h-h^1)K_{стр}}{h}$$

Различные структурные типы пород имеют следующие приближенные значения $K_{стр}$: лёссовые породы с зернистой структурой 1—1,1, лёссовые породы с зернисто-агрегативной структурой 1,1—1,2 и породы с агрегативной структурой 1,2—1,25.

Коэффициент дополнительной осадки при наличии динамических воздействий ($K_{дин}$) вводится также в формулу для расчета величины относительной просадочности:

$$\delta_{пр} = \frac{(h-h^1)K_{дин}}{h}$$

Его величина определяется характером динамических вибраций, составом и свойствами пород, а также степенью их водонасыщенности. По данным предварительных экспериментов, $K_{дин}$ имеет значения от 1 до 1,35. Величина $K_{дин}$ в ближайшее время должна быть уточнена и введена в действующие НиТУ.

Таким образом, при наличии соответствующих типов пород и динамических воздействий на лёссовую толщу в расчеты просадки должны быть внесены некоторые поправочные коэффициенты, значение которых может быть установлено в каждом отдельном случае путем компрессионных испытаний грунтов, произведенных в определенных условиях.

Схема разделения деформации на осадки и просадки является формальной и в значительной степени носит искусственный характер. Необходимо дальнейшее совершенствование расчетных приемов направить на выявление суммарной осадки от единого процесса сжатия грунтов под сооружением в условиях возрастающего увлажнения.

Можно предложить упрощенный метод приближенного расчета суммарной осадки за счет обычной осадки и просадки в условиях доведения лёссовых пород до полного насыщения водой при данном фактическом давлении. Этот метод позволяет получить одним приемом величину суммарной осадки по данным компрессионных испытаний, выполняемых при фактических расчетных давлениях и в условиях полного водонасыщения лёссовых пород. В основу его кладется понятие о частичной активной пористости, изложенное в главе 6.

Упрощенная формула для расчета осадки имеет следующий вид:

$$\Delta_{ос+прос} = \sum_{i=1}^n \Delta h_{акт} \frac{h_i}{10h_0}$$

где $\Delta_{\text{ос+прос}}$ — приближенная суммарная расчетная величина осадки и просадки при полном насыщении водой основания в см;

$\Delta h_{\text{акт}}$ — уменьшение высоты образца в мм в компрессионном приборе от начального значения до величины, соответствующей полному насыщению водой в условиях сжатия давлением P ; давление P находится для середины каждого слоя в зависимости от формы фундамента, расстояния от подошвы и бытового давления (по схеме, изложенной в НИТУ 127—55);

$\frac{h_i}{h_0}$ — показатель моделирования; h_i — толщина слоя в мм. h_0 — высота кольца прибора в мм.

В результате расчета суммарной осадки по этой упрощенной формуле были получены данные, близкие к действительно наблюдающимся осадкам, возникшим при замачивании лѣссовых оснований. В некоторых случаях результаты были несколько завышены, в других случаях занижены, но порядок цифр довольно близок к реальным величинам осадки сооружений при смачивании их водой. В эту формулу должны вводиться также поправочные коэффициенты на степень агрегативности и динамические воздействия.

Наибольшая разность осадок оснований может устанавливаться для различных частей сооружения по формуле

$$\Delta S = \Delta_{\text{ос+прос}} - \Delta_{\text{ос}}$$

Действительно, смачивание грунтов может привести к локальным просадочным деформациям отдельных опор и узлов, остальные фундаменты будут давать осадки обычного типа. В этом случае в несущих конструкциях возникнут усилия, порождаемые разностями осадки, вычисленными по приведенной формуле.

Необходимо обратить внимание на то, что в большинстве случаев деформации сооружений происходят главным образом вследствие разности осадок, возникающих при локальном увлажнении оснований.

Вычисленные величины должны интерпретироваться в соответствии с требованиями НИТУ 127—55.

Несомненно, что дальнейшее развитие расчетных приемов определения осадочных и просадочных деформаций сооружений должно быть направлено на упрощение и повышение их точности, что лежит на пути приведения их в соответствие с природой протекающих процессов.

АНАЛИЗЫ ПРОСАДОЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ СООРУЖЕНИЙ

При исследованиях деформаций, связанных с просадочными явлениями, применяются, главным образом, три группы методов: 1) наблюдения за деформациями путем установки маяков

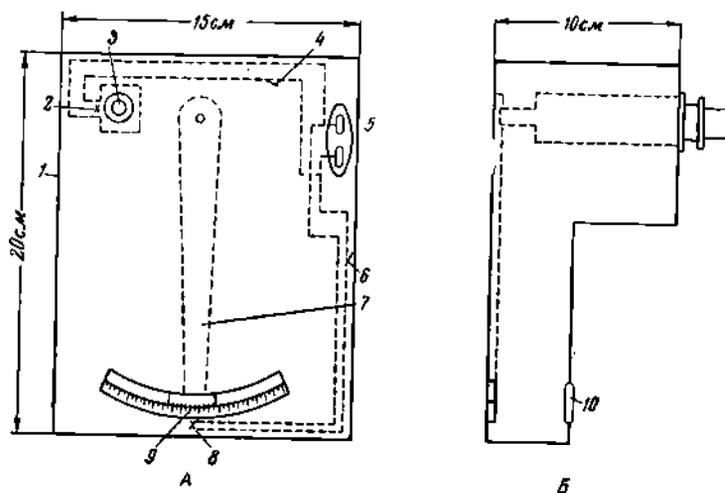


Рис. 100. Деформометр конструкции А. К. Ларионова

1 — плоскость А; 2 — лампа для освещения измеряемой поверхности; 3 — отсчетный микроскоп; 4 — включатель; 5 — батарея (4 в); 6 — включатель для освещения шкалы; 7 — эклиметр; 8 — лампочка для освещения шкалы; 9 — шкала эклиметра; Б — вид сбоку; 10 — окно для отсчета по эклиметру

разных типов; 2) измерения положения системы реперов; 3) измерения простейшими и инструментальными методами наклонов различных частей конструкций.

Все эти методы описаны в литературе, поэтому мы остановимся лишь на учете деформаций с помощью простого прибора — деформометра конструкции А. К. Ларионова, позволяющего повысить точность измерений некоторых типов деформаций.

Деформометр снабжен отсчетным микроскопом и специальным отвесом (рис. 100). Он позволяет производить следующие измерения: а) ширину трещин (с точностью до 0,001 мм); б) вертикальное смещение краев трещин; в) наклон отдельных конструкций.

Измерения деформометром необходимо проводить следующим образом. На участке появления волосных трещин выбираются наиболее характерные места (при этом штукатурка снимается) и на них проводятся тонкие линии, перпендикулярные трещине. К нанесенной риску прикладывается деформометр, таким образом, чтобы горизонтальная ось трубы микроскопа была совмещена с риской. Для улучшения видимости включается осветительная лампочка. По шкале окуляра отсчитывается ширина трещины. Повторные измерения, производимые в течение намеченных сроков наблюдения (через неделю, десятидневку или месяц), позволяют построить график раскрытия трещин (рис. 101), пользуясь которым можно сделать выводы о скорости и направлении процесса деформации. Высокая точ-

ность наблюдения разрешает делать выводы даже по сравнительно краткосрочным наблюдениям.

Одновременно производится измерение вертикальности конструкций путем приложения плоскости «А» (см. рис. 100) к поверхности конструкции, причем прибор должен быть ориентирован с помощью уровня в определенной плоскости. Отсчет производится по лимбу и верньеру. Отклонения конструкций от вертикали определяются с точностью до 30'. Анализ результатов измерений позволяет установить характер деформаций.

Применение деформометра в соединении с периодическим измерением положений системы реперов позволяет производить высокоточные измерения и получать исчерпывающие данные о характере возникающих деформаций.

Изучение последних дает возможность решить ряд вопросов, связанных с принятием мер по предотвращению аварий сооружений. Прежде всего благодаря анализу деформаций можно установить скорость процесса осадки и его характер, и на этом основании сделать выводы о целесообразности тех или иных мероприятий. Изучение деформаций облегчает выявление увлажненных участков и типа источника замачивания.

Как уже упоминалось, источники замачивания делятся на три типа (см. главу 10): точечные, линейные и площадные. Каждый из этих типов замачивания может вызывать определенные виды деформаций. Характер последних в определенной степени зависит от конструкций сооружений. Главными типами сооружений являются: а) кирпичные здания, расположенные на отдельно стоящих фундаментах; б) сооружения, возведенные на ленточных фундаментах; в) сооружения на фундаментах в виде плит.

Точечный источник увлажнения. Если имеется точечный источник смачивания, увлажняющий часть основания, то осадочно-просадочные деформации разных типов сооружений будут носить следующий характер:

1. В зданиях и сооружениях, основанных на отдельных фундаментах, при малой жесткости конструкции трещины и опускания будут приурочены к участку смачивания. В этом случае местонахождение источника увлажнения устанавливается без труда. Подобные деформации показаны на рис. 102.

2. Если здание основано на ленточном фундаменте, то при возникновении просадки вследствие смачивания какого-либо

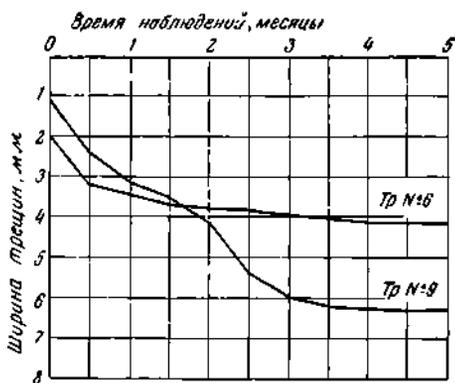


Рис. 101. График раскрытия трещин во времени

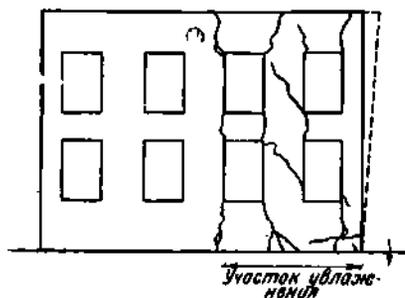


Рис. 102. Деформации от точечного источника

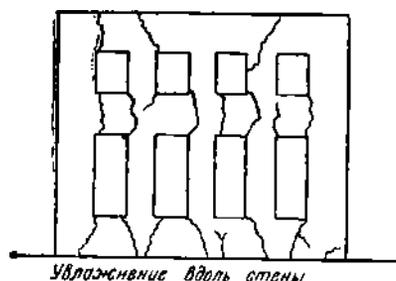


Рис. 103. Деформация от линейного увлажнения здания

ия воды. Например, при равномерном увлажнении, происходящем вследствие нарушения отстойки участков вдоль стены здания, основанной либо на бутовом фундаменте, либо на отдельных столбах, образуется сравнительно равномерная система трещин, проходящая, как правило, через оконные проемы (рис. 103). Эти деформации могут также сопровождаться наклоном стен в наружную сторону, что связано с повышенным увлажнением участка грунта у внешней части подошвы фундамента (см. рис. 85).

Таким образом, при линейном источнике увлажнения, расположенном вдоль конструкций, последние наклоняются в сторону смоченного участка; на них возникает система трещин, развитая на всем протяжении деформированного элемента сооружения.

Площадное смачивание вызывает симметричную деформацию прилегающих участков, причем деформации частей зданий и сооружений, обращенных к бассейнам, отстойникам и прочим водовмещающим объектам, будут аналогичны деформациям, описанным для линейных источников.

Таким образом, зная характер деформаций, можно установить тип источника замачивания и его положение.

участка основания в случае небольшого сопротивления материала фундамента изгибу возникнет довольно сложная система трещин. Смоченный участок будет располагаться в районе прогнутой части здания, которая выявляется нивелированием реперов и определением наклона конструкций.

3. При смачивании оснований фундаментов в виде плит деформации возникают только при распространении смоченной зоны на территорию, превышающую 30—40% площади. В этом случае сооружения наклоняются в сторону смоченного участка (см. рис. 80).

Характер деформации сооружений при точечном источнике замачивания позволяет выявить участок, на котором возникло увлажнение.

При линейном источнике замачивания характерные деформации сконцентрированы в определенной зоне, приуроченной к источнику поступления

Необходимо широко использовать описанные приемы при обследовании деформированных зданий и сооружений как в целях разработки восстановительных мероприятий, так и накопления опыта местного строительства для использования его в инженерно-геологических изысканиях под новые объекты.

Глава 18

ЛЁССОВЫЕ ПОРОДЫ КАК МАТЕРИАЛ ДЛЯ НАСЫПНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Лёссовые породы широко применяются в качестве материала для возведения различных типов земляных насыпей. В практике гидротехнического строительства известны многочисленные случаи использования лёссовых пород в качестве материала для возведения крупнейших гидротехнических сооружений — насыпных плотин: Сталиногорской, построенной в 1931 г., имеющей высоту 20 м, Цимлянской, южная часть которой отсыпана из лёссовых пород надпойменных террас Нижнего Дона, Боз-Суйской, возведенной в 1924 г., высота которой достигает 20 м, Катта-Курганской высотой 32 м и др.

Кроме гидротехнического строительства, лёссовые породы как материал широко применяются для возведения насыпей автомобильных и железных дорог.

При применении лёссовых пород как материала насыпных сооружений приходится решать следующие вопросы: 1) выявление геологических условий залегания лёссовой толщи в целях проектирования размещения карьеров, а также подсчета запасов этих пород; 2) выбор метода укладки; 3) выявление оптимальных условий уплотнения лёссовых пород; 4) установление свойств уплотненных лёссовых пород.

Решение первого вопроса сводится к применению методов и приемов разведки лёссовых пород как естественных строительных материалов.

Выбор метода укладки зависит от комплекса условий: типов механизмов, источников водоснабжения, особенностей грунтов, типов сооружений и т. п.

Как известно, укладка в сооружение наиболее часто осуществляется путем отсыпки слоев с последующей укаткой разными типами катков или уплотнением трамбовками. В практику гидротехнического строительства на территории Средней Азии вошли, кроме того, способы создания насыпей путем отсыпки лёссовых грунтов в специальные карты-делянки, наполненные водой, а также гидравлический намыв лёссового материала.

Последние, «мокрые», методы укладки рекомендуются только для лёссовых пород с зернистой или зернисто-агрегативной структурой. Отсыпка в воду или намыв агрегативных пород, обладающих более высокой глинистостью и содержащих ми-

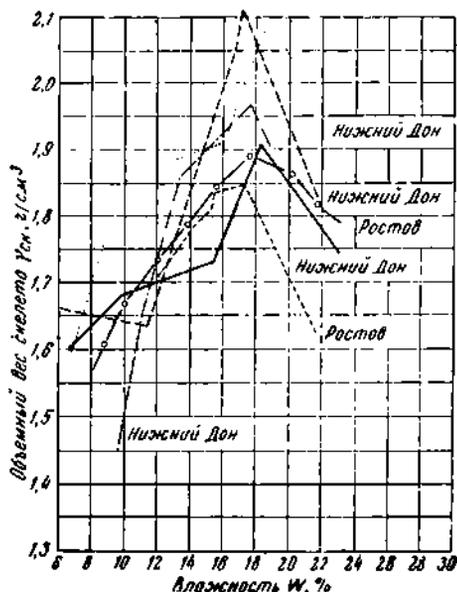


Рис. 104. Изменение величины уплотнения в зависимости от исходной влажности лёссового грунта

максимальная влажность лёссовых пород, определенная в лабораторных условиях трамбованием (стандартным способом), колеблется от 12 до 20%: от 12 до 17% — для легких суглинков (по данным Д. П. Вихарева и А. К. Ларионова) и от 16 до 20% — для средних и тяжелых суглинков. Н. И. Кириченко указывает величину оптимальной влажности для лёсса $16 \pm (2-3)\%$, а для лёссовидных суглинков $18,9 \pm 2\%$. На рис. 104 показаны характерные кривые зависимости объемного веса от уплотнения при разных влажностях.

Н. И. Кириченко (1955) для саксаганских лёссовых пород установил наличие следующих корреляционных зависимостей:

Лёсс	Лёссовидные суглинки
$W_o = 0,50 \Phi$	$W_o = 0,46 \Phi$
$W_o = 0,94 A$	$W_o = A$
$W_o = 0,84 P$	$W_o = 0,84 P$
$W_o = M_{мв}$	$W_o = 0,99 M_{мв}$

Примечание. W_o — оптимальная влажность, Φ — предел текучести, A — предел раскатывания, P — число пластичности, $M_{мв}$ — максимальная влажность.

Рассмотрим некоторые свойства уплотненных пород.

1. При уплотнении в условиях оптимальной влажности достигается плотность грунтов, характеризующаяся объемным весом

нералы группы монтмориллонита, не дают хороших результатов.

В работе Н. Я. Денисова (1953) рассматриваются некоторые условия для применения разных способов укладки пород.

Большое значение при послышной отсыпке «насухо» и укатке приобретает выявление оптимальной влажности, при которой, затрачивая наименьшую работу, можно добиться наибольшего уплотнения.

Изучением оптимальной влажности и свойств уплотненных лёссовых пород занимались М. П. Лысенко и А. Г. Горянский (1950), А. К. Ларионов (1952), Д. П. Вихарев (1953), Н. И. Кириченко (1955) и др. Было установлено, что опти-

от 1,67 до 2,12 г/см³. Наиболее высокое уплотнение достигается в легких суглинках (1,87—2,12 г/см³), а наименьшее — в тяжелых суглинках (1,67—1,85 г/см³).

Работа, затрачиваемая на уплотнение 1 см³ легкого суглинка колеблется от 0,41 до 1,8 кгм.

При практическом уплотнении насыпей необходимая величина уплотнения может приниматься 1,65—1,75 г/см³.

2. После уплотнения, при оптимальной влажности, лёссовые породы теряют свойства просадочности. Тяжелые и средние лёссовые породы во многих случаях после уплотнения приобретают повышенную способность к набуханию.

В табл. 37 приведены данные, характеризующие изменение начальной просадочности после уплотнения некоторых лёссовых пород юга Европейской части РСФСР.

Таблица 37

Место отбора образца	Глубина взятия об- разца в м	Относительная просадочность образца с ес- тественной структурой	Относительная просадочность образца после уплотнения
Нижний Дон	3,0	0,054	0,000
» »	4,0	0,056	Набухает
Ергени	4,0	0,062	0,000
Склон Сало-Донского водораз- дела	3,0	0,034	Набухает

Сжимаемость образцов после уплотнения в условиях оптимальной влажности, как правило, оказывается несколько меньшей, чем в ненарушенном состоянии.

3. Испытания на размокаемость образцов лёссовых пород, имеющих форму кубиков со стороной 2 см, показали, что после уплотнения в условиях оптимальной влажности способность к размоканию резко понижается.

В табл. 38 приведены данные А. К. Ларионова (1952) для лёссовых пород Нижнего Дона.

Таблица 38

№ образца	Время размокания образца при не- нарушенной струк- туре в сек.	Время размокания уплотненного об- разца в мин.
50	15	23
49	45	39
64	1 м. 15 с.	48
29	40	22
69	23	21

Из табл. 38 видно, что время размокания после уплотнения образцов уменьшается в 20—30 раз. Таким образом, водопрочность уплотненных пород резко возрастает.

4. Коэффициент фильтрации при уплотнении лёссовых пород значительно уменьшается. Как показали эксперименты, он уменьшается для образцов, уплотненных при оптимальной влажности, в 70—100 раз (табл. 39).

Таблица 39

Место отбора образца	Глубина взятия образца в м	Коэффициент фильтрации в см/сек	
		образца с естественной структурой	образца, уплотненного при оптимальной влажности
Нижний Дон	3	0,00012	0,0000025
» »	40	0,00010	0,000008
» »	4—5	0,001	0,000009
Ергени	4,0	0,0012	0,00001
Краснодар	2,5	0,0009	0,000003
Днепропетровск	4,0	0,0011	0,00002

Подобное понижение фильтрующей способности уплотненных пород является главной причиной очень медленного впитывания воды уплотненным грунтом.

5. Сопротивление уплотненных лёссовых пород сдвигу при оптимальной влажности несколько изменяется. При этом сравнительно мало отличаются углы трения, которые колеблются от 18 до 24°, но сцепление во всех случаях заметно уменьшается, достигая 0,1—0,2 кг/см², что объясняется исчезновением структурных связей при разрушении лёссовых пород.

При насыщении водой сопротивление уплотненных образцов сдвигу резко снижается. В этом случае углы внутреннего трения уменьшаются до 7—12°, при величине сцепления 0,02—0,05 кг/см². Это снижение сопротивления сдвигу является одной из причин оплывания откосов плотин через некоторое время после наполнения водохранилищ водой.

Необходимо отметить, что после уплотнения лёссовых пород в условиях оптимальной влажности свойства их значительно улучшаются: исчезает просадочность, повышается водонепроницаемость, резко уменьшается размокаемость.

Плотность укатанных слоев в натуре несколько меньше, чем уплотненных в лабораторных условиях. При уплотнении среднеазиатских земляных сооружений, а также Цимлянской плотины плотность грунта после 6—10 проходок катка колебалась от 1,60 до 1,75 г/см³.

В достижении необходимого уплотнения играет роль ряд факторов, среди которых определенное значение имеет толщина укатываемого слоя. Д. П. Вихарев (1953) на основании полевых и лабораторных исследований рекомендует принимать толщину слоя укатки в зависимости от оптимальной влажности от 17,5 до 30 см.

Таким образом, лёссовые породы можно рекомендовать в качестве материала для насыпных сооружений в гидротехническом и дорожном строительстве.

ЛИТЕРАТУРА

Абелев Ю. М. Временная инструкция по проектированию и возведению промышленных и гражданских сооружений на лёссовидных грунтах. Строительная промышленность, № 1, 1931.

Абелев Ю. М. Строительные свойства лёссовидных грунтов. Сб. ВИОС, № 5, 1935.

Абелев Ю. М. Основы проектирования и строительства на макропористых грунтах. Стройвоенмориздат, 1948.

Абелев Ю. М. Уплотнение просадочных глинистых грунтов путем пропитки концентрированным раствором серной кислоты по результатам лабораторных исследований. Совещание по строительству на лёссовидных грунтах. Тезисы доклада. Днепропетровск, 1957.

Авакян Л. А. Укрепление лёссовидных грунтов парафино-мазутными смесями методом поверхностной пропитки. Изв. Тбилисского научно-исслед. ин-та сооружений и гидроэнергетики, № 5, 1953.

Ананьев В. П. Минералогический состав, генезис и просадочность лёсса левобережья Нижнего Днепра (автореферат). Киев, 1954.

Ананьев В. П. Коллоидно-дисперсные минералы лёсса района Запорожья. Уч. зап. РГУ, геолого-геогр. факультета, отд. геол., т. 23, вып. 5, 1954.

Ананьев В. П. Распространение и состав лёсса Иссык-Куля (Северная Киргизия). Докл. АН СССР, т. 101, № 4, 1955.

Ананьев В. П. Минералогический состав лёсса Ставрополя (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 110, № 6, 1956.

Ананьев В. П. и Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и просадочность лёсса района Нижнего Днепра. Сб. статей «Борьба с фильтрацией воды в лёссовидных грунтах». Изд. АН УССР, 1954.

Андрянов П. И. Связанная вода почв и грунтов. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 3, 1946.

Андрухин Ф. Л. Вопросы методики геотехнических исследований лёссовидных пород. Мат. по гидрогеол. и инж. геологии. УзССР, вып. 1, 1935.

Андрухин Ф. Л. Свойства лёссовых грунтов Приташкентского района и методы их изучения. Тр. Средне-Азиатск. геол. треста, вып. 2, 1937.

Аничков А. А. Просадочные явления на территории Северного Кавказа. Строительная промышленность, 1935.

Антипов-Каратаев Н. Н. Почва как полидисперсная система и методы определения дисперсности твердой фазы почвы. Современные методы исследования физико-химических свойств почв, т. 4, Почвенный ин-т АН СССР, вып. 1, 1945.

Аринушкина Е. В. Химический анализ почв и грунтов. Изд. МГУ, 1952.

Армашевский П. Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Полтавской губернии в 1882 г. Изд. Геол. ком., т. 2, 1883.

- Армашевский П. Я. О происхождении лёсса. Спб., 1896.
- Архангельский В. И. и Дмитриев В. Д. Признаки просадочности лёссов. Ташкент, 1941.
- Аскалонов В. В. Силикатизация лёссовых грунтов. Машстройиздат, 1949.
- Аскарлов Х. А. О глубине залегания просадочных лёссовидных грунтов и методах оценки их просадочности. Докл. АН УзССР, т. 8, 1955.
- Афанасьев Я. Н. Этюды о покровных породах Белоруссии. Зап. Горского с.-х. ин-та, т. 2, 1924.
- Бабинец А. Е. Просадочные явления в связи с избыточным увлажнением лёссовидных грунтов в пределах правобережных террас Среднего Днепра. Геол. журнал АН УССР, т. 7, вып. 1, 1951.
- Бабинец А. Е. О характере изменения некоторых физико-механических свойств грунтов под действием взрыва. Тр. Совещания по инженерно-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. 1, 1956.
- Баранов К. А. О колебании механического состава лёсса в обнажении. Природа, № 7—8, 1941.
- Баранов К. А. Опыт использования конкреций из украинских лёссов в качестве маркирующего средства. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 19, 1953.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., 1947.
- Батыгин В. И. К методике оценки просадочности глинистых грунтов. Геология на фронте индустриализации, № 2, 1933.
- Батыгин В. И. К методике оценки просадочности грунтов. Гидротехническое строительство, № 7, 1938.
- Батыгин В. И. К вопросу о прогнозе просадочных явлений в лёссовидных грунтах. Сб. Гидроэнергопроекта, № 4, 1938.
- Батыгин В. И. Геотехнические свойства грунтов как просадочных пород. Тр. Советской секции междунар. ассоциации по изуч. четвертичного периода, т. 4, 1939.
- Безрук В. М. и Кострико М. Г. Геология и грунтоведение. Автотрансиздат, 1955.
- Белоусова В. П. Определение минерального состава глинистых пород методами иммерсии и окрашивания. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 32, 1948.
- Белый Л. Д. Геологические основы классификации грунтов. Госэнергоиздат, 1951.
- Белякова Л. П. К вопросу о мерах борьбы с просадочными явлениями. Проблемы советского почвоведения, 1937.
- Берг Л. С. Зональность покровных пород Восточной Европы и происхождение лёсса. Зап. Одесского об-ва естеств., т. 10, 1928.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. 2-е изд. М., 1947.
- Берг Л. Г. Пирометр Н. С. Курнакова. Л., 1942.
- Берхин С. И. Методика рентгеновского исследования глинистых минералов. Кора выветривания. Изд. АН СССР, вып. 2, 1956.
- Биленко Д. К. К проблеме лёсса УССР. Тр. Киевского с.-х. ин-та, т. 5, 1949.
- Боганик Н. С. О генезисе лёссовидных образований Восточного Предкавказья. Советская геология, № 5, 1945.
- Большаков А. Ф. О генезисе лёсса и лёссовидных отложений. Почвоведение, № 6, 1949.
- Бондарчук В. Г. Геологический путеводитель по окрестностям Таганрога. Тр. II междунар. конференции ассоциации по изуч. четвертичного периода Европы, вып. 3, 1933.
- Бондарчук В. Г. Строение четвертичного покрова УССР, Изд. АН УССР, № 2, 1934.
- Бондарчук В. Г. О стратификации и стратиграфии лёссового покрова. Проблемы советской геологии, т. VIII, № 1, 1938.

Бондарчук В. Г. О лёссе южной части Русской равнины. Советская геология, 1939.

Бондарчук В. Г. Обзорная карта четвертичных отложений УССР. Тр. Советской секции международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 4, 1939.

Бондарчук В. Г. Геологическое строение УССР, Киев, 1947.

Бондарчук В. Г. Общие положения. Путеводитель экскурсий совещания по лёссовым породам УССР. Изд. АН УССР, 1955.

Борисова Е. Г. Основы методики лабораторных исследований при искусственном укреплении грунтов. Изд. МГУ, 1954.

Борисова Е. Г. Теоретические основы цементации грунтов известью. Грунтоведение. Кн. 3. Вопросы технической мелиорации грунтов. Изд. МГУ, 1953.

Борисяк Н. О стратиграфических отношениях почв в Харьковской и прилегающих к ней губерниях. Сб. материалов, относящихся к геологии Южной России, Харьков, 1867.

Булавин Б. П. Поды Приазовья. Природа, № 11, 1954.

Булавин Б. П. О пластовом строении лёссовой толщи Приазовья. Булл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 59, отд. геол. т. 29, вып. 3, 1954.

Бурксер Е. С. Засоленность четвертичных отложений южных районов Юга УССР. Гидрохимические материалы. Изд. АН СССР, т. 22, 1954.

Бутц Ш. Ф. Влияние обменных оснований на физико-механические свойства почво-грунтов. Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 1, сер. геол., 1950.

Быстров С. В. Явление просадок при увлажнении лёссовых пород, распространение просадочных грунтов и свойства их. Иригация и гидротехника, № 3—4, 1936.

Быстров С. В. и Беляков Л. П. Просадки грунтов на иригационных системах. Почвоведение, № 3, 1935.

Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. Гос. изд. литературы по строительству и архитектуре, 1953.

Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. Мат. по геол. Средней Азии, вып. 2, 1935.

Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса. Тр. ин-та геол. АН УзССР, вып. 8, 1952.

Вахрушев В. А. О вещественном составе песков Восточной части Муюнкума. Тр. Ин-та геол. Кирг. ФАН СССР, вып. 3, 1952.

Веденева Н. Е. Изменение спектров красителей при адсорбции на минералах глин. Журн. физ.-хим., т. 21, вып. 8, 1947.

Веденева Н. Е. Механизм цветной реакции бензидина с монтмориллонитом. Колл. журнал, т. 12, вып. 1, 1950.

Веденева Н. Е. О применении хроматографической адсорбции к анализу глин. Докл. АН СССР, т. 50, 1946.

Веденева Н. Е. и Викулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. Госгеолиздат, 1952.

Веденева Н. Е. и Ратеев М. А. Бензидиновая реакция в применении к глинам монотермитового типа. Докл. АН СССР, т. 100, № 4, 1955.

Веклич М. Ф. Экскурсия в районе Киева и его окрестностей. Путеводитель экскурсий совещания по лёссовым породам УССР. Изд. АН УССР, 1955.

Викулова М. Ф. Применение электронного микроскопа для изучения строения и состава тонкодисперсных пород и минералов. Тр. Всес. геол. ин-та, вып. 2, 1950.

Викулова М. Ф. Определение минералогического состава частиц меньше 0,001 мм с помощью иммерсионных жидкостей. Сб. «Кора выветривания», вып. 1, 1952.

Викулова М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глин. Госгеолиздат, 1953.

Вислоух И. К. Лёсс, его значение и происхождение. Изв. русск. географ. об-ва, 1915.

Вихарев Д. П. Уплотнение лёссовидных грунтов укаткой. Вопросы геотехники, 1953.

Вознесенский А. Н. К вопросу геохронологии четвертичного периода в Европе и абсолютный возраст четвертичных отложений и элементов долинного ландшафта УССР. Геолог. журнал. АН УССР, т. 8, вып. 4, 1946.

Вознесенский А. Н. Ритмичное сложение толщи лёссовых пород, залегающих в северной части Причерноморской впадины. Докл. АН СССР, т. 95, № 3, 1954.

Волков А. К. К вопросу о «просадках» в бассейне реки Терека. Мелиорация и торф, № 5, 1931.

Вомосил Д. А. Измерение объемного веса почвы на месте. Докл. на Женевском совещании в 1955 г. по мирному использованию атомной энергии, 1955.

Воронов Ф. И. Просадки в лёссах Средней Азии. Ташкент, 1938.

Воронов Ф. И. Распространение лёссов в Средней Азии. Социалистическая наука и техника, № 6, 1939.

Воронов Ф. И. К вопросу о происхождении лёссов в Средней Азии. Социалистическая наука и техника, № 4, 1939.

Воронов Ф. И. К вопросу о происхождении лёссов Средней Азии. Почвоведение, № 8, 1940.

Воронов Ф. И. и Дмитриев В. Л. Просадочные явления в лёссах Приташкентского района. Ташкент, 1943.

Воронов Ф. И. Лёсс как основание и строительный материал для различных инженерных сооружений. Тр. Всес. рабочего совещания 1948. АН УзССР, 1953.

Воронцов С. А. Новая теория возникновения высокого уровня грунтовых вод на площадке Запорожстали. Строитель, № 156, 1947.

Воскресенский М. П. Каштановые почвы и комплексы каштановой зоны. Сб. «Почвы Ростовской области», № 4, 1940.

Временные технические условия и инструкции на исследование грунтов оснований промышленных и гражданских зданий и сооружений. М., 1954.

Временная инструкция по производству облегченных инженерно-геологических исследований для гражданского и промышленного строительства при скоростных работах. Госгеолиздат, 1947.

Гаврилюк Ф. Я. Состав и генезис лёссовидных отложений Ставрополя. Сб. трудов Ставропольского гос. пед. ин-та, вып. 2, 1948.

Гафуров В. О химическом составе лёссовых пород Приташкентского района. Изв. АН УзССР, № 6, 1953.

Гвоздев В. С. Просадки на Малокабардинской оросительной системе. Изв. Гос. научно-мелиоративного ин-та, вып. 21, 1930.

Гвоздев В. С. Каналы и сооружения на них для районов, подверженных просадкам грунтов. Ростов-на-Дону, 1933.

Гейдройц К. К. Химический анализ почвы. М., 1935.

Герасимов И. П. Проблема генезиса и возраста лёссовых отложений в палеогеографическом освещении. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 4, 1939.

Герасимов И. П. К вопросу о генезисе лёссов и лёссовидных отложений. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофизики, № 1, 1939.

Герасимов И. П. Вопросы генезиса лёссовых отложений в палеогеографическом освещении. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 36, 1940.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. М., 1939.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд. АН СССР, 1939.

Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1946.

Гинзбург И. И. и Рукавишников А. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.

Глаголев А. Г. Угроза основанию Бобрикского комбината. Строительство Москвы, № 3, 1931.

Глазов А. И. Использование радиоактивных изотопов в практике инженерных изысканий. Гидротехника и мелиорация, № 9, 1956.

Глебов П. Д. Наблюдения над уплотнением лёсса и осадкой каналов на опытном участке в Золотой Орде в Голодной степи. Изв. Научно-исслед. ин-та гидротехники, т. V, 1932.

Глинка К. Л. Почвы России и прилегающих стран, М., 1923.

Гниловской В. и Панов Д. Природа Ставрополя. Ставрополь, 1945.

Голованенко С. Фильтрационная способность лёссов. Сб. научных работ студентов Харьковского автомобильного ин-та, вып. 3, 1939.

Гольдштейн М. Н. Новый метод укрепления лёссовидных грунтов. Машстройиздат, 1937.

Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. М., 1952.

Горбачев Н. Ф. Лёсс и лёссовидные грунты Азово-Черноморского края и значение их для промышленного строительства. Тр. I Азово-Черном. краевой геол. конференции, т. 4, 1945.

Горбунов Н. И. Значение форм связей для десорбции катионов. Почвоведение, № 3, 1940.

Горбунов Н. И., Цюрупа Н. Г. и Шурыгина Н. А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. Изд. АН СССР, 1952.

Горностаев Н. П. Четвертичные отложения у северного подножия Джунгарского Алатау. Изв. Зап.-Сиб. отдел. Геол. ком., т. IX, вып. 1, 1929.

Горькова И. М. Исследование глинистых пород при помощи конического пластометра. Колл. журнал, т. XVIII, вып. 1, 1956.

Грицаенко Г. С., Берхин С. И. и Рудницкая Е. С. О зависимости состава глинистых минералов от характера среды. Кора выветривания. Изд. АН СССР, 1956.

Гричук В. П. К вопросу о границе между третичной и четвертичной системами и ее стратиграфическом положении на Русской равнине (по флористическим данным). Тезисы доклада на совещании по стратиграфии четвертичных отложений в 1956 г.

Грищенко М. Н. Материалы характеристики условий залегания и возраста вулканических пеплов четвертичной толщи юга Русской платформы. Тр. Воронежск. гос. ун-та, т. 22. Воронеж, 1951.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 64, № 17, 1955.

Громов В. И. Принципы подразделения четвертичной системы и построение единой стратиграфической шкалы. Тезисы доклада на совещании по стратиграфии четвертичных отложений, 1956.

Гужов В. И. Деформации зданий на лёссовидных основаниях. Строитель железных дорог, № 4, 1938.

Денисов Н. Я. Оценка некоторых свойств лёссовидных суглинков в связи с изменениями их водного режима. Тр. I Азово-Черном. краевой геол. конференции, т. 4, 1935.

Денисов Н. Я. Просадочные явления на Терской оросительной системе. Разведка недр, № 17, 1937.

Денисов Н. Я. К оценке строительных свойств лёссовидных суглинков. Мат. Азово-Черном. геол. управления. Сб. № 2, 1938.

Денисов Н. Я. Лёссы района трассы Терско-Кумского канала. Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып. 5, 1939.

Денисов Н. Я. К вопросу о роли поверхностных явлений в устойчивости лёссовидных суглинков. Бюлл. Всес. хим. об-ва им. Менделеева, № 8, 1940.

Денисов Н. Я. О генезисе просадочных лёссовидных суглинков. Докл. АН СССР, № 28, 1940.

Денисов Н. Я. О некоторых теоретических положениях и экспериментальных доказательствах почвенной гипотезы лёссообразования. Изв. АН СССР, геол. сер., № 2, 1944.

Денисов Н. Я. К использованию данных об агрегативности грунтов. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 17, № 41, 1944.

Денисов Н. Я. О роли физико-химических процессов в деформации грунтов при увлажнении. Советская геология, № 2, 1944.

Денисов Н. Я. О природе просадочных явлений в лёссовидных суглинках, М., 1946.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. Речиздат, 1951.

Денисов Н. Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. Госстройиздат, 1953.

Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. Госэнергоиздат, 1956.

Дерягин Б. В. Механические свойства тонких слоев жидкости. Журн. физической химии, т. V, вып. 2—3, 1934.

Дерягин Б. В. Что такое трение. Изд. АН СССР, 1952.

Дерягин Б. В. Сольватные слои как особые граничные фазы на основе прямых методов исследования. Тр. Всес. конференции по коллоидной химии. Киев, 1952.

Дмитриев Н. И. К вопросу о времени образования лёсса на Украине. Бюлл. почвовед, № 5—7, 1926.

Дмитриев Н. И. О статиграфии лёсса Среднего Приднепровья. Уч. зап. ХГУ им. Горького, № 8—9, 1937.

Дмитриев Н. И. К вопросу о происхождении лёсса УССР. Уч. зап. ХГУ, т. 101, Тр. геогр. ф-та, вып. 1, 1952.

Добровольский К. И. Изучение свойств лёссовидных грунтов. Сб. «Строительство на лёссовидных грунтах», 1936.

Добровольский К. И. Изучение свойств лёссовых грунтов. Сб. «Строительство на лёссовых грунтах», 1939.

Добровольский В. В. Минералогия карбонатных стяжений из четвертичных суглинков. Зап. Всес. минер. об-ва, 2-я серия, ч. 84, вып. 2, 1955.

Докучаев В. В. К вопросу о происхождении русского лёсса. Вестник естествознания, № 3—4, 1892.

Дональд Б. Измерение влажности и плотности почвы по рассеянию нейтронов и гамма-лучей. Сб. статей «Мерзлотные явления в грунтах». Изд. иностр. лит-ры, 1955.

Дранников А. М. Строительные свойства лёссов УССР. Киев, 1936.

Дранников А. М. Влияние воды на устойчивость лёсса. Разведка недр, № 7, 1937.

Дранников А. М. Строительные свойства лёсса и лёссовидных грунтов. Киев, 1940.

Дубовская П. В. О маршрутной экспедиции по лёссам Донецкого края. Зап. Харьковского с.-х. ин-та, т. VI, 1947.

Дубровкин В. Л. Лёссовидные породы Прикопетдагской предгорной равнины. Докл. АН СССР, т. 75, № 5, 1950.

Дубровкин В. Л. Лёссовидные породы в Юго-Восточных Кара-Кумах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.

Дубровкин В. Л. О лёссах Туркменистана. Тр. Ин-та геологии, т. 1, АН Туркменской ССР, 1956.

Думанский А. В. и Овчаренко Ф. Д. Метод борьбы с фильтрацией воды в лёссовых грунтах. Вестн. АН УССР, № 3, 1954.

Ермолаев М. М. Геологический и геоморфологический очерк острова Большого Ляховского. Тр. Совета по изуч. производ. сил, сер. Якутская, вып. 7, 1932.

Жирмунский А. М. Послетретичные образования южной части Смоленской губернии. Изв. Росс. Академии наук, т. X, 1925.

Жирмунский А. М. К вопросу о происхождении туркестанского лёсса. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, нов. сер., III, вып. 3—4, 1925.

Жуков М. М. Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней. Объединенное научно-техническое изд. НКТП СССР, 1935.

Замарин Е. А. и Решеткин М. М. Просадка и водопроницаемость лёсса. Тр. Средне-Азиат. научно-исслед. ин-та ирригации, 1932.

Заморий П. К. Четвертичные отложения на северо-восточной части УССР. Четвертичный период, вып. 9, Киев, 1935.

Заморий П. К. О нахождении вулканического пепла в четвертичных отложениях Крымской АССР, УССР и Воронежской области РСФСР. Четвертичный период. АН УССР, вып. 12, Киев, 1935.

Заморий П. К. Маршрут по левобережной части УССР (Киев — Борисполь — Лубны — Полтава — Старые Сенжары — с. Гуньки). Путеводитель экспедиций совещания по лёссовым породам УССР. Изд. АН УССР, 1955.

Заморий П. К. Лёссы юго-западной части Русской равнины. В кн. «Лёссовые породы Украины», Изд. АН УССР, 1957.

Заморий П. К. и Ткаченко Т. О. Новые данные о находке вулканического пепла в толще четвертичных отложений в УССР. Докл. АН УССР, № 1, 1953.

Засосов С. П. Борьба с потерями на фильтрацию методом искусственного солонцевания. Изд. Всес. акад. с.-х. наук им. В. И. Ленина, 1939.

Захаров С. А. О лёссовидных отложениях Закавказья. Почвоведение, № 1, 1910.

Звягин Б. Б. Электроннографические исследования минералов монтмориллонитовой группы. Докл. АН СССР, т. 86, № 1, 1952.

Идашкин В. Совещание по строительству на лёссовидных грунтах. Строительная промышленность, № 8—9, 1938.

Ильин Р. С. К вопросу о генезисе гумусового горизонта южнорусского лёсса. Почвоведение, № 5—6, 1916.

Ильин Р. С. Происхождение лёсса в свете учения о зонах природы. Почвоведение, № 1, 1935.

Иогансен И. В. Новые эталонные дебаграммы глинистых минералов и приемы определения минерального состава глинистых фракций пород рентгеновским методом. (Автореферат.) М., 1951.

Иогансен И. В. Дебаграммы глинистых минералов. Кристаллография. Углетехиздат, 1952.

Инструкция по силикатизации грунтов. Гос. изд. лит. по строит. и архитектуре, 1952.

Инструкция по термическому укреплению просадочных макропористых (лёссовидных) грунтов. Гос. изд. лит. по строит. и архитектуре, 1956.

Искусственное закрепление грунтов. Сб. № 17. Гос. изд. лит. по строит. и архитектуре, 1952.

Кавеев Т. С. К вопросу о происхождении лёссов на междуречье Дон—Маныч и Ергенях. Докл. АН СССР, т. 95, № 2, 1954.

Казаков М. П. К характеристике главнейших типов четвертичных отложений Европейской части СССР. Бюлл. Моск. об-ра испыт. природы, т. 13, № 3, 1935.

Казаков М. П. О типах покровных образований в бассейнах рек Суры и Мокши. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 5, 1939.

Канцелпольский И. С. и Милоградский А. И. Л-цемент из лёссовидных суглинков Нухусского и Каттакурганского месторождений. Изв. АН УзССР, № 3, 1947.

Карюкина В. Н. Определение рН суспензий минералов. Сб. научно-техн. информ., № 2. М., 1956.

Карлов Н. Н. Трахиандезитовый вулканический пепел из послетертичных отложений Южной Молдавии. Природа, № 4, 1951.

Карлов Н. Н. К вопросу о происхождении Приднепровского лёсса. Докл. АН СССР, т. 41, № 5, 1953.

Кац Р. С. Распределение воднорастворимых солей в лёссах юга Украины в зависимости от рельефа. Почвоведение, № 4, 1935.

Качинский Н. А. Методы механического и микроагрегатного анализа почвы. М.—Л., 1943.

Качинский Н. А. К уточнению механического анализа почв и классификации почв по механическому составу. Почвоведение, № 6, 1936.

- Кириченко Н. И. Просадочность макропористых грунтов. Мат. по инж. геол. Металлургиздат, вып. 3, 1953.
- Кириченко Н. И. Погребенный лёссовый горизонт в Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
- Кириченко Н. И. Состав, физические и строительные свойства Сакаганских лёссовых грунтов (Автореферат). Новочеркасск, 1955.
- Киселев А. В. Удельная поверхность адсорбентов разной структуры. Сб. «Методы исследования структуры высокодисперсных и пористых тел», АН СССР, 1953.
- Коган Я. Л. Просадочные явления в лёссовидных грунтах. Вопросы геотехники, 1953.
- Козлов В. П. Оползневая слоистость лёссов. Почвоведение, № 8, 1949.
- Колесников В. П. Геологическое и гидрогеологическое описание листа Г-3 (Северный Кавказ). Тр. ВГРО, вып. 206, 1933.
- Колесник С. В. Северный Кавказ и Нижний Дон. Изд. АН СССР, 1946.
- Коломенский Н. В. Инженерная геология. М., ч. 1, 1951.
- Коломенский Н. В. О применимости петрографических методов исследования для характеристики физико-технических свойств горных пород. Тр. МГРИ, т. 26, 1954.
- Краев В. Ф. К вопросу о причинах просадочных явлений в лёссовых грунтах. Геологический журнал АН УССР, т. 14, вып. 3, 1954.
- Красюк А. А. Почвы Северо-Восточной области и их изучение в 1921—1924 гг. Архангельск, 1925.
- Кригер Н. И. Лёссы Киргизского хребта. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 78, № 2, 1951.
- Кригер Н. И. Опыт комплексного геологического и грунтоведческого изучения лёссов Киргизии. Мат. по инж. геол. Металлургиздат, вып. 1, 1951.
- Кригер Н. И. Изучение просадочных грунтов. Мат. по инж. геол., Металлургиздат, 1953, вып. 3.
- Кригер Н. И. и Емельянова Е. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению пористости лёссов. Мат. по инж. геол. Металлургиздат, вып. 3, 1953.
- Кригер Н. И. и Емельянова Е. В. О приближенных методах оценки просадочных свойств макропористых грунтов. Металлургиздат, 1951.
- Кригер Н. И. и Москалев М. Р. Лёссы северных и западных цепей Тянь-Шаня. Металлургиздат, вып. 3, 1953.
- Кригер Н. И. и Москалев М. Р. Опылинны лёссовых пород на крутых склонах. Металлургиздат, вып. 3, 1953.
- Крокос В. И. Химический состав лёссовых ярусов и морены Одесщины и Западной части Екатеринославщины. Одесса, 1926.
- Крокос В. И. Время происхождения Украинского лёсса. Почвоведение, № 1, 1926.
- Крокос В. И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 4 (2—4), 1926.
- Крокос В. И. Материалы для характеристики четвертичных отложений Восточной и Южной Украины. Мат. исслед. грунтов Украины, вып. 5, 1927.
- Крокос В. И. Четвертичная серия Днепропетровского района. Путеводитель экскурсий II между. конференции АЧЧОЕ, 1932.
- Крокос В. И. Четвертичная серия по линии Гребенка — Лубны — Миргород. Тр. Укр. научно-исслед. ин-та, т. 5, вып. 1 (геол.), 1933.
- Крокос В. И. К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины. Докл. АН СССР, т. 2, № 8, 1934.
- Крокос В. И. Четвертичная серия Черниговского района. Четвертичный период. АН СССР, вып. 7, 1934.
- Крокос В. И. Четвертичная серия юго-западной части Донского ледникового языка в пределах Воронежской области. Четвертичный период. АН СССР, вып. 12, 1937.

Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. Зап. Русск. геогр. об-ва, т. 7, 1876.

Крылов М. М. Водопроницаемость грунтов в Средней Азии. Мат. по гидрогеол. и инж. геол. УзССР, т. 1, 1935.

Кудрявцев Н. Геологический очерк Орловской и Курской губерний. Мат. для геол. России, т. 15, 1892.

Кузьминов М. П. Уплотнение лёссовидных грунтов, укладываемых гидравлическим способом. Изв. АН УССР, № 2, 1953.

Кулиш Ю. С. Роль обменных оснований при битуминизировании грунтов. Грунтоведение, кн. 3. Вопросы технической мелиорации грунтов. Изд. МГУ, 1953.

Ланге О. К. К вопросу о генезисе туркестанских лёссов. Уч. зап. МГУ, вып. 161, Геол., № V, 1952.

Ларионов А. К. Лёссовые породы юга Европейской части РСФСР и инженерно-геологическая характеристика. Тр. Совещания по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения. М., т. 2, 1957.

Ларионов А. К. Лёссовые породы надпойменных террас Нижнего Дона как материал для насыпных гидротехнических сооружений. Тр. РИСИ, вып. 3, 1952.

Ларионов А. К. Определение расчетных показателей просадочности лёссовых пород. Совещание по инж.-геол. изуч. горных пород. М., 1954.

Ларионов А. К. Вопросы размещения временных сооружений на стройплощадках, сложенных лёссовыми породами. Тр. РИСИ, № 4, 1954.

Ларионов А. К. О характере распределения карбонатов в лёссовых породах. Докл. АН СССР, т. 102, 1955.

Ларионов А. К. Оценка величины просадочности лёссовой толщи. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. XIV, 1958.

Ларионов А. К. Структура лёссовых пород. Совещание по исследованию и использованию глин. Львов, 1957.

Ларионов А. К. и Бостанджиян А. К. Воднорастворимые соединения в лёссовых породах Европейской части СССР. Тр. РИСИ, № 6, 1956.

Ларионов А. К. и Седлецкий И. Д. Влияние состава коллоидно-дисперсных минералов на водно-физические свойства связанных грунтов. Геол. сб. КГУ, № 5, 1954.

Ларионов А. К. и Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и водно-химические свойства связанных грунтов. Докл. АН СССР, т. 102, 1955.

Ларионов А. К. и Ананьев В. П. К просадочности лёссовых пород Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 108, № 2, 1956.

Лалкин И. Ю. Рельеф и четвертичные отложения левобережья Северного Дона. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 8, 1946.

Левина З. Т. К вопросу об агрегативности лёссовидных грунтов. Вестн. АН КазССР, № 10, 1950.

Лепикаш И. А. К минералогии лёссовых образований Украины. Тр. Ком. по изуч. четвертичного периода, т. 4, № 1, 1934.

Линецкий В. Ф. К вопросу о методике исследования просадочности лёссов и лёссовидных пород. Научн. зап. Львовского политехн. ин-та, вып. 16, сер. нефт., № 4, 1949.

Лисицын К. И. О просадочных явлениях на северном Кавказе. Тезисы докл. на I Всес. гидрогеол. съезде, 1931.

Лисицын К. И. О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании степных блюд. Новочеркасск, 1932.

Литвиненко А. У. и Тагаатар-Барабаш З. И. К характеристике лёссовидных пород северной части Запорожской области. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 81, № 1, 1953.

Литвинов И. М. Опыт строительства Южнотрубного металлургического завода (Никопольстрой) на лёссовидных грунтах. Сб. «Строительство на лёссовидных грунтах», 1936.

Литвинов И. М. Термическое укрепление просадочных лёссовидных грунтов. Строительная промышленность, № 10, 1955.

Личков Б. Л. Современный литогенезис на материковых равнинах. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 9, № 5—6, 1945.

Личков Б. Л. Зональная деятельность наземных и почвенных вод в истории земли в связи с проблемой образования лёссов и глин и в процессе круговорота природных вод. Тезисы совещания по лёссам УССР, Киев, 1955.

Ломонович М. И. К методике картирования лёссовых отложений. Докл. АН СССР, т. 74, № 5, 1950.

Ломонович М. И. Проблема лёсса и лёссовидных пород в Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 1, 1953.

Ломонович М. И. Литологический метод стратиграфического расчленения предгорных лёссов. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 17, 1953г.

Ломонович М. И. Условия распространения, морфология и состав лёссов и лёссовидных пород северных склонов Заилийского Алатау. Тр. Всес. рабочего совещания. 1948 г. АН УзССР, 1953г.

Лунгерсгаузен Ф. В. О лёссовом карсте. Минск, 1926.

Луцкий П. И. К вопросу о четвертичных отложениях Приднестровья. Почвоведение, № 3—4, 1929.

Лысенко М. П. О механическом (элементарном) составе лёссовых грунтов. Докл. АН СССР, т. 69, № 2, 1949.

Лысенко М. П. Состав и физико-механические свойства лёссовых грунтов Криворожья (автореферат). Киев, 1952.

Лысенко М. П. Каменные лёссы в Средней Азии. Природа, № 10, 1955г.

Лысенко М. П. Некоторые соображения о гранулометрическом составе лёссовидных грунтов Европейской части СССР. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 6, № 189, 1955г.

Лысенко М. П. Лёссовидная порода с надпойменной террасы реки Ералка (Южный Урал). Докл. АН СССР, т. 108, № 6, 1956.

Лысенко М. П. и Горянский А. Г. Уплотнение грунтов. Гидротехническое строительство, № 6, 1950.

Ляйель Ч. Руководство по геологии, т. 1, СПб, 1886.

Мавлянов Г. А. Минералогический состав некоторых фракций лёссов и лёссовидных пород Узбекистана. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 2, 1942.

Мавлянов Г. А. О влиянии воднорастворимых солей на компрессионные свойства суглинистых пород. Изв. АН УзССР, № 2, 1948.

Мавлянов Г. А. О влиянии пористости пород на просадки. Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем, т. 6, 1949г.

Мавлянов Г. А. Распространение генетических типов лёсса и лёссовидных пород Узбекистана и их просадочность. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем, т. 2, 1949г.

Мавлянов Г. А. Генезис лёсса и лёссовидных пород как основной фактор в оценке их физических свойств. Тр. Ин-та геол., АН УзССР, вып. 3, 1949г.

Мавлянов Г. А. Физико-механические свойства и состав лёсса и лёссовидных пород Приташкентского района. Тр. Всес. рабочего совещания 1948 г., АН УзССР, 1953.

Мавлянов Г. А. О влиянии грунтовых вод на просадочность лёссов и лёссовидных пород. Докл. АН УзССР, № 4, 1954.

Мавлянов Г. А. О генетических типах лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Тезисы докл. на совещании по лёссовым породам. УССР, 1955. (Рукопись).

Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, 1958.

Магомедов А. Д. Ливневой сток воды с песчаных и лёссовидных почв. Строительство дорог, № 12, 1939.

Максимов С. Н. Об оценке строительных свойств лёссовых пород. Гидротехническое строительство, № 10, 1956.

Марков К. К. и Герасимов И. П. Палеогеография ледникового периода и стратиграфия четвертичных отложений. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 4 1939.

Мартынов П. Ф. Просадки лёссовидных грунтов при орошении. Сб. Гос. гидролог. ин-та, № 1, 1938.

Маслов Н. Н. Инженерная геология. Госстройиздат, 1957.

Матвиенко Е. М. Лёссовый покров внеледниковой и приледниковой зоны Среднего Приднепровья. Тр. Ин-та геолог. наук. Украинской АН, серия геоморфол. и четв.-геол., вып. 1, 1957.

Махов Г. Г. Вопросы генезиса и эволюция грунтов Украины. Вестн. с.-х. наук. Харьков — Киев, т. III, вып. 3—4, 1924.

Махов Г. Г. Почвы Донецкого края. Почвоведение, № 3—4, 1926.

Мельников П. П. Влияние рассоления на некоторые физико-механические свойства грунтов Туркменской ССР. Тезисы докладов на совещании по вопросам выщелачивания, М., 1955.

Милановский Е. В. Геология Волго-Донского водораздела. Ростов-на-Дону, 1930.

Мирчинк Г. Ф. Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным образованиям остальной России. Вестн. Моск. горн. академии, № 4, 1925.

Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных отложений Русской равнины и Кавказа. Природа, № 1, 1929.

Мирчинк Г. Ф. Геологические условия нахождения ресс-вюрмских межледниковых отложений близ д. Новые Некмары. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., т. XIII, 1935.

Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Мат. по четвертичному периоду СССР, 1936.

Михеев Б. И. О причинах разрушений зданий на территории Грозненских промыслов. Строительная промышленность, № 8—9, 1930.

Мишустин Е. Н. Микробиологические процессы и структура почвы. Природа, № 11, 1951.

Морозов С. С. Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически близких пород. Почвоведение, № 2, 1932.

Морозов С. С. Дисперсность карбонатов и их распределение по отдельным гранулометрическим фракциям в главных грунтах СССР. Уч. зап. МГУ, вып. 133, 1949.

Морозов С. С. Химико-минералогический состав и физические и физико-химические свойства отдельных гранулометрических фракций лёссов Приднепровья. Уч. зап. МГУ, вып. 133, Грунт, кн. 1, 1949.

Морозов С. С. Грунты Калининской области и их некоторые строительные свойства. Уч. зап. МГУ, вып. 133, Грунт, кн. 1, 1949.

Морозов С. С. Тяжелые лёссовидные суглинки четвертичного возраста юго-западного района Европейской части СССР. Вестн. МГУ, № 5, 1950.

Морозов С. С. К методике производства гранулометрического анализа карбонатных пород. Уч. зап. МГУ, вып. 149, Грунт, кн. 2, 1951.

Морозов С. С. Новое в решении проблемы лёсса. Уч. зап. МГУ, вып. 149, Грунт, кн. 2, 1951.

Морозов С. С. О генетических связях тяжелых лёссовидных суглинков юга Московской области с карбонатными лёссовидными суглинками и глинами Орловской области и причины различия их состава и свойств. Вестн. МГУ, № 6, 1951.

Москвитин А. И. Геология Прилукского округа Украины. Тр. Всес. геологоразв. объединения, № 310, 1933.

Москвитин А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 14, 1940.

Москвитин А. И. Происхождение рельефа степного Приобья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Москвитин А. И. Путеводитель экскурсий совещания по стратиграфии четвертичных отложений. АН СССР, 1954.

Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.

Москвитин А. И. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений и история веков плейстоцена в Европейской части СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 29 (2), 1954.

Москвитин А. И. О нижней границе плейстоцена в Европе. Тезисы совещания по стратиграфии четвертичных отложений. 1956. (Рукопись).

Мшвенерадзе Д. М. Лёссы Грузии. Тбилиси, 1950.

Набоких А. И. Состав и происхождение различных горизонтов некоторых южнорусских почв и грунтов. Сельское хозяйство и лесоводство, 1911.

Набоких А. И. Ход и результаты работы по исследованиям почв и грунтов Харьковской губернии. Мат. по исслед. почв и грунтов Харьковской губ., вып. 1, 1914.

Набоких А. И. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Мат. по исслед. почв и грунтов Херсонской губ., № 6, 1915.

Неуструев С. С. Почвенно-географический очерк Чимкентского уезда. Тр. Почв.-ботан. экспед. по исслед. колониз. районов Азиатской России за 1908 г., № 7, 1910.

Неуструев С. С. Почвенный очерк Андижанского уезда. Предварительный отчет по исследованию почв Азиатской России в 1911 г. СПб., 1912.

Неуструев С. С. К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири. Почвоведение, № 3, 1925.

Неуструев С. С. Почвенная гипотеза лёссовобразования. Природа, № 1—3, 1925.

Нечипорович А. А. Некоторые данные о работе Бозсуйской лёссовой плотины. Гидротехническое строительство, № 6, 1933.

Никитенко Ф. А. Лёссовидные породы Верхнего Приобья. Изв. Вост. фил. АН СССР, № 9, 1957.

Носаль С. И. Применение метода радиоактивных изотопов для определения объемного веса грунта. Тезисы докл. на техн. конференции проект.-изыскат. организаций Бауманского района. М., 1956.

Обручев В. А. О процессах выветривания и раздувания в Центральной Азии. Зап. Минер. об-ва, № 31, 1895.

Обручев В. А. Закаспийская низменность. СПб, 1896.

Обручев В. А. Лёсс как эоловая почва. Сб. в память П. А. Тутковского, 1932.

Обручев В. А. Проблема лёсса. Тр. II межд. конференции, ассоц. по изуч. четвертичного периода Европы, 1933.

Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 3. Мезозой и кайнозой. М., 1938.

Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, т. 27, 1948.

Обручев В. А. Лёссы и молодые движения земной коры в Средней Азии. Природа, № 12, 1954.

Обручев В. А. Новые работы по лёссу (о работах И. Д. Седлецкого). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.

Овчаренко Ф. Д. Гидрофильность глин. (Диссертация.) Киев, 1955. (Рукопись.)

Оловянишников Г. И. Распределение CaCO_3 и MgCO_3 , кремниескислоты и полуторных окислов в механических фракциях сероземов Средней Азии и некоторые особенности почвенных карбонатов. Почвоведение, № 7, 1937.

Олюнин В. Н. и Соколова Е. И. К вопросу о происхождении лёссовых отложений предгорий Ферганы. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 19, 1953.

Омета Н. О. К уточнению метода приближенной оценки просадочных свойств лёссовидных пород. Мат. по инж. геол., вып. 3, Металлургиздат, 1953.

Осокин Л. С. О влиянии просадочности лёссовидных суглинков на образование западин. Изв. Воронеж. гос. пед. ин-та, т. 6, 1939.

Осокин Л. С. К характеристике лёссовидных суглинков Правобережья реки Воронеж. Уч. зап. Воронеж. гос. пед. ин-та, вып. 6 (16), 1945.

Осташев Н. А. Осадки сооружений на лёссовидных грунтах и распространение влажности в лёссах. Сб. «Строительство на лёссовидных грунтах», 1936.

Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений. Вести. естествознания, № 8, 1892.

Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Землеведение, кн. 3—4, 1898.

Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Протокол Об-ва испыт. природы. СПб, 1903.

Перышкин Г. А. Опыт-исследовательские работы по грунтам трассы Волго-Донского канала. Краснодар, 1930.

Петров Б. Ф. О происхождении лёссов Бийской лесостепи. Почвоведение, № 4, 1937.

Пидопличко И. Г. Экскурсия в Канев. Путевод. экск. совещ. по лёссовым породам. Изд. АН УССР, 1955.

Полынов Б. Б. Кора выветривания, Изд. АН СССР, т. 1, Л., 1934.

Пономарев Г. М. и Седлецкий И. Д. О генезисе почв черноземного и солонцового рядов в Черниговской лесостепи. Тр. Почвенного ин-та им. Докучаева, т. 24, 1940.

Попов И. В. Основы инженерной геологии и грунтоведения. М., 1944.

Попов И. В. О составе и происхождении лёссовидных пород Северо-Западного Предкавказья. Вопросы теоретической и прикладной геологии, № 2, 1947.

Попов И. В. Микроскопические исследования структур глинистых пород. Проблемы советского почвоведения, № 15, 1949.

Попов И. В. Инженерная геология. Гостгеоиздат, 1951.

Попов И. В. и Кудрявцев М. М. Изменение физико-механических свойств некоторых карбонатных пород в связи с изменением поглощенных оснований. Гостгеоиздат, 1937.

Попов В. В. К вопросу о лёссовой проблеме. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 19, 1953.

Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями. Тр. Всес. рабочего совещания в Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953.

Попов Г. И. Плейстоценовые и континентальные отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Гостгеоиздат, 1947.

Православлев П. А. Геологические исследования в области Южных Ергей в 1929 г. Тр. Нефт. ин-та, вып. 15, сер. Б., 1932.

Православлев П. А. и Аншелес О. М. Вулканический пепел из лёссовидных суглинков правого побережья реки Кубани около ст. Темижбеевской. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., вып. 1, 1930.

Преображенский И. А. К вопросу о происхождении Туркестанского лёсса. Почвоведение, № 1—2, 1914.

Преображенский И. А. и Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.

Приклонский В. А. Общее грунтоведение. Гостгеоиздат, 1943.

Приклонский В. А. Об использовании пределов Аттерберга для характеристики состава и состояния тонкодисперсных отложений. Сб. «Вопросы теоретической и прикладной геологии», № 2. Гостгеоиздат, 1947.

Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. III, 1948.

Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. I. Госгеоллиздат, 1949.

Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 2, Госгеоллиздат, 1952.

Приклонский В. А. Грунтоведение, 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1955.

Приклонский В. А. Петрогенез и формирование инженерно-геологических свойств горных пород. Тр. Совещания по инж. геол. свойствам горных пород, т. I, 1956₁.

Приклонский В. А. Инженерно-геологическое изучение глинистых пород в лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. Тр. Совещания по инж.-геол. свойствам горных пород, т. I, 1956₂.

Приклонский В. А. Специальные показатели глинистых пород. Тр. Лаборатории гидрогеол. пробл. АН СССР, т. XV, 1956₂.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, т. 2, 1940.

Пясковский Б. В. Лёсс как глубокопочвенное образование. Почвоведение, № 11, 1946.

Пясковский Б. В. Что такое лёсс? Мат. по инж. геол., № 3, 1953.

Пышкин В. А. Семхоз. Пахта Арал. Вестн. ирригации, № 1, 1928.

Рагозина Т. А. Процессы, происходящие при обжиге лёсса. Изв. АН УзССР, № 3, 1947.

Ребиндер П. А. Физико-химические исследования процессов деформации твердых тел. Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской революции, т. I, 1947.

Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления физико-химии коллоидов. Совещание по инж.-геол. свойствам горных пород, т. I, М., 1956.

Ребиндер П. А. и Калиновская Н. А. Журнал физической химии, т. 5, вып. 2—3, 1934.

Рельтов В. Ф. Влияние известкования воды на строительные свойства лёссовых грунтов. Гидротехническое строительство, № 10, 1944.

Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М., 1955.

Репицын К. Ф. Влияние химического состава воды на деформацию некоторых лёссовидных грунтов. Мат. по инж. геол. № 3, 1953.

Решеткин М. М. О карстовых явлениях в лёссе. Вестн. ирригации, № 10, 1929.

Решеткин М. М. Осадки лёссовидных грунтов на ирригационных системах. Тр. Всес. гидрогеол. съезда, т. 7, 1934.

Родзянко Г. Н. Четвертичные континентальные плиоценовые отложения Ергеней. Тр. пленума АИЧПЕ, 1941.

Родзянко Г. Н. Стратиграфия континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Ергеней. Мат. Азовчерноморского геол. управления, № 22, 1947.

Рождественский Е. Д. О групповом составе коллоиднолистных частиц лёссовидных грунтов и его значение. Докл. АН УзССР, № 9, 1953₁.

Рождественский Е. Д. Химическое нормирование лёссовых и лёссовидных грунтов как строительного материала для гидротехнических земляных сооружений. Изв. АН УзССР, № 2, 1953₂.

Рождественский Е. Д. и Омельченко А. И. Влияние воднорастворимых солей на процессы сжатия лёссовидных грунтов. Тр. Ин-та сооружений, вып. 5, 1954.

Розанов А. Н. и Шукевич М. М. Минералогический состав лёссовидных пород Средней Азии. Почвоведение, № 9—10, 1943.

Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. Изд. АН СССР, 1951.

Ромоданова А. П. Лёссовые породы Причерноморья. Докл. на совещании по лёссовым породам УССР (рукопись). Киев, 1955.

Рубинштейн А. Л. Гидротехника и мелиорация, № 6, 1951.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.

Рябченков А. С. Новые данные о происхождении Украинского лёсса. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 98, № 4, 1954.

Рябченков А. С. К вопросу о происхождении лёсса Украины в свете минералогических данных. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 2, 1955.

Сабашвили М. П. Об агрегатности лёссовидных пород восточной части Грузии. Сообщения АН ГрузССР, т. 8, № 7, 1947.

Саваренский Ф. П. Четвертичные отложения в районе Днепро-Днепра. Путеводитель экскурсии II между. конференции АИЧПЕ, 1932.

Саваренский Ф. П. Инженерная геология, М., 1939.

Самодуров П. С. Лёссовый тип коры выветривания на алевролитах тортона Предкарпатья. Уч. зап. Белорусского гос. ун-та, вып. 28, сер. геол., 1956.

Сакс В. Н. К вопросу о стратиграфии лёссовидных отложений Белоруссии. Тр. Ком. по изуч. четвертичного периода, т. IV, 1934.

Сахарова М. П. Опыт изучения инфильтрации поверхностных вод в лёссовидных грунтах на Днепрострое. Строительная промышленность, № 6, 1935.

Сахарова М. П. К методике исследований грунтов под сооружения в районах развития макропористых пород. Вопр. инж.-геол. исслед. в строительных целях, № 7, М., 1937.

Седенко М. В. Минералогический состав лёссовидных суглинков Восточного Предкавказья. Зап. Всес. минер. об-ва, 2-я серия, вып. 4, 1950.

Седлецкий И. Д. О теории кристаллизации гуминовой кислоты и структуре свободного углерода. Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии, т. 8, 1936.

Седлецкий И. Д. Образование вторичного коллоидно-дисперсного кварца в почвах. Природа, № 7, 1938.

Седлецкий И. Д. Рентгенографические таблицы определения коллоидных минералов почв и глин. Изд. АН СССР, 1941.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. Изд. АН СССР, 1945.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и эоловое происхождение лёсса Нижнего Дона. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 81, № 5, 1951.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и генезис песчаного лёсса возвышенности Карабиль в Туркмении. Докл. АН СССР, т. 86, № 4, 1952.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и происхождение лёсса Ростовской области. Докл. АН СССР, т. 40, № 2, 1953.

Седлецкий И. Д. Преобладающие структуры коллоидно-дисперсных минералов. Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, т. 23, вып. 5, 1954.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы лёссов просадочных блюдеч Ростовской области. Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, т. 23, вып. 5, 1954.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и эоловый генезис лёсса района Запорожья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 96, № 2, 1954.

Седлецкий И. Д. Степные блюдца. О причинах образования широких и плоских понижений в сухих степях. Природа, № 3, 1954.

Седлецкий И. Д. Методы исследования коллоидно-дисперсных минералов. Изд. Киев. гос. ун-та, 1955.

Седлецкий И. Д. и Ананьев В. П. Эоловое происхождение и состав минералов лёсса Северного Китая. Докл. АН СССР, т. 90, № 4, 1953.

Седлецкий И. Д. и Ананьев В. П. Состав и происхождение лёсса Венгрии. Докл. АН СССР, т. 94, № 5, 1954.

Седлецкий И. Д., Ананьев В. П. Минералогический состав и эоловое происхождение лёсса Северного Китая. Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, т. 23, вып. 5, 1954.

Седлецкий И. Д., Ананьев В. П. Минералогический состав и происхождение лёсса. Геогр. сб. Киевского гос. ун-та, № 3, 1954.

Седлецкий И. Д., Ананьев В. П. Минералогический состав и

происхождение лёсса. Тезисы докладов II научной конференции, посвященной 300-летию воссоединения Украины с Россией. Киев, 1954.

Седлецкий И. Д., Ананьев В. П. Вулканический пепел из лёссовых толщ юга Европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 110, № 3, 1956.

Седлецкий И. Д., Ананьев В. П. и Куценко А. Е. Ледниковые отложения как источник лёссовой пыли. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода, № 20, 1955.

Седлецкий И. Д. и Буряева А. Г. Коллоидно-дисперсные минералы лёссовидных суглинков нижнего течения реки Дон в связи с явлениями просадок. Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, т. 18, 1952.

Седлецкий И. Д. и Юсупова С. М. Минералогический состав глин и их физические и химические свойства. Докл. АН СССР, т. 26, № 3, 1940.

Сеидов А. Г. и Дмитриев Н. П. К вопросу изучения минералогического состава глин металами рентгеноструктурного, термического анализов и обезвоживания. Уч. зап. Азербайджанского гос. ун-та, № 6, 1955.

Сементовский Ю. В. К практике количественной термографии. Зап. Всес. минер. об-ва, 2-я сер., ч. 84, 1955.

Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. МГУ, 1952.

Сергеев Е. М. Относительно взаимосвязи между минералогическим и гранулометрическим составом грунтов. Вестн. МГУ, № 2, сер. физ.-мат. и естеств. наук, вып. 1, 1952.

Синицын В. М. К четвертичной истории Таримской впадины, Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 22 (3), 1947.

Скворцов Ю. А. Проблема Туркестанского лёсса. Матер. по четв. геол. СССР, ч. I, Тр. ВГРО, вып. 225, 1932.

Скворцов Ю. А. Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лёссов Приташкентского района. Тр. Всес. рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода, 1953.

Соболев Д. Н. О стратиграфии четвертичных отложений Украины. Бюлл. по изуч. четвертичного периода, № 2, 1930.

Соболев Д. Н. Польско-украинская перигляциальная золовая формация. Вестн. Украинского геологоразв. упр. № 6, 1950.

Соболев С. С. Значение эпейрогенических движений в формировании современного рельефа и аккумуляции лёссов УССР. Тр. Совещания секц. междунар. ассоциации по изуч. четвертичного периода, вып. 4, 1930.

Соболев С. С. Почвообразующие породы УССР. Почвоведение, № 4, 1935.

Соболев С. С. О значении эпейрогенических движений для рельефа УССР. Изв. АН СССР, 1937.

Соболев С. С. Новые данные по истории развития рельефа и генезиса лёссов юга Европейской части СССР. Почвоведение, № 4, 1937.

Соколов Д. В. О микроорганизмах в подпочвенных слоях и в биохимическом выветривании. Изв. АН СССР, сер. VII, № 5, 1932.

Соколовский И. Л. Маршрут по западной части УССР. Путеводитель экскурсий Совещ. по лёссовым породам УССР. Изд. АН УССР, 1955.

Соколовский И. Л. Лёссовые породы района долины реки Молочной и некоторые их свойства. Геологический журнал АН УССР, т. 16, вып. 2, 1956.

Соколовский А. Н. Новые наблюдения над химизмом лёссов в связи с их генезисом. Тр. III Всерос. съезда почвоведов, 1921.

Соколовский А. Н. Роль почвенных процессов в генезисе лёсса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 69, 1943.

Соколовский А. Н. К вопросу о лёссе. Докл. АН СССР, т. 10, № 2, 1943.

Соколовский А. Н. Борьба с фильтрацией осолонцеванием грунтов при постройке водоемов. Сельхозиздат, 1952.

Стороженко А. А. Термическое укрепление лёсса и лёссовидных суглинков, используемых как основание сооружений. (Автореферат) М., 1951.

Стрельцов А. М. Лёссовые плотины Средней Азии. Гидротехническое строительство, № 6, 1948.

Строительные нормы и правила. Гос. изд. по строительству и архитектуре, ч. 2, 1954.

Сукачев В. И. К фитопалеонтологии лёсса и лёссовидных суглинков в связи с их происхождением. Тр. Совещания секции междунар. ассоциации по изуч. четвертичного периода, вып. 4, 1939.

Теребинский В. Г. Горные лёссы Юго-Восточного Казахстана. Мат. по инж. геол., вып. 4, 1953.

Токарь Р. А. Что называется лёссовидным грунтом? Труды Всес. ин-та оснований, № 5. Ленинград, 1935.

Токарь Р. А. Количественная характеристика макропористых (лёссовидных) грунтов. Вопросы инж.-геол. исслед. в строительных целях, 1937.

Толстихин Н. И. К вопросу о минералогическом составе ташкентского лёсса. Тр. Средне-Азиат. ун-та, сер. 7-а, геология, вып. 7, 1928.

Толстихин Н. И. К вопросу о террасах бассейна реки Чирчик. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1929.

Трофимов И. И. Лёсовая проблема в литологическом освещении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

Трофимов И. И. Лёссы и лёссовидные породы Гиссарской долины и их геотехнические свойства. Госгеолиздат, 1946.

Трофимов И. И. Группа лёссовых пород Таджикистана. Тр. Всес. рабочего совещан. в Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953.

Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса. Землеведение, № 1—2, 1899.

Урманов Г. Л. К вопросу о влиянии солей на деформации лёссовидных грунтов. Докл. АН УзССР, № 12, 1954.

Федорович Б. А. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы. Пробл. физич. географ., вып. 13, 1948.

Феронский В. И. Контроль плотности укладки грунта прибором «Радиоактивная вилка» РВ-2. Информация о научном исследовании. М., 1956.

Ферсман А. Е. Цвета минералов. АН СССР, 1936.

Филатов М. М. О микроструктуре грунтов в связи с деформациями их под влиянием нагрузки. Тр. Совещания секции междунар. ассоциации почвоведов, т. 5, № 3, 1936 г.

Филатов М. М. Основы дорожного грунтоведения. М., 1936.

Фокин П. В. Изменение свойств лёссов в связи с ходами червей. Мат. по инж. геол., вып. 4, 1953.

Флоров Н. П. Материалы для характеристики лёсса и почвенного покрова Киевской лёссовстепи. Мат. по исслед. почв и грунтов Киевской губ., вып. 1, 1916.

Харченко В. А. Асфальтовый бетон с лёссовым заполнителем в условиях г. Алма-Ата (автореферат). АН КазССР, 1950.

Хеладзе И. Е. Явления образования трещин и осадки грунтов на ирригационных системах. Тр. II Всес. гидрогеол. съезда, ч. 2, 1929.

Цветков А. И. Введение в методику термоаналитических исследований. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 120, петрограф. сер., № 35, 1949.

Цветков А. И. и Вальяшихин А. Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. 2-е изд. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 157, 1955.

Цветков А. И., Виталь Д. А. и Тельтовт М. Ю. Об изучении минеральных образований с помощью сопряженной регистрации кривых нагревания и кривых изменения веса. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1955.

Цуринов Г. Г. Пирометр Н. С. Курнакова. Изд. АН СССР, 1946.

Цитович Н. А. Механика грунтов. 3-е изд. М., 1951.

Чаповский Е. Г. и Чичагов П. В. Некоторые данные о происхождении лёссов Среднего Приднепровья. Докл. АН СССР, т. 56, № 6, 1947.

Чеботарев И. И. О морфолого-генетических типах суглинистых грунтов Предкавказья применительно к оценке их инженерных свойств. Геология на фронте индустрии, № 6, 1934.

- Чирвинский В. Н. Материалы по знанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России. Зап. Киев. об-ва естествоиспыт., 1917.
- Чирвинский В. И. Геологический путеводитель по Киеву. Путеводитель экскурсии II четвертичной конференции ОНТИ, 1932.
- Шамрай И. А. Минералогический состав лёссовидных пород Нижнего Дона и Северного Предкавказья как показатель их золотого происхождения. Уч. зап. Ростовского гос. ун-та, т. 33, вып. 6, 1955.
- Шамрай И. А. и Орехов С. Я. Минералогические особенности четвертичных суглинков и их морских аналогов в бассейне Нижнего Дона и в Нижнем Поволжье Докл. АН СССР, т. 85, № 2, 1952.
- Шанцер Е. В. Некоторые новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья, в связи с вопросом о погребенных почвах в делювиальных шлейфах. Тр. Ком. по изуч. четвертичного периода, т. 4, вып. 2, 1935.
- Шаргородский С. Д. Количественное определение минералов в породах методом термографии. Сообщение 1. Укр. хим. журнал, т. 19, вып. 2, 1953.
- Швец В. Б. Исследование эффективности уплотнения лёссовидных грунтов тяжелыми трамбовками. Совещание по строительству на лёссовидных грунтах. Тезисы доклада (рукопись). Днепропетровск, 1957.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
- Шпильберг Ю. И. Искусственное уплотнение просадочных лёссовидных суглинков в основании входного оголовка Кугультинского дюкера на Право-Егорлыкском канале путем длительного замачивания под нагрузкой. Совещание по строительству на лёссовидных грунтах (рукопись). Днепропетровск, 1957.
- Штукенберг А. Воронки на железнодорожном полотне Оренбургско-Ташкентской железной дороги около г. Перовска. Железнодорожное дело, № 22, 1905.
- Щеголев К. И. К вопросу изучения просадок грунта. Геология на фронте индустриализации, № 7—9, 1933.
- Эберзин А. Г. Тектоническое движение Таманского полуострова за четвертичный период. Тр. Совещания секции междунар. ассоциации по изуч. четвертичного периода. т. 4, 1939.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.
- Эпштейн С. В. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. Тр. Всес. рабочего совещания по итогам изуч. четвертичного периода. Ташкент. 1953.
- Юсупова С. М. Зависимость физико-химических свойств глин от состава коллоидно-дисперсных минералов. Докл. АН СССР, т. 26, № 9, 1940.
- Юсупова С. М. Рентгено-минералогическое исследование лёссов При-ташкентского района. Докл. АН СССР, т. 32, № 8, 1941.
- Юсупова С. М. Минералогические особенности лёссов Вахшской долины. Сталинабад, 1958.
- Яковлев С. А. Терминология подразделений четвертичной системы. Природа, № 10, 1950.
- Яковлев К. П. Математическая обработка результатов измерений. М., 1953.
- Янковский Г. Д. и Постников Ф. Г. Условия статической устойчивости здания на лёссовидных грунтах. Военно-строительный сборник, № 2, 1939.
- Яржемский Я. Я. О минералогическом составе четвертичных образований Северного Прикаспия. Зап. Минер. об-ва, вып. I, № 1, 1950.
- Yarbour G. A. The Loess in China. A. Report Smithsonian Inst. for 1926.
- Bollen R. F. Characteristics and uses of loess in Highway construction. Amer. Journ. of Sci., v. 243, № 5, 1945.

- Doeglas D. I. Loess an eolian product. Journ. of sediment Petrology, v. 19, №3, 1945.
- Duley F. L. Infiltration into loess soil. Amer. of Sci., v. 243, № 5, 1945.
- Elias M. K. Loess and its economic importance. Amer. Journ. of Sci., v. 243, № 5, 1945.
- Frye J. C. and Leonard A. B. Stratigraphy of the late pleistocene loesses of Kansas. The Journ. of geol., v. № 4, 1951.
- Fuller M. Some unusual erosian features of the loess in China. Geogr. Rev. 12, 1922.
- Granman R. Der Löss in Europa. Mitt. Ges. Erd. Leipzig f. 1930—1933.
- Güenther E. W. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Heft 3. Stuttgart, 1953.
- Gwinn C. S. Terraced Highway side slopes in loess Southwestern. Iowa. Bul. of the Geological Society of Amer. V 61, 1950.
- Harrassowitz. Die chemische Zusammensetzung der Lössen, Z. dtsh. geol. Ges. 83, 1931.
- Hendrichs S. B., Nelson R. A., Alexander L. T. Journ. Amer. Chem. Soc. 62, 1940.
- Käss W. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Stuttgart, 1954.
- Byrion A. Leonard. Stratigraphic zonation of Peoria Loess in Kansas. The Journ. of Geology, v. 59, № 4, 1951.
- Lyell C. H. Observations on the loamy deposit called „loess“ of the basin of the Anine. Edinburgh New Phil. Journ., XVII, 1834.
- Maruszczak H. Wzrost i warunki powstania lessowych wzniesien. Lubelskiej. Ah. Univ. Mariae Curie Skłodowskiej, v. 8, 1953.
- Pettit E. I. Sedimentary rocks. New York, 1949.
- Przibram K. Verfärbung und Lumineszenz. Wien, 1953.
- Redlich K. A., Terzaghi K. V., Kampe R. Ingenieur geologie. Wien und Berlin, 1929.
- Richtshofen F. China. Bd. I. Berlin, 1877.
- Rokicki J. Warunki występowania utworów pylowych i loessów na Dolnym Śląsku. Anal. Univ. M.C. Skłodowskiej S. B., V. 5, 1952.
- Scheidig A. Der Löss und seine Geotechnischen Eigenschaften. Dresden und Leipzig, 1934.
- Swineford A., Frye J. C. Petrography of the Peoria loess in Kansas. The Journ. of Geology. V. 59, № 4, 1951.
- Swineford A. and Frye J. C. A mechanical analysis of wind blown dust compared with analysis of loess. Amer. Journ. of Sci., v. 243, № 5, 1951.
- Tiedeman B. Über Bodenuntersuchungen bei Entwurf und Ausführung von Ingenieurbauten. Berlin, 1952.
- Trefethen I. Ph. D. Geology for Engineers. Toronto, New-York — London, 1949.
- Watkins W. I. Observations on the properties of loess in Engineering structures. Amer. Journ. of Sci., v. 243, № 5.
- Williams B. Sequence of soil profiles in loess. Amer. Journ. of Sci., v. 243, № 5, 1945.

	Стр.
ОГЛАВЛЕНИЕ	
Предисловие	3
Введение	4
Часть первая	
Геология лёссовых пород	
<i>Глава 1.</i> Распространение и условия залегания	11
Распространение лёссовых пород	11
Условия залегания лёссовых пород	19
Зональность в распространении лёссовых пород	28
<i>Глава 2.</i> Возрастное расчленение лёссовых толщ	36
Возрастное положение лёссовых толщ и методы их расчленения	36
Стратиграфические схемы по районам СССР	43
Часть вторая	
Петрография лёссовых пород	
Общие сведения	
<i>Глава 3.</i> Химическая характеристика	49
Реакция среды	51
Валовой состав и содержание различных элементов	55
Воднорастворимые соединения	63
Обменные основания	70
<i>Глава 4.</i> Минералогический состав	73
Общие понятия	73
Состав крупных фракций	84
Состав коллоидно-дисперсной части лёссовых пород	104
Распределение минералов по фракциям	111
<i>Глава 5.</i> Размещение минералов в лёссовых породах	114
Взаиморасположение минеральных зерен	114
Распределение карбонатов в породе	125
<i>Глава 6.</i> Структура лёссовых пород	127
Понятия о структуре лёссовых пород	127
Гранулометрический состав	129
	365

Удельная поверхность пород	142
Агрегаты	143
Зерна	149
Поры	153
Типы структуры	167
Глава 7. Полевые методы изучения некоторых петрографических признаков лёссовых пород	171

Часть третья

Инженерно-геологическая характеристика лёссовых пород

Глава 8. Свойства лёссовых пород	185
Вес лёссовых пород	186
Влажность и водно-физические свойства	193
Пластичность и консистенция	204
Коллоидные свойства	209
Механические свойства	212
Глава 9. Вода в лёссовых породах	220
Виды воды в лёссовых породах	220
Влияние различных видов воды на свойства лёссовых пород	222
Глава 10. Просадочные явления	225
Собственно просадки	226
Дополнительные осадки сооружений при замачивании	233
Методы оценки просадочности	256
Глава 11. Другие физико-геологические явления и инженерно-геологические процессы	261
Лёссовый псевдокарст	261
Эрозия поверхности	263
Оползни	265
Физико-химическая суффозия	265
Плывунность	266
Глава 12. Техническая мелиорация лёссовых пород	271
Физико-химические способы	272
Физико-механические способы закрепления	287
Глава 13. Инженерно-геологическая классификация лёссовых пород	290
Значение важнейших показателей состава и свойств лёссовых пород для их инженерно-геологической классификации	291
Инженерно-геологическая классификация лёссовых пород	297

Часть четвертая

Генезис лёссовых пород

Глава 14. Существующие воззрения	301
Эоловая или ветровая гипотеза	302
Водно-ледниковая и аллювиальная гипотезы	304
Делювиально-пролювиальная гипотеза	306
Почвенная (элювиальная) гипотеза	306
Комплексная гипотеза	308

Глава 15. Обзор главных фактов и генетические типы лёссовых пород	309
Перенос и накопление материала	310
Облёссование	319
Часть пятая	
Изыскания, проектирование и строительство в районах, сложенных лёссовыми породами	
Глава 16. Изыскания при проектировании гражданских и промышленных зданий и сооружений в районах, сложенных лёссовыми породами	323
Полевые исследования	324
Лабораторные исследования	329
Глава 17. Особенности проектирования зданий и сооружений в лёссовых районах	333
Расчет просадочности лёссовых оснований	334
Анализ просадочных деформаций сооружений	337
Глава 18. Лёссовые породы как материал для насыпных сооружений	341
Литература	346

Анатолий Константинович Ларионов,
 Виктор Александрович Приклонский,
 Всеволод Петрович Ананьев.

**ЛЁССОВЫЕ ПОРОДЫ СССР
 И ИХ СТРОИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА**

Редактор издательства В. Н. Никитина.
 Технич. редактор О. А. Гурова.
 Корректор Э. М. Гольцер.

Сдано в набор 13/XI 1958 г.
 Подписано к печати 4/IV 1959 г.
 Формат бумаги 60×92¹/₁₆. Бум. л. 11,5.
 Печ. л. 23. Уч.-изд. л. 24,1. Т03090
 Тираж 3 000 экз. Зак. 1169. Цена 18 р. 90 ¢

Типография изд-ва «Московский рабочий»,
 Москва, Петровка, 17.