И. А. Волков, В. С. Волкова, И. И. Задкова

ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

К VIII КОНГРЕССУ
МЕЖДУНАРОДНОЙ
ЧЕТВЕРТИЧНОЙ АССОЦИАЦИИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

I. A. VOLKOV, V. S. VOLKOVA, I. I. ZADKOVA

LOESS-LIKE COVER DEPOSITS AND PALEOGEOGRAPHY OF THE SOUTH-WEST OF WEST SIBERIAN IN PLIOCENE-QUATERNARY TIME

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH

NOVOSIBIRSK
1969

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

И. А. ВОЛКОВ, В. С. ВОЛКОВА, И. И. ЗАДКОВА

ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Ответственный редактор
чл.-корр. АН СССР В. Н. САКС

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

НОВОСИБИРСК
1969

Книга дает всесторонние сведения о составе, строении и происхождении плиоцен-четвертичных и покровных лессовидных отложений низовьев Иртыша, Ишимской степи и Северного Казахстана. Приведена их литологическая, геохимическая и биостратиграфическая характеристики. Литологические особенности, геологическая позиция и соотношение с рельефом лессовидных отложений позволяют считать их эоловыми образованиями, накопившимися в конце последнего оледенения в условиях сухого и относительно теплого климата. Рассмотрены основные вопросы биостратиграфии и палеогеографии, выделены основные этапы осадконакопления и формирования рельефа юга Западно-Сибирской низменности.

Работы в южной части рассматриваемой территории велись И. А. Волковым, отвечавшим за выполнение темы в целом. В западной части Обь-Иртышского междуречья работала В. С. Волкова, выполнившая также основную часть палинологических определений. Литологические исследования проводила И. И. Задкова. В настоящей монографии изложены основные материалы указанных работ. Кроме того, приведены некоторые данные, полученные И. А. Волковым в Лаборатории аэрометодов АН СССР в 1955—1959 гг.

Глава первая

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ПО ПОКРОВНЫМ ЛЕССОВИДНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Четвертичные отложения обширных равнин, простирающихся на север от Кокчетавского выступа Казахской складчатой страны до широтного отрезка Оби, изучены весьма слабо. Особенно широко распространены здесь покровные лессовидные отложения. Специальных исследований их вообще не проводилось. Отдельные сведения о строении покровных лессовидных отложений содержатся в многочисленных работах, посвященных изучению геологического строения, почвенного покрова, рельефа, гидрологии, растительности, инженерной геологии и т. д. Хотя своеобразные покровные лессовидные отложения, залегающие под почвой практически всюду, всегда привлекали к себе внимание исследователей, единого мнения о их генезисе и возрасте пока не выработано.

И. Д. Черский (1887) и А. А. Краснопольский (1894) отмечали своеобразие строения лессовидных отложений центральных частей междуречий Западной Сибири. Первый из них считал лессовидные суглинки типичными лессами эолового генезиса, признавая, что искать связь сибирского лесса с ледниковой мутью нет оснований. Н. К. Высоцкий (1894, 1896) покровные лессовидные отложения Южной Сибири отнес к континентальным образованиям, но определенных выводов относительно их генезиса не сделал. Он подметил, что распространение этих отложений связано с грядовым рельефом грив, которые, по его мнению, образовались в результате эрозионной деятельности местных потоков. Гривы им рассматривались, таким образом, как скульптурные формы рельефа, образованные в результате деятельности текучих вод. А. Ф. Миддендорф (1871) и Н. М. Ядринцев (1886) придерживались иных взглядов. Они считали гривы формами, оставленными отступавшим морем. Представления Н. К. Высоцкого об эрозионном происхождении грив Ишимской и Барабинской степей развивались в работах А. А. Краснопольского (1896), Г. И. Танфильева (1902), Я. С. Эдельштейна (1926). В работе последнего приводится описание геологического строения Западно-Сибирской низменности по литературным данным, которые освещают период с 1894 по 1926 г. В работе обобщены исследования Н. К. Высоцкого, А. А. Краснопольского, Г. И. Танфильева, И. И. Жилинского (1907), В. В. Стратановича (1914) и неопубликованные материалы С. С. Неуструева. Я. С. Эдельштейн считал, что работы С. С. Неуструева имеют важное значение в деле изучения геологического строения Западной Сибири. Обобщая литературные данные, Я. С. Эдельштейн пришел к выводу, что основные процессы ветрового развевания и накопления в южных районах низменности начались в послеледниковое время, когда на севере низменности произошло опускание суши и воды арктического моря проникли до широты полярного круга.

Более обстоятельные сведения о строении покровных отложений Ишим-Тобольского междуречья содержатся в работе К. П. Горшенина (1927), посвященной описанию почв черноземной полосы Западной Сибири. К. П. Горшенин разделяет лессовидные отложения на легкие и тяжелые суглинки, приводит их химический состав по шести образцам. Определенных высказываний о происхождении лессовидных образований в работе К. П. Горшенина нет, но он допускает, что последние являются «древней почвой» на пространствах низменности, освободившихся от приледниковых вод.

Позднее Я. С. Эдельштейн (1932) повторяет многие положения, высказанные ранее по вопросам четвертичной геологии, и приводит некоторые новые материалы. Он более подробно освещает представления С. С. Неуструева о строении лессовидных отложений юга низменности. Я. С. Эдельштейн отмечает, что С. С. Неуструев выделяет две генерации лессов: более древние, залегающие на междуречьях «основного плато» (близки к типичным лессам) и более молодые, приуроченные к средней надпойменной террасе Иртыша, представленные облессованными песками, прикрытыми черноземом. Древние лессовидные отложения, по С. С. Неуструеву, сформировались в первую межледниковую эпоху, раньше основного вреза Иртыша, в условиях сравнительно сурового и, возможно, довольно сухого климата. Более молодые лессовидные осадки накопились в послеледниковое время. Позднее эти представления развивались многими исследователями.

Л. В. Введенский (1933) сопоставлял время образования лессовидных отложений водоразделов с концом вюрмского оледенения. Формирование гривного рельефа с коротким периодом облессования, по мнению Л. В. Введенского, происходило в послеледниковое время. Такие же предположения высказал в 1935 г. А. А. Спешков, который описал покровные отложения на правобережье Ишима.

В 1940 г. появилась работа А. И. Москвитина, специально посвященная лессам и лессовидным породам Сибири. Эта работа была написана в основном по литературным материалам и сопровождалась картой распространения лессов и лессовидных грунтов Сибири. Для территории юго-запада Западной Сибири карта была не совсем точной. В районе дороги из Петропавловска в пос. Звериноголовская и к югу от нее, а также западнее г. Ишима и северо-восточнее Тобольска на ней ошибочно изображены обширные участки, свободные от покрова лессовидных отложений. В действительности это не так.

Важное значение для понимания геологического строения Тургайской равнины, Северного Казахстана и Ишимской степи имеют работы Г. Е. Быкова (1938), М. С. Волковой (1939, 1941), В. В. Лаврова (1948, 1949, 1959), А. Л. Яншина (1949, 1953), С. А. Костромина (1952), А. П. Сигова (1954, 1958), П. Я. Кошелева (1959, 1960). В работах этих исследователей наряду с данными о геологическом строении содержится много важных сведений об условиях залегания и строении лессовидных образований. Здесь же можно найти высказывания о генезисе и возрасте лессовидных пород. Так, В. В. Лавров (1948) полагает, что лессовидные образования столовых возвышенностей и гривно-котловинной равнины Ишим-Тобольского междуречья имеют аллювиальное происхождение. Они образовались в медленно текущих потоках, изобилующих мутью. Возраст покровов довюрмский.

А. Л. Яншин отмечает, что в Западном Казахстане, несомненно, присутствуют суглинки эолового происхождения. Они залегают на плоских водоразделах, и состав их не зависит от характера подстилающих пород. Эоловые лессовидные отложения формировались, по-видимому, одновре-

менно с накоплением аллювия вторых террас. В отличие от многих исследователей П. Я. Кошелев (1959, 1960) покровные лессовидные суглинки междуречий относит не к четвертичной системе, а к нижнему плиоцену. В пределах Тургайского прогиба он выделяет несколько районов, различных по типу разреза лессовидных покровных отложений. В основу выделения их положен литологический состав породы. По данным П. Я. Кошелева, на Убаган-Ишимском междуречье распространены каолинит-гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины, а верхняя часть разреза сложена суглинками, содержащими хорошо окатанные зерна кварца. Достаточно убедительных данных в подтверждение плиоценового возраста суглинков междуречий в работе П. Я. Кошелева не приводится.

Важное значение для познания общих закономерностей распространения и происхождения покровных образований западной и центральной частей Западной Сибири имеют работы С. Г. Боча (1957), Г. И. Лазукова (1957), Н. П. Сидорова (1957), А. В. Минервина (1958а, 1958б, 1958в, 1959), В. Д. Тарноградского и Ф. А. Каплянской (Заррина и др., 1961), Ф. А. Никитенко (1957, 1961, 1962, 1963, 1964). В работах этих исследователей приведены данные по гранулометрическому и минералогическому составу покровных лессовидных отложений, затрагиваются вопросы их генезиса и возраста. В. Д. Тарноградский и Ф. А. Каплянская выделяют три эпохи лессообразования и три горизонта криотурбаций. Каждая эпоха лессообразования была связана с определенным ледниковым периодом (самаровским, тазовским и зырянским). Лессовые горизонты разделены погребенными почвами, отвечающими в перигляциальной зоне перерывам в осадконакоплении. Накопление лессовидных пород происходило в ледниковые эпохи. В.Д. Тарноградским и Ф. А. Каплянской была составлена схема соотношения расположения края ледника, уровней трех подпрудных приледниковых озерных бассейнов и стратиграфического сопоставления перигляциальных осадков, погребенных почв и лессов.

В работах А. В. Минервина и Ф. А. Никитенко приводится большой материал по минералогическому составу и инженерно-геологическим свойствам лессовидных пород. А. В. Минервин подчеркивает, что покровные породы подверглись гипергенезу. Он полагает, что лессовидные свойства являются вторичными, а сами покровные образования есть своеобразная кора выветривания подстилающих пород различного генезиса и возраста. К сходным выводам пришел и Ф. А. Никитенко. Лессовидные свойства, по его мнению, являются вторичными, приобретенными в результате преобразования материнской породы. Ф. А. Никитенко считает только такой подход к изучению покровных лессовидных отложений правильным, позволяющим решать вопросы просадочности и прогнозировать изменения физико-механических свойств пород. Вывод о важной роли процессов облессования отложений является правильным, но одним облессованием объяснить все особенности строения лессовидных пород невозможно.

Покровные лессовидные отложения юга Западной Сибири и Северного Казахстана описаны в некоторых работах И. А. Волкова (1957, 1960, 1961, 1965 и др.). В них высказывается предположение об эоловом генезисе этих пород. Для понимания условий формирования лессовидных отложений важное значение имеют также труды В. А. Обручева, Л. С. Берга и Н. И. Кригера. В многочисленных статьях и монографиях В. А. Обручев развивал эоловую теорию происхождения лессов, различая две стороны вопроса: накопление лессового мелкозема при помощи эоловых процессов и образование лесса со всеми присущими ему свойствами за счет почвообразовательных процессов. Таким образом, он отчасти признавал почвообразовательную теорию происхождения лессов, высказан-

ную Н. Богословским (1889), развитую Л. С. Бергом (1916, 1927, 1947) и многими другими исследователями. В. А. Обручев (1951) отмечал, что превращение эоловой пыли в лесс благодаря почвообразовательным процессам в условиях сухого климата идет одновременно с ее накоплением. В отличие от представлений В. А. Обручева Л. С. Берг полагал, что исходным материалом для лессов и лессовидных пород могут быть все типы четвертичных отложений (аллювиальные, флювиогляциальные, ледниковые, делювиальные и т. д.). Н. И. Кригер (1965) справедливо замечает, что лесс и лессовидные породы следует рассматривать как самостоятельное геологическое целое, как особую лессовидную формацию, которая занимает закономерное положение на фоне аридных и ледниковых областей.

В заключение следует отметить, что проблеме происхождения лессовидных пород Западной Сибири и вообще лессам в настоящее время уделяется большое внимание. Много интересных материалов опубликовано в трудах Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, которое проходило в 1964 г. в Новосибирске.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ МЕТОДИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

Задачи предпринятых исследований решались в основном на новом фактическом материале. Основным объектом исследований была избрана широкая меридиональная полоса, охватывающая Кокчетавскую возвышенность, северо-восточную часть Тургайской равнины, Ишимскую степь, долину широтного и приустьевого меридионального участка Иртыша и западную часть Обь-Иртышского междуречья. Здесь развиты почти все ступени рельефа, а также толщи континентальных третичных и четвертичных отложений, включая и покровные лессовидные образования, характерные для всей южной части Западно-Сибирской низменности.

Изучение самих покровных лессовидных отложений сочеталось с работой по созданию биостратиграфически обоснованной схемы расчленения четвертичных отложений юго-западной части Западной Сибири. Другим важным вопросом явилось выяснение особенностей строения и формирования рельефа, так как распространение, мощность, состав, условия формирования и залегания покровных лессовидных и иных отложений тесно связаны со строением рельефа. Кроме того, ряд форм рельефа непосредственно генетически связан с покровом лессовидных отложений. Геоморфологические наблюдения способствовали также решению ряда важнейших вопросов палеогеографии. Был проведен комплекс литологических исследований с применением физических, минералого-петрографических и геохимических методов. При этом изучались не только покровные лессовидные осадки, но и другие отложения, выходящие на дневную поверхность.

Многие особенности природной обстановки в северной и южной частях района исследований существенно различны, поэтому и способы ведения полевых и камеральных исследований были несколько различными. В северной части велись преимущественно маршрутные полевые исследования, задачей которых было описание разрезов междуречий и террас. Значительное внимание уделялось сбору различных органических остатков. Особое место занимали палинологические исследования, данные которых легли в основу созданной стратиграфической схемы низовьев Иртыша (Волкова, 1962б, 1965, 1966; Волков и Волкова, 1964, 1965; Волкова и Панова, 1964). На юге, где хорошие обнажения крайне редки, широко применялись мелкое ручное бурение и шурфовые работы в сочетании с маршрутными исследованиями. Бур Розанова позволял сравнительно бы-

стро проходить скважины глубиной до 12—15 *м* при диаметре 8—10 *см* и обеспечивал сплошной выход лишь слабо деформированного керна. Основным методом исследований в южной части района явилось изучение небольших ключевых участков. Комплекс наблюдений, проводившихся на ключевых участках, включал в себя геоморфологические и геологические наблюдения.

В процессе изучения рельефа большое внимание уделялось выявлению основных этапов формирования древних и современных долин. Геоморфологические наблюдения показали, что обычно применяемая методика изучения речных долин является недостаточно полной. От исследователей ускользают многие детали строения долин, которые могут дать важные сведения об их истории. Нами проводился несколько расширенный комплекс наблюдений, основные особенности которого кратко изложены ниже.

Еще в 30-х годах С. С. Шульц (1934) подчеркивал, что любую речную террасу, в том числе и аккумулятивную, следует рассматривать как отрицательную скульптурную форму рельефа, образовавшуюся за счет разрушения потоком пород междуречья и террас, среди которых данный поток проходит. Это положение существенно отличается от представлений Я. С. Эдельштейна (1947, стр. 125), который понимает под речными террасами «располагающиеся уступами на известной высоте над тальвегом более или менее горизонтальные площадки, обязанные своим происхождением тем же эрозионным и аккумулятивным силам, которые создали и самую долину». При этом подчеркивается, что отнесение к террасе поверхности склона, к которому данная терраса прислонена, мало оправдано, а изучение этого склона часто имеет второстепенное значение. Между тем в большинстве случаев площадка и верхний уступ террасы генетически едины, и совместный анализ их имеет исключительно важное значение. Наиболее удачным нам представляется определение, приведенное А. С. Барковым (1948), который понимает речные террасы как остатки прежних днищ речных долин, сформировавшихся, когда река текла на более высоком уровне. Следует подчеркнуть только, что работа реки на определенном уровне сопровождается выработкой не только самого дна долины (площадки террасы), но и ее склонов (верхних уступов этой террасы). Вследствие этого речные террасы чаще всего являются остатками не только днищ, но и склонов древних долин.

Мы полагаем, что работа реки в некоторый отрезок времени на более или менее определенной глубине по отношению к поверхности междуречья сопровождается одновременным образованием поверхности размыва (подошвы аллювия), эрозионных уступов, отделяющих дно образующейся долины от более высоких террас и междуречья, толщи аллювия и самой поверхности дна долины (поверхность пойм, стариц и русла). При этом река выполняет определенную работу по разрушению и удалению пород, слагающих террасы и междуречья, в результате чего образуется полая эрозионная форма (долина), лишь отчасти выполненная аллювием.

Последующее развитие событий зависит от многих причин. Если произойдет активизация процессов аккумуляции, ранее существовавшее дно долины может оказаться погребенным под более молодыми отложениями. Если же будет продолжаться врезание реки, бывшее дно долины примет вид речной террасы, так как глубинной и боковой эрозией потока, работающего на более низком уровне, будут созданы новое дно (пойма) и его эрозионные уступы. Часть этих уступов и будет ограничивать площадку террасы со стороны бровки.

Итак, анализ поверхности, отложений террасы и ее верхнего уступа, опирающегося на тыловой шов площадки, должен вестись совместно.

Уступ же, ограничивающий бровку площадки, относительно более молодой. Он является верхним уступом более низкой террасы, и его анализ следует проводить совместно с анализом более низкой и молодой площадки, на которую он опирается. Таким образом, каждая речная терраса как генетически единая выработанная форма рельефа имеет только один уступ — верхний, основание которого образует тыловой шов ее площадки.

Выработка поверхности террасы связана с боковой эрозией. Река меандрирует и постепенно расширяет долину. При этом подошва аллювия, сама его толща и поверхность дна долины наращиваются в сторону. Процесс меандрирования закономерен. Река обычно отклоняется попеременно то влево, то вправо, разбиваясь на плесы и перекаты, образуя более или менее правильные излучины. Размеры излучин вполне определенно зависят от размеров и водности реки: они небольшие в мелких реках и более крупные в многоводных. Радиус кривизны излучин свободно меандрирующего потока связан с шириной самого потока довольно определенной количественной зависимостью. В книге Н. И. Маккавеева (1955) приведены данные Л. Фарга (Fargue, 1908), Р. Е. Бетса (Bates, 1939), С. Г. Алтунина (1950) и других исследователей о соотношении ширины потока и радиуса его свободных излучин. Из этих данных видно, что отношение величины радиуса кривизны свободных излучин к ширине русла несколько меняется у рек с различной многоводностью, обладающих различными уклонами ложа, режимами стока и т. д. Для равнинных рек умеренного пояса радиус кривизны свободных излучин обычно превосходит ширину русла в 5—10 раз.

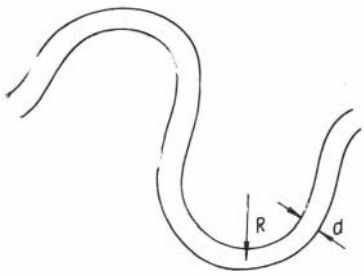


Рис. 1. Соотношение радиуса свободных излучин и ширины русла рек.

R — радиус свободной излучины, *d* — ширина русла.

Для проверки этих данных нами были произведены на крупномасштабных картах замеры ширины русел и радиусов кривизны излучин многих рек южных районов Западно-Сибирской низменности. Всего было сделано свыше 50 измерений наиболее правильных свободных излучин русел, имеющих ширину от 40 до 1500 *м*. Оказалось, что для крупных рек (Иртыш ниже г. Павлодара) шириной 300—1500 *м* радиус кривизны свободных излучин превосходит ширину меженного русла в среднем в 4 раза. Для рек шириной 80—130 *м* (Тобол в нижнем течении, Демьянка, Тура и др.) указанное соотношение равно в среднем 1:5. Радиус кривизны свободных излучин реки шириной 40—80 *м* (Ишим и Вагай в нижнем течении, Тобол в районе г. Ялуторовска и др.) превосходит ширину русла в среднем в 7—8 раз. Таким образом, непосредственные измерения в основном подтвердили литературные данные (рис. 1).

Наличие определенной зависимости между шириной потока и размерами образуемых этим потоком свободных излучин открывает возможность получить приблизительное представление о многоводности потока, блуждавшего по дну долины во время формирования той или иной террасы, в том случае, если на ней сохранились следы непосредственной деятельности этого потока. Путем тщательного картирования террас в долинах многих рек юга Западной Сибири с разграничением участков эрозионных уступов и террас, образовавшихся в разное время, были обнаружены такие следы. Прослеживание таких следов на террасах и в долинах рек позволило не только дать приблизительную оценку водности потоков, блуждавших по дну долин во время формирования террас, но и

наметить некоторые основные этапы резкого изменения интенсивности стока, проявлявшиеся одновременно на всех реках юга Западной Сибири и Казахстана (Волков, 1962, 1963; Волков и Волкова, 1964, 1965).

Важнейшей частью проводившихся нами исследований являлось изучение состава, структурных и текстурных особенностей покровных лессовидных и иных отложений. Рекомендуемая в современных руководствах методика полевого и камерального изучения осадочных пород, в частности образований четвертичного периода, несовершенна, а поиски новых эффективных методов исследований ведутся слабо и не отвечают уровню задач, которые ставит жизнь перед исследователями. Крайне неполно описываются структурные и текстурные особенности отложений. Описание породы обычно дается на основе беглых и поверхностных визуальных наблюдений, в результате получается грубая и неполная характеристика состава (глина, алеврит, песок и т. д.) и слоистости. При этом от исследователей ускользают многие важнейшие особенности строения породы. Определение гранулометрического состава редких, обычно в той или иной степени осредненных образцов дает весьма приблизительные, а иногда и неверные представления о составе толщ. Беглые полевые наблюдения над особенностями слоистости, проводящиеся, как правило, лишь в плоскости стенки разреза, также являются весьма поверхностными. Указанные недостатки методики изучения осадочных пород часто не позволяют получить реального представления об условиях образования осадка, характере и динамике среды осадконакопления. Отсутствие этих простейших, но необходимых сведений о строении отложений в значительной степени снижает эффективность и более сложных методов камеральной обработки (литологических, геохимических, палеонтологических и др.).

Пути усовершенствования методики изучения состава осадочных пород мы видим прежде всего в расширении полевых исследований, более широком использовании существующих полевых методов наблюдения (анализ рельефа, работа на обнажениях, бурение, фотографирование и микрофотографирование структур и текстур, просмотр образцов в полевых условиях под лупой или бинокуляром, разработка рациональных систем фиксирования этих наблюдений), а также резком увеличении количества определений механического состава отложений. Последнее дает возможность получить ряд добавочных критериев при корреляции разрезов и выделении генетически однородных толщ четвертичных осадков. При этом важнейшее значение имеет постоянное наблюдение за структурными и текстурными особенностями ненарушенных образцов породы под бинокуляром.

В процессе камеральных исследований мы определяли гранулометрический состав различными методами и с различными способами подготовки образцов для анализа. Кроме грубого определения разработанным нами способом с подготовкой образцов по типу агрегатного анализа, которому подвергалась подавляющая часть образцов, отобранных в поле, производились определения общепринятыми методами (П. А. Качинского, В. Р. Вильямса, сухое ситовое просеивание и др.).

Для получения дополнительных сведений о структурных и текстурных особенностях лессовидных отложений во время полевых исследований нами систематически отбирались образцы лессовидных отложений с ненарушенной структурой. Из этих образцов в камеральных условиях делались сколы в горизонтальных и вертикальных плоскостях. Слегка притертая на листе бумаги поверхность таких сколов просматривалась в отраженном свете под бинокуляром. В результате были выявлены некоторые особенности состава лессовидных отложений, весьма важные для понимания условий их формирования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА И СТРУКТУРЫ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Описываемый район в структурном отношении неоднороден. Кокчетавская возвышенность сложена с поверхности скальными породами палеозойского возраста. Эти породы в северном и западном направлениях скрываются под толщей более молодых рыхлых отложений. Вся остальная территория имеет двухъярусное строение. Нижний ярус (фундамент) сложен докембрийскими, палеозойскими, отчасти раннемезозойскими интенсивно дислоцированными, глубоко метаморфизованными осадочными и изверженными породами. Породы фундамента имеют ясно выраженную поверхность, срезающую несогласно структурные формы их. Верхний ярус (платформенный чехол) образуют слабо дислоцированные преимущественно рыхлые мезозойские и кайнозойские отложения.

Глубина залегания фундамента и мощность отложений платформенного чехла в разных частях района различны (рис. 2). В пределах интересующей нас территории общая картина поверхности пород фундамента на всех имеющихся схемах в основном одинакова (Дербиков, 1958; Ростовцев, 1958; Ли, Равдоникас, Певзнер, 1960; Проводников, 1963; Николаев, 1963, и др.).

В северной части Тургайской равнины поверхность фундамента расположена на абсолютных отметках, близких к нулю, а общая мощность мезокайнозойских отложений не превышает обычно 200—300 *м*. Эта область известна в литературе под именем Кустанайского поднятия (Ростовцев, 1958) или Тургайской седловины (Проводников, 1963). Отсюда поверхность фундамента на север постепенно погружается к центральной части Западно-Сибирской низменности. Постепенное погружение поверхности фундамента в сторону центральной части низменности (т. е. на восток) наблюдается также у восточных склонов Урала. На юго-западной окраине Западно-Сибирской низменности (к юго-западу от линии Петропавловск—Ивдель) породы фундамента залегают преимущественно на глубинах менее 1 *км*. Эта область неглубокого залегания фундамента подразделяется на несколько основных поднятий и опусканий (Северо-Казахстанский, Туринский выступы и Аромашевская ложбина, или прогиб, и др.), в свою очередь, осложненных более мелкими неровностями.

К центральной части низменности поверхность фундамента постепенно погружается от 1 до 2,5—3 *км*. К северо-востоку от Кокчетавской возвышенности это погружение происходит особенно быстро. Здесь на протяжении 50—100 *км* фундамент погружается в северо-восточном направлении от +0,3 *км* до — 2,5—2,7 *км*, причем в некоторых местах крутизна уклона поверхности пород фундамента превышает 1,5°. Менее правилен и крут восточный склон Туринского выступа, основание которого расположено на глубинах свыше 3 *км* в районе среднего течения р. Конда.

Вся северо-восточная часть описываемого района, охватывающая правобережье Иртыша, восточную часть Кондинской низины и широтный отрезок Оби, относится к внутренней части Западно-Сибирской плиты, характеризующейся залеганием пород фундамента на глубинах свыше 2,5 *км* и соответственно большими мощностями рыхлых отложений покрова. Здесь выделяются два крупных морфологических элемента — Демьянское поднятие, расположенное в верховьях р. Демьянка (поверхность фундамента в его пределах залегает на глубинах, близких к 2,5 *км*), и вытянутая вдоль широтного отрезка Оби обширная Ханты-Мансийская

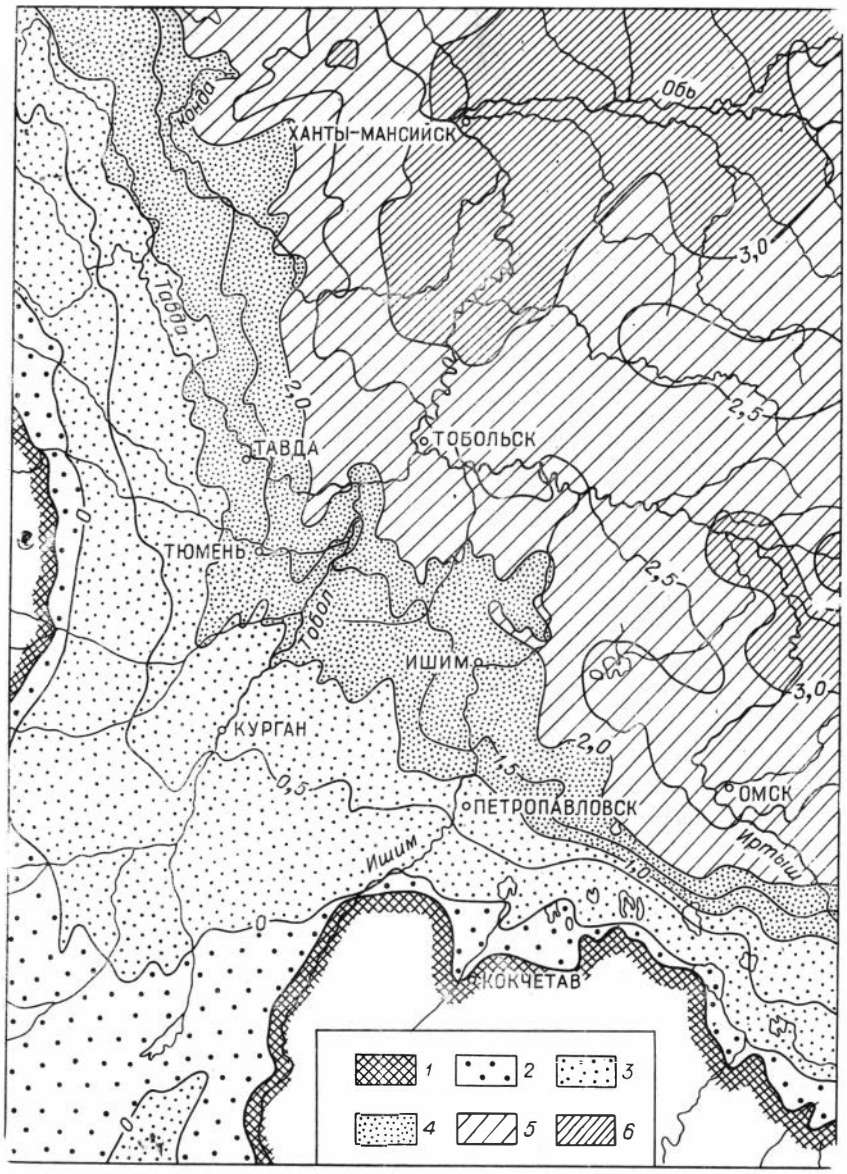


Рис. 2. Часть схематической карты рельефа доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты, составленной Л. Я. Проводниковым (1963).

1 — обрамление обнаженных палеозойских и более древних пород, *2* — глубина залегания фундамента выше 0 *км*, *3* — то же, от 0 до 1 *км*, *4* — то же, от 1 до 2 *км*, *5* — то же, от 2 до 3 *км*, *6* — то же, более *3 км*.

впадина, где фундамент находится на глубине свыше 3 *км*. В юго-восточную часть района попадает окраина Омской впадины, в пределах которой фундамент также залегает на глубине около 3 *км*. Наряду с крупными установлено множество более мелких неровностей поверхности фундамента.

Породы фундамента разнообразны по составу, происхождению, степени дислоцированности и метаморфизма. Отложения мезокайнозойского чехла плиты погребли под собой страну, состоящую из разнородных

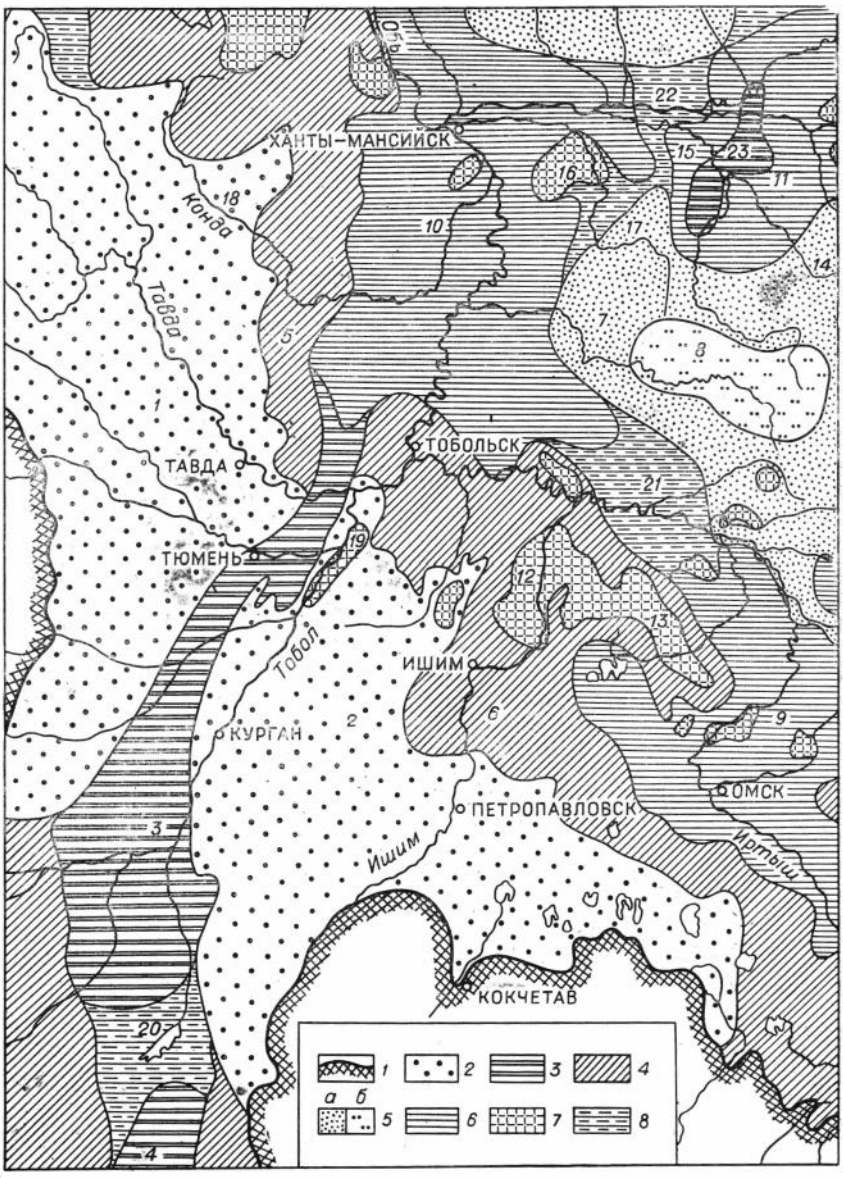


Рис. 3. Часть схематической структурно-тектонической карты Западно-Сибирской плиты по подошве платформенных мезокайнозойских отложений, составленной Л. Я. Проводниковым (1963).

1 — контуры доюрского обрамления Западно-Сибирской низменности; *2—4* — зоны относительно неглубокого залегания складчатого фундамента (зоны регионального склона): *2* — крупные своды в их пределах, *3* — крупные впадины в их пределах, *4* — моноклинальное погружение; *5—8* — зоны региональных поднятий и впадин во внутренних районах низменности: *5* — зоны региональных поднятий (*а*) и наиболее приподнятые их части — своды (*б*), *6* — впадины, *7* и *8* — некоторые менее крупные структурные элементы в зонах регионального склона и внутренних районов низменности (*7* — группы или отдельные поднятия и валы второго и третьего порядков, *8* — седловины). Цифрами на карте указаны: Зоны регионального склона сооружений обрамления. Региональные выступы: *1* — Туринский, *2* — Северо-Казахстанский. Впадины и прогибы: *3* — Северо-Тургайский, *4* — Южно-Тургайский. Моноклинальные склоны: *5* — Восточно-Уральский, *6*—Северо-Казахстанский. Региональные зоны поднятий и впадин внутренних частей низменности. Зоны поднятий: *7* — Обь-Иртышская (Васюганская) Своды: *8*— Демьянский. Впадины: *9* — Иртышская (Омская), *10* — Ханты-Мансийская, *11* — Юган-

структурных элементов и пережившую длительную историю. Сложно построенная поверхность фундамента также состоит из разнородных в генетическом и возрастном отношениях элементов. Часть ее неровностей есть первичный денудационный рельеф страны, впоследствии перекрытой толщей платформенного покрова, а другая часть их возникла уже позже начала накопления этого покрова в результате пликативных и дизъюнктивных тектонических движений.

Строение пород покрова, основную часть которых в центральных частях плиты составляют отложения юрской и меловой систем, изучается в связи с поисками нефти, газа и других полезных ископаемых. В целом определенные маркирующие горизонты повторяют во все более сглаженном (от более древних к более молодым) виде неровности поверхности фундамента. В связи с этим на тектонических и структурных картах покрова выделяются в значительной степени те же основные структурные элементы, которые отображаются и на картах рельефа поверхности пород фундамента. В пределах рассматриваемого района (Ростовцев, 1958; Казаринов, 1958; Ли, Равдоникас, Певзнер, 1960; Проводников, 1963; Николаев, 1963) отображены Вагай-Ишимский и Туринский выступы, разделенные Аромашевским и Приуральским прогибами, Омская и Ханты-Мансийская впадины, разобщенные Тарской седловиной и Демьянским сводом (рис. 3). В последние годы получены новые данные, свидетельствующие о том, что господствовавшее ранее представление о повсеместной тесной связи структурных черт мезокайнозойского чехла со строением рельефа фундамента оказывается справедливым лишь для наиболее крупных структурных элементов.

Основные черты геологической истории южной части Западно-Сибирской низменности рисуются в следующем виде. В нижней юре после активных тектонических движений положительного знака, сопровождавшихся явлениями денудационного среза раннемезозойских и более древних пород фундамента, произошла перестройка структурного плана. Южная часть плиты в целом приобрела устойчивую тенденцию к прогибанию. Вследствие этого накопилась мощная толща мезозойских и кайнозойских отложений преимущественно глинистого и песчано-алевритового составов. Наиболее интенсивное погружение испытывали районы современных впадин центральной части плиты (Ханты-Мансийской и Омской). Краевые части плиты (Вагай-Ишимский и Туринский выступы) прогибались слабее. За позднеюрское и меловое время центральные части впадин погрузились на 1500—2000 *м*, а Вагай-Ишимский выступ — всего на 600—700 *м*. Во времени интенсивность погружения также была различной. На общий фон неравномерного погружения основных структурных элементов низменности накладывались более ограниченные по площади дифференцированные движения (главным образом движения блоков фундамента по разломам), которые обусловили формирование множества структурных форм второго и третьего порядков.

В начале кайнозоя, в палеоцене и эоцене, накопление осадков все более и более локализовалось в областях интенсивно прогибающихся структурных впадин. Многие положительные структурные формы Вагай-Ишимского и Туринского выступов тогда временами превращались уже в об-

---

Тымская. Структуры второго и частично третьего порядков в зонах регионального склона и внутренних частях низменности. Группы поднятий и поднятия: *12* Викуловские, *13* — Старосолдатские, *14* — Мало-Юганское, *15* — Усть-Балыкское, *16* — Салымское, *17* — Большесалымское, *18* — Шаимское. Валы: *19* — Тобольский. Седловины: *20* — Тургайская, *21* — Усть-Ишимская, *22* — Пимская (вал). Впадины и прогибы, *23* — Юганская.

ласти сноса. В позднем эоцене и начале олигоцена активное прогибание и накопление осадков продолжалось лишь в районах Омской и Ханты-Мансийской впадин. В большей же части описываемого района к середине олигоцена морской режим осадконакопления уже сменился континентальным. Континентальные верхнепалеогеновые и неогеновые породы вскрыты современными реками и принимают участие в строении рельефа.

Обширная территория юго-запада Западной Сибири в мезозое и кайнозое являлась областью накопления разнообразных по составу и генезису континентальных и морских отложений. Юго-западная и центральная части Западно-Сибирской плиты имели существенно различные режимы осадконакопления (Шумилова, 1963). В районе Ханты-Мансийской и Омской впадин отлагались преимущественно осадки открытого моря. На Вагай-Ишимском и Туринском выступах в среднеюрское время была еще суша, с которой происходил снос материала в северном и северо-восточном направлениях, а в течение большей части мелового периода и палеогена господствовал прибрежно-морской или лагунный режим, прерывавшийся нередко этапами размыва или континентального осадконакопления (апт, альб, сеноман).

Устойчивыми областями размыва, за счет разрушения которых происходило накопление обломочного материала в районах современных выступов фундамента, являлись обширные пространства Казахстана и Южного Урала. В Омскую и Ханты-Мансийскую впадины, кроме того, поступало большое количество материала из области юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты. По-видимому, на протяжении всего времени формирования осадков чехла эти источники сноса являлись главными поставщиками обломочного материала в бассейны, занимавшие территорию современной низменности.

Вслед за В. А. Николаевым, Л. Я. Проводниковым и некоторыми другими исследователями мы склонны предполагать, что, по крайней мере, в поздние этапы формирования отложений чехла района Ханты-Мансийской впадины к северу от нее существовала обширная внутренняя область сноса, выраженная в настоящее время в виде широтно вытянутой возвышенности Сибирских увалов. В неогене, а возможно, в палеогене и еще раньше здесь могли располагаться ныне скрытые под маломощным чехлом новейших отложений области размыва, с которых происходил снос материала в южном и северном направлениях. Единый бассейн центральных районов плиты, если он существовал, был разобщен, таким образом, на южный и северный областью тектонического воздымания, прямо выраженной в современном рельефе низменности.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ДЕНУДАЦИИ

За исключением Кокчетавской возвышенности вся остальная часть рассматриваемого района слабо расчленена и представляет собой слабо наклонную на север равнину, пересекаемую широкой долиной Иртыша. Основная часть этой равнины расположена на абсолютных отметках, не превышающих 150 *м*. Только вблизи возвышенности и к западу от нее местность имеет несколько большие высоты, но и здесь почти не поднимается выше изогипсы 200 *м*. Эта особенность строения территории, охваченной нашими исследованиями, в совокупности со сравнительной простотой циркуляции воздушных масс над равнинами Западной Сибири является причиной простого строения географических ландшафтов. Границы природных зон следуют приблизительно параллельно друг другу

в широтном направлении, а сами зоны имеют вид полос, протягивающихся с запада на восток (Берг, 1947; Борисов, 1948). В целом описываемый район является частью полосы, пересекающей нашу страну с юга на север от пустыни Кара-Кум до берегов Карского моря, в пределах полосы смена природных зон отличается наибольшей правильностью (Сус-

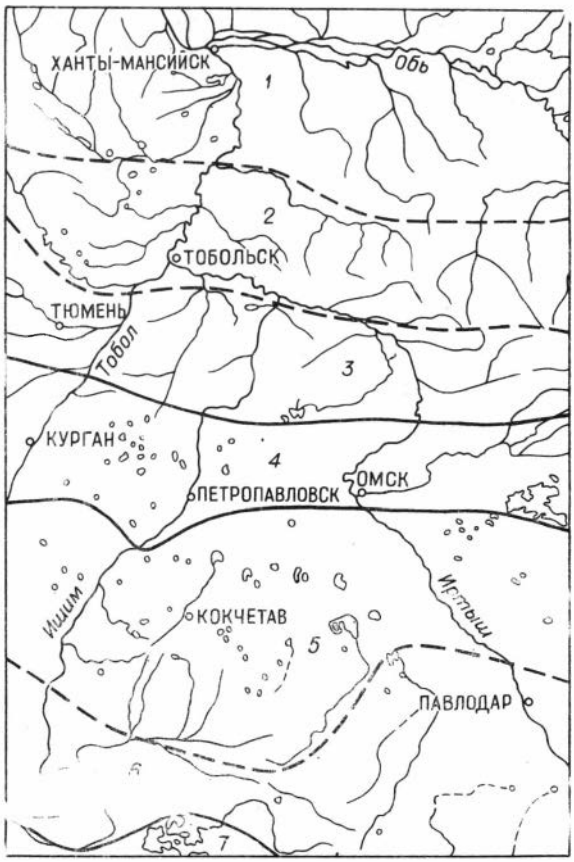


Рис. 4. Географические зоны и подзоны юго-западной части Западной Сибири. Составил И. А. Волков по работам Л. С. Берга (1952), Е. М. Лавренко (1956), В. П. Мирошниченко (1957) и др. и личным наблюдениям.

Сплошные линии — границы зон штриховые—границы подзон. *1—3* — зона тайги: *1* — подзона средней тайги, *2* — подзона южной тайги, *3* — подзона мелколиственных лесов; *4* — лесостепная зона; *5—6* — степная зона: *5* — подзона типичной степи, *6* — подзона сухой степи; *7* — зона полупустыни.

лов, 1947; Лавренко и Сочава, 1954; Мирошниченко, 1957, и др.). Характерные черты каждой зоны здесь не осложнены и проявляются особенно ярко (Орлова, 1962). Указанная полоса отличается наиболее правильной сменой географических зон не только в пределах нашей страны, но и на всем земном шаре. Северная часть описываемого района расположена в таежной зоне (рис. 4), средняя — в лесостепи, а южная — в степной зоне. Правильность положения границ зон и подзон подтверждена нашими наземными полевыми и аэровизуальными наблюдениями.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА

Территория, охваченная нашими исследованиями, при общей равнинности состоит из разнородных по геологическому строению и рельефу частей. Эти части занимают различное высотное положение и отделены друг от друга более или менее ясно очерченными уступами. Следовательно, для рассматриваемой территории характерны ступенчатость (ярусность) строения поверхности и тесная связь между рельефом и геологическим строением.

Основными геоморфологическими районами территории наших исследований, каждый из которых занимает по отношению к предыдущему более низкое гипсометрическое положение, являются: 1) Кокчетавская возвышенность, 2) северо-восточная окраина Тургайской равнины, 3) рав-

нина южной окраины Западно-Сибирской низменности (Ишимская степь, 4) западная часть Обь-Иртышского междуречья (Тобольский «материк»), 5) дно долин Оби, Иртыша и их притоков, переходящее на севере в обширную Кондинскую низину (рис. 5).

Перечисленные выше районы значительно отличаются по геологическому строению, рельефу и естественной истории. Каждый из них оформился как ступень рельефа под воздействием определенных процессов и в определенный промежуток времени. В связи с этим указанные районы являются вместе с тем и главнейшими генетически однородными поверхностями (в понимании В. В. Ермолова, 1958) исследуемой территории.

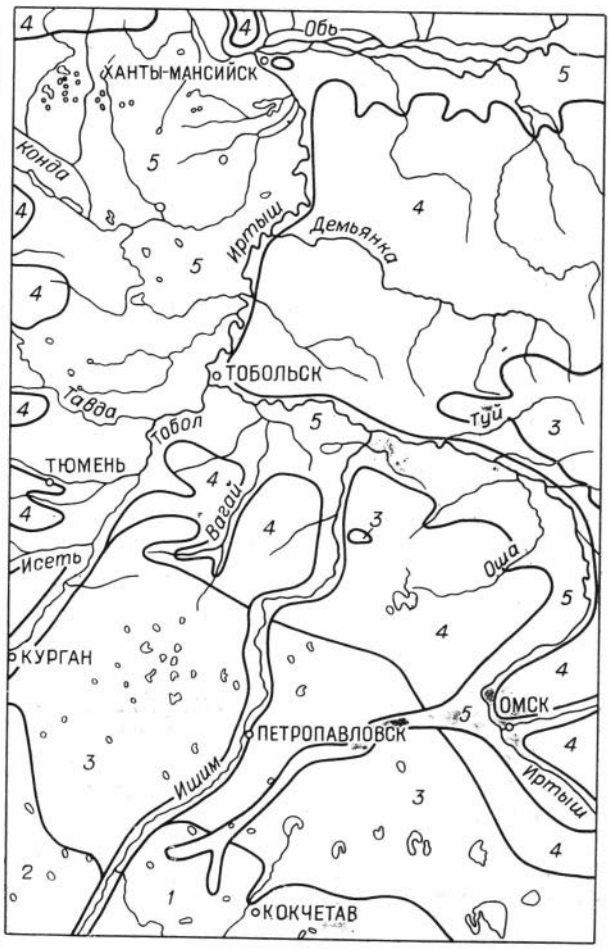


Рис. 5. Основные геоморфологические районы юго-западной части Западной Сибири.

1 — Кокчетавская возвышенность, *2* — северо-восточная окраина Тургайской равнины, *3* — южная окраина Западно-Сибирской низменности (Ишимская степь), *4* — левобережье Иртыша и западная часть Обь-Иртышского междуречья, *5* — дно крупных долин, Кондинская низина.

Кокчетавская возвышенность, наиболее высокая ступень рельефа, представляет собой район, в пределах которого широко распространены изверженные и глубоко метаморфизованные осадочные докембрийские, палеозойские породы, а также коры выветривания и прочие рыхлые продукты разрушения этих пород. Центральная ее часть возвышается над уровнем океана более чем на 400 *м* и представляет собой волнистую равнину с озерами на элювии и корах выветривания изверженных пород. Периферические части возвышенности довольно сильно расчленены и более разнообразны по характеру пород, выходящих на дневную поверхность. Наряду с изверженными широко распространены палеозойские осадочные породы, коры выветривания, рыхлые континентальные третичные и четвертичные отложения. С юга и запада возвышенность ограничена долиной Ишима, принимающего в себя многочисленные правые притоки, стекающие с ее склонов.

Западнее Кокчетавской возвышенности простирается слабо расчлененное Ишим-Убаганское междуречье — северо-восточная часть Тургайской равнины. Поверхность его постепенно снижается на север от 200—250 до 160—170 *м*. Северным краем этой равнины является уступ, протя-

гивающийся в северо-западном направлении от Ишима к Тоболу. На равнине с поверхности почти повсеместно залегают преимущественно суглинистые, покровные лессовидные отложения, подстилаемые главным образом третичными породами.

К северо-западу, северу и северо-востоку от Кокчетавской возвышенности простирается слабо расчлененная равнина, известная в литературе под именем Ишимской степи. С севера она ограничена левым склоном долины широтного отрезка Иртыша. Поверхность Ишимской степи постепенно снижается в северном направлении от 160—170 до 120—130 *м*. Относительно повышено лишь правобережье Тобола, где преобладают высотные отметки свыше 140 *м*, а местами — свыше 150 *м*. Практически повсюду в пределах Ишимской степи на поверхности залегают покровные лессовидные породы, подстилаемые третичными и четвертичными отложениями различного состава, происхождения и возраста.

Западная часть Обь-Иртышского междуречья (Тобольский материк) является равниной, расчлененной многочисленными притоками Иртыша и Оби. Участки равнины, удаленные от долин, при мысленном соединении их друг с другом образуют единую плоскую поверхность, имеющую абсолютные отметки, близкие к 80—90 *м*. Несколько более возвышенным является правобережье Иртыша выше устья Ишима (100—110 *м*, местами свыше 120 *м*). Другой относительно возвышенный участок равнины, имеющий отметки, иногда превосходящие 115 *м*, расположен на западе, к северу от устья р. Туртас. Северная часть междуречья понижена и не везде достаточно определенно отграничена от долины Оби.

В пределах Тобольского материка междуречья повсюду сложены с поверхности рыхлыми четвертичными отложениями, имеющими мощность несколько десятков метров. На склонах долин часто обнажены третичные породы существенно суглинистого состава. Центральные участки междуречий заболочены. Здесь на поверхности залегает слой торфа мощностью в несколько метров.

Самая низкая ступень рельефа — плоская низменная сильно заболоченная равнина дна долин Иртыша и Оби, пересекаемая их многочисленными притоками. В целом поверхность этой равнины постепенно снижается в направлении течения обеих рек (в пределах района исследований — от 50—60 до 40—50 *м*), причем уклон ее близок к уклону самих рек. Почти повсюду равнина сложена с поверхности торфяно-болотными осадками, подстилаемыми аллювиальными и озерными четвертичными отложениями различного состава (от песков до глин). Вдоль рек широко распространены современные аллювиальные осадки (главным образом супеси и суглинки).

КЛИМАТ И ЛАНДШАФТЫ, ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ ТЕПЛА И ВЛАГИ

Особенности климата района исследований определяются его географическим положением: южная часть Западно-Сибирской низменности — величайшая равнина мира. Главнейшими факторами, под воздействием которых формируются ландшафты района исследований, так же как и любые ландшафты вообще, являются тепло и влага, получаемые земной поверхностью. Ввиду того, что эти же факторы оказывали и оказывают решающее влияние на характер древних и современных денудационных процессов, вопрос о соотношении тепла и влаги необходимо разобрать несколько подробнее.

Географы русской и советской школ всегда рассматривали географическую оболочку Земли как диалектическое единство внешних

(космических) и внутренних (земных) сил. Важнейшей проблемой для наших естественников всегда являлось изучение поверхности Земли как арены взаимодействия сложных процессов, обусловленных, с одной стороны, притоком энергии солнца, а с другой — местными, земными географическими условиями. Были достигнуты блестящие успехи в этом направлении, среди которых особое место занимает учение о географической (ландшафтной) зональности, развитое в работах В. В. Докучаева, В. Р. Вильямса, Г. И. Танфильева, Л. С. Берга и других исследователей, и учение о биосфере, сформулированное в основных чертах В. И. Вернадским.

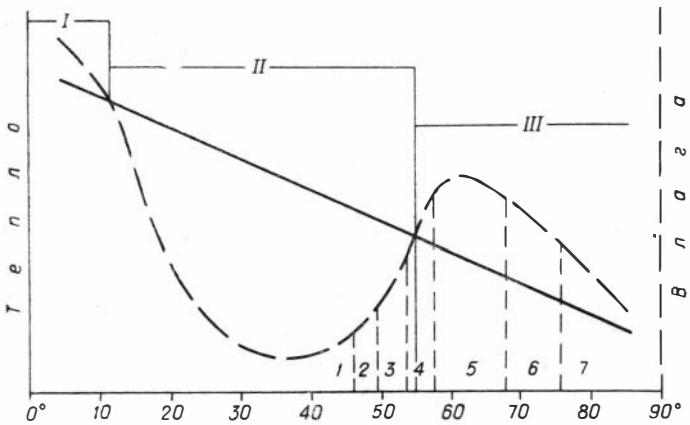


Рис. 6. Баланс тепла и влаги, гидротермические пояса и ландшафтные зоны (по И. А. Волкову, 1966).

I — теплый пояс избыточного увлажнения и стока; *II* — умеренно теплый пояс недостаточного увлажнения; *III* — холодный пояс избыточного увлажнения и стока. Ландшафтные зоны: *1* — пустыня, *2* — полупустыня, *3* — степь, *4* — лесостепь, *5* — тайга, *6* — лесотундра, *7* — тундра и арктическая пустыня.

Работы указанных исследователей позволили выяснить, что среди большого количества разнообразных факторов, определяющих характер ландшафта, главнейшим внешним, космическим, фактором является приток солнечной энергии, а внутренним — количество влаги. Многие отечественные и зарубежные географы установили, что на облик ландшафта, его тип и структуру решающее влияние оказывает баланс тепла и влаги, характеризующийся различными гидрометрическими коэффициентами (Исаченко, 1953). А. А. Григорьев и М. И. Будыко (1956, 1959) сформулировали периодический закон географической зональности, согласно которому размещение географических зон определяется пространственным распределением баланса радиационной энергии и распределением радиационного индекса сухости (отношение радиационного баланса к количеству тепла, необходимому для испарения годовой суммы осадков).

В самом общем виде и в самом грубом приближении зависимость баланса тепла и влаги, а также природных условий в целом от географической широты можно выразить в виде двухкомпонентного графика (рис.6). Если по горизонтали слева направо отложить широты, по одной вертикали — величины притока тепла, а по другой — приток влаги в соответствующем масштабе, получим кривые распределения тепла и влаги в разных широтах. В экваториальной зоне максимальному притоку тепла соответствует более высокий приток влаги, связанный с характером цир-

куляции атмосферы в совокупности с высоким притоком тепла. Это — теплый пояс избыточного увлажнения и стока. У границ этого пояса существует некоторое соответствие между влагообеспеченностью и теплообеспеченностью ландшафтов. Севернее, в зонах пустынь субтропического и умеренного пояса при высоком притоке тепла приток влаги крайне мал. Это аридный пояс недостаточного увлажнения и отсутствия стока. В северной части пояса количество тепла существенно уменьшается, а приток влаги начинает возрастать. На северной границе его наблюдается соответствие между влаго- и теплообеспеченностью ландшафтов. Здесь

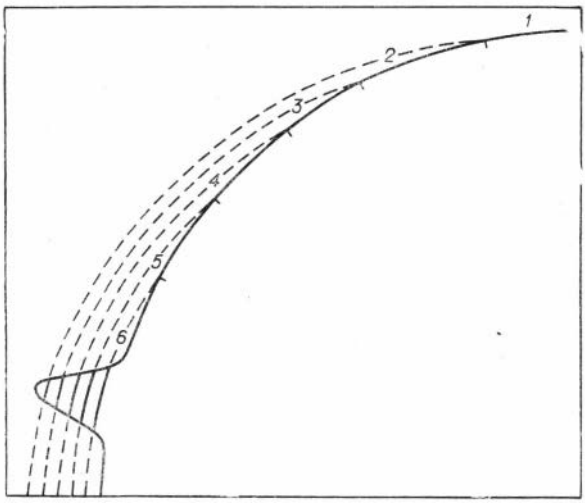


Рис. 7. Широтная и вертикальная зональность как проявление определенного соотношения тепла и влаги (по И. А. Волкову, 1966).

Зоны: *1* — тундра, *2* — лесотундра; *3* — тайга, *4* — степь, *5* — полупустыня, *6* — пустыня.

располагается граница аридных и гумидных зон умеренного пояса. Еще севернее приток тепла меньше притока влаги. Это холодный пояс избыточного увлажнения и стока. На крайнем севере приток тепла и влаги минимален, но малые значения испарения обеспечивают и здесь некоторое превосходство притока влаги над притоком тепла.

Из сказанного следует, что положение границ каждой географической зоны строго предопределено особенностями гидротермального баланса, и каждая зона характеризуется своеобразными, только ей присущими режимами притока тепла и влаги. Как известно, смена ландшафтных зон на склонах гор происходит в том же порядке, что и географических широтных зон на равнинах. Естественно предположить, что оба типа зональности являются следствием каких-то общих причин. Мы полагаем, что к югу от каждой широтной ландшафтной зоны присущий ей характер соотношения тепла и влаги сохраняется в каком-то слое атмосферы, постепенно поднимающемся с уменьшением широты (рис. 7). Благодаря этому на достаточно высоких поднятиях рельефа располагаются обычно ландшафты более северных зон. Так, достаточно высокое поднятие в зоне тайги может иметь на склонах ландшафт тундры, а в пустынной зоне — последовательно снизу вверх ландшафты зон полупустынной, степной, лесной и т. д. Таким образом, пространственное распределение различных соотношений тепла и влаги является в конечном счете причиной как широтной, так и вертикальной ландшафтной зональности. Конечно, проявление этой общей закономерности усложняется многими местными факторами.

Естественные условия теплообеспеченности и увлажнения территории Западной Сибири исследовал В. С. Мезенцев (1961). Он составил, главным образом для нужд сельского хозяйства, карту гидроклимати-

ческих зон (рис. 8). Выделенные им зоны, сохраняя свойственные каждой из них баланс тепла и влаги и другие климатические особенности, характеризуются определенным типом природных процессов и, следовательно, ландшафтов в целом. Следует иметь в виду, что облик ландшафтов в пределах района наших исследований зависит и от многих других факторов, среди которых важную роль играют геоморфологический и геологический. На карте гидроклиматических зон отражено лишь реально существующее соотношение увлажненности и теплообеспеченности, поэтому термин «избыточная теплообеспеченность» следует понимать, конечно, как относительный: в зонах избыточной теплообеспеченности растения, так же как и в зонах недостаточной теплообеспеченности, могут страдать от недостатка тепла, хотя чаще они испытывают недостаток влаги.

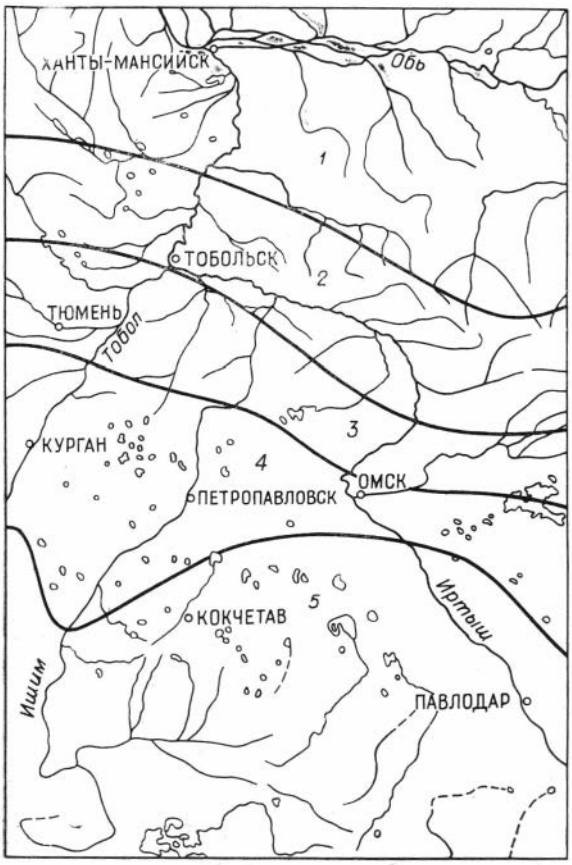


Рис. 8. Часть карты гидроклиматических зон Западно-Сибирской низменности, составленной В. С. Мезенцевым (1961).

1 — зона весьма избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, *2* — зона избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, *3* — зона оптимального увлажнения и теплообеспеченности, *4* — зона недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности, *5* — зона весьма недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности.

Кроме широтного положения, большое значение в формировании климата района исследований имеют два фактора: западный перенос воздушных масс со стороны Атлантического океана и влияние материка, которое в Западной Сибири проявляется в значительно большей степени, чем в Европейской части СССР (Орлова, 1962). Существенное влияние на климат оказывают также массы холодного воздуха, свободно проникающие в южные районы низменности со стороны Северного Ледовитого океана (Суслов, 1947), и массы теплого воздуха, передвигающиеся из Средней Азии на север. Передвижения масс воздуха носят сезонный характер, что придает циркуляции атмосферы некоторые черты муссонного типа. Вследствие указанных причин климат района исследований отличается суровой зимой и коротким, но теплым летом.

В зимнее время атмосферное давление постепенно падает с юга на север, в направлении южной части Карского моря, над которой сохраняется область пониженного давления. Направление барического градиента с юга на север нарушается отрогом высокого давления (Берг, 1948;

Суслов, 1947; Борисов, 1948, и др.), проходящим от зимнего восточно-сибирского антициклона на запад приблизительно по 53° с. ш. (в пределах района исследований — южнее городов Ишима и Ялуторовска). Летом материк оказывается более нагретым, а давление над ним — более низким. Часто повторяются северные и северо-восточные ветры. Более значительным становится западный перенос воздушных масс, связанный с влиянием летнего Азорского максимума. Весной и осенью циркуляция атмосферы и направление ветров имеют переходный характер. В целом в течение всего года преобладают западные ветры. Важную роль играет смена северных летних и южных зимних ветров. Весьма неравномерные сила и направление ветров в различные годы связаны с изменением активности циклонической деятельности.

Для района наших исследований характерны резкие колебания температуры в течение года, а также сильная изменчивость температур зимних и весенних месяцев от года к году. Изолинии основных характеристик температурного режима (Орлова, 1962) протягиваются более или менее параллельно друг другу в направлении, близком к широтному. Количество тепла, получаемое единицей поверхности, быстро убывает к северу вследствие не только изменения широты, но и уменьшения в северном направлении количества ясных и малооблачных дней (особенно в летнее время).

На распространение осадков в Западно-Сибирской низменности и, в частности, в районе наших исследований значительное влияние оказывают обрамляющие эту низменность горы и возвышенности, затрудняющие непосредственный перенос влаги с запада и, до некоторой степени, с юга. Большое значение имеют также обширные болота и многочисленные озера, являющиеся дополнительным местным источником атмосферной влаги в теплое время года.

Полоса максимального количества осадков (около 500 *мм*) пересекает широтно Западную Сибирь по линии Ханты-Мансийск — Томск. В пределах района наших исследований, расположенного южнее этой полосы, количество осадков в южном направлении быстро уменьшается вследствие ослабления циклонической деятельности (Орлова, 1962). Это сокращение особенно ясно видно на схематической карте К. И. Поповой (1957), где показаны количества циклонов, пересекших различные районы Западной Сибири за 10 лет (с 1942 по 1951 г.). Близ г. Ханты-Мансийска число циклонов составляет 250, в районе г. Тобольска — около 222, южнее г. Ишима — 191, а в районе Арало-Иртышского водораздела (Тургайская равнина) — всего 135. Выборка из таблицы (Орлова, 1962) показывает распределение годового количества осадков в пределах района наших исследований (в миллиметрах):

	Холодный период (XI—III)	Теплый период (IV—X)	За год
Сургут	110	375	485
Тюмень	88	317	405
Кустанай	42	213	255

Другой важнейшей характеристикой климата является величина притока и баланс тепла. С ним тесно связаны количество реально испаряющейся с единицы поверхности влаги (испарение) и величина возможного испарения (испаряемость). Количество испаряющейся влаги весьма изменчиво и с трудом поддается измерению. Оно определяется сочетанием многих местных факторов (количество и режим осадков, влажность почвы, радиационный баланс, испаряющие свойства поверхности и др.). Важнейший фактор, влияющий на количество действительно испарив-

шейся влаги,— испаряемость (величина возможного испарения), значение которой приближается к значению испарения с водной поверхности. На севере района (Сургут) она составляет 361 *мм* в год, в средней части (широта г. Ишима) — около 450 *мм*, а близ южной границы (Кустанай) — 617 *мм*.

В настоящей работе нет необходимости давать подробное описание ландшафтов района исследований, поэтому ограничимся лишь самой краткой характеристикой основных зон и подзон (Берг, 1947, 1952; под ред. Лавренко, 1956; Мирошниченко, 1957; Крылов, 1961; Шумилова, 1947; «Западная Сибирь», 1963).

В северной части района, расположенной в подзоне южной тайги (см. рис. 4), господствует лесная растительность с преобладанием хвойных пород (сосна, пихта, ель, кедр). Плоские междуречья и речные террасы заболочены. Меридиональный участок Иртыша является границей двух различных ландшафтных провинций. Западнее Иртыша расположена сильно заболоченная плоская равнина Кондинской низины с многочисленными озерами, а также широкие первые надпойменные террасы и поймы Иртыша и его левых притоков. Восточнее простирается относительно приподнятая, значительно расчлененная и более дренированная равнина Тобольского материка, где больше лесов, а заболочены лишь центральные участки междуречий.

Левобережье широтного отрезка долины Иртыша по характеру рельефа является прямым продолжением на юг и восток левобережной равнины его меридионального отрезка. Ландшафты болот здесь чередуются с мелколиственно-хвойными лесами (береза, осина с примесью липы, кедра и сосны). Преобладание лиственных пород дает основание выделить эту территорию в качестве самостоятельной подзоны лесной зоны. О местоположении северной границы лесостепной зоны нет единого мнения. Мы считаем, что эту границу следует проводить по верхней (южной) части пологого южного склона широтного отрезка долины Иртыша. В целом зона характеризуется сочетанием лесов (главным образом березовых) и болот с безлесными, дренированными пространствами, почти полностью распаханными. В пределах района довольно определенно выделяются северная и южная подзоны. Северное лесостепье обладает эрозионным рельефом (долины местных рек Суерь, Кизак, Емец, Вагай и др.). Подзона в значительной степени облесена и заболочена. Южное лесостепье в основном бессточно и лишено сети современных местных долин. Здесь преобладают степные пространства. Участки леса и болот, приуроченные к многочисленным «блюдцам» и западинам, встречаются редко. Значительную площадь занимают бессточные озера, в той или иной степени засоленные.

Северную границу степной зоны, по нашим представлениям, следует проводить несколько южнее широты г. Петропавловска, где березовые перелески и колки перестают быть непременным элементом ландшафта и встречаются среди степных пространств лишь местами. В целом зона характеризуется отсутствием сети местных современных долин, практически полной бессточностью и обилием неглубоких котловин, занятых озерами (главным образом солеными и горько-солеными). С некоторой долей условности можно выделить подзону северной и южной степи. Различие в количестве осадков и величине испаряемости является причиной неодинаковых почвенного и растительного покровов обеих подзон. Северная подзона более увлажнена, здесь много озер и заболоченных понижений. Преобладающие почвы черноземного типа имеют относительно большую мощность и сравнительно слабо засолены. Ввиду этого здесь собираются относительно высокие урожаи зерновых культур.

В подзоне южных степей черноземов меньше. Значительные площади заняты солонцеватыми черноземами и солонцами. Западин и озер мало. Зерновые культуры здесь особенно часто страдают от недостатка влаги.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЕСТЕСТВЕННОЙ ДЕНУДАЦИИ

Соотношение тепла и влаги, получаемых земной поверхностью, характеризует не только облик современных ландшафтов, но и особенности проявления главнейших факторов, определяющих характер современных денудационных процессов.

Как видно из приведенных таблицы и карты гидроклиматических зон, северная часть района исследований характеризуется значительными превышениями сумм осадков над испаряемостью. Здесь господствует избыточное увлажнение, имеются условия для заболачивания плоских участков рельефа и стока на склонах. Болотная, древесная растительность и почвы подзолистого типа не способствуют бурному поверхностному стоку и сводят размыв к минимуму.

На низменной, плоской и слабо расчлененной равнине левобережья меридионального отрезка Иртыша решительно преобладают процессы биогенной аккумуляции (отложение торфа). Плоскостного смыва нет, а линейный размыв крайне слаб из-за малых превышений междуречий над реками. Вследствие этого сноса обломочного материала с междуречий практически не происходит, а размыв, транспорт и отложение осадков сосредоточены лишь в районах рек. В целом равнина характеризуется, по-видимому, некоторым преобладанием накопления материала над его выносом. Обширные пространства пойм, «соров» и «туманов» являются местами отложения осадков, ежегодно приносимых с восточных склонов Урала.

Широкие первые надпойменные террасы Оби и Иртыша по характеру денудационных процессов сходны с равниной левобережья меридионального отрезка Иртыша. Эрозионные процессы здесь также проявляются слабо и сосредоточены практически исключительно вдоль рек. Высоких оголенных, «живых» яров почти нет, а реки и протоки блуждают среди широких пойм и слабо возвышенных первых надпойменных террас. На заливаемых участках долин происходит интенсивное накопление осадков в основном супесчаного и суглинистого составов («няша»). Более интенсивны процессы размыва на левобережье широтного отрезка Иртыша. Здесь вынос материала, вероятно, несколько преобладает над его накоплением. Левые притоки Иртыша (Ишим, Вагай, Тобол и др.) во многих местах размывают берега и несут довольно мутную воду (особенно в половодья). Хотя процессы эрозии местами проявляются довольно заметно, все же равнина эта разрушается весьма слабо, так как междуречья здесь почти всюду заболочены, а врез большинства русел незначителен.

На Тобольском материке вдалеке от долин процессы размыва также ограничены. На склонах идет медленное гравитационное перемещение минеральных и биогенных отложений, которое, вероятно, превосходит эффект размыва водотоков, ввиду этого верховья долин часто не имеют хорошо выработанной поймы и террас, а протекают на дне ложбин с пологими, заплывшими склонами, постепенно сливающимися с междуречьями. Ручьи и мелкие речки обычно несут прозрачную воду, окрашенную в бурый цвет. Они выносят мало обломочного материала, но выполняют некоторую работу по выносу мелкой растительной трухи и растворенных органических соединений. Центральные участки междуречий хорошо защищены от размыва торфом, растительностью, лесной подстилкой и т. д., поэтому снос здесь почти не происходит.

Долины местных рек (Юган, Салым, Демьянка, Туртас, Бича и др.) глубоко врезаны. Эти реки на значительном протяжении интенсивно разрушают слагающие равнину третичные и четвертичные породы, вынося ежегодно в Иртыш и Обь большое количество алевритового и, особенно, суглинисто-глинистого материала. Вместе с ним выносится много органических остатков и растворов.

Важную роль в расчленении и разрушении равнины Тобольского материка играет Иртыш. Он почти повсеместно размывает пойму и первую террасу. Здесь же интенсивно формируются новые участки поймы. Во время половодий, высота которых местами достигает 8—10 *м* над меженью, заливаются обширные участки долины, на которых происходит накопление наилка. Часто Иртыш подмывает вторую террасу и равнину междуречья. Часть полученного материала идет на формирование поймы, а часть уносится течением за границы района исследований, в Обь.

Равнина, простирающаяся к югу от широтного отрезка долины Иртыша, в целом характеризуется слабым проявлением естественных денудационных процессов. Только северная часть этой равнины расчленена долинами с современными водотоками. Вся же остальная территория бесточна. Долины Тобола и Ишима, пересекающие равнину, имеют резко выраженный транзитный характер.

В северной части равнины, в пределах лесостепья, центральные участки междуречий бессточны и в значительной степени заболочены. В широких масштабах здесь происходит первичное заболачивание участков, которые были заняты лесом или лугами. На весьма пологих склонах процессы плоскостного смыва и линейного размыва связаны главным образом с деятельностью человека и проявляются лишь местами. Роль маломощных рек и ручьев, протекающих на дне долин, в разрушении пород, слагающих равнину, крайне ограничена, так как транспортная способность их невелика.

На крайнем юге лесостепья и в северной степи на слабо расчлененных бессточных междуречьях местные денудационные процессы крайне слабы. Активное проявление плоскостного и линейного смыва наблюдается очень редко. По берегам многочисленных озер изредка проявляются процессы слабой абразии и переотложения материала, которые в сочетании со склоновыми и иными процессами способствуют постепенному вышолаживанию котловин и приближению озер к форме правильного круга. Исключительная равнинность территории и засушливость климата делают невозможным сколько-нибудь активное проявление деятельности текучих вод.

В южной части исследуемого района, в пределах подзоны южной степи, особенно в ее южной части, которая некоторыми исследователями выделяется в самостоятельную зону сухой степи (Федорович, 1955; Мирошниченко, 1957 и др.), денудационные процессы более активны. Этому способствуют следующие особенности природной обстановки: 1) увеличение в южном направлении роли эрозионных форм рельефа в расчленении равнины и сокращение площади бессточных плоских междуречий; 2) уменьшение в южном направлении густоты (сомкнутости) травостоя и степени закрепления им поверхностного слоя почвы; 3) изменение в южном направлении режима зимнего перераспределения и весеннего стаивания снежного покрова и характера выпадения летних осадков. Все эти факторы способствуют постепенному возрастанию в южном направлении процессов плоскостного смыва (главным образом сезонного) и линейного размыва. Последний на целинных участках степи проявляется слабо, так как его развитию сильно препятствует растительный покров.

Ишим и Тобол производят значительную работу по размыву, транспорту и сортировке рыхлого обломочного материала. Почти повсеместно происходит перемыв отложений пойм, первых террас и формирование новых участков пойм. Отложения междуречья Тоболом практически не разрушаются, а Ишимом разрушаются лишь местами. Значительная часть наносов (главным образом взвешенных) выносится в Иртыш.

Азональная область Кокчетавской возвышенности, в пределах которой природа существенно отличается от таковой окружающих равнин, своеобразна и в отношении характера современных денудационных процессов. Относительно повышенное количество осадков, пестрота состава обнаженных пород и расчлененный рельеф — все это служит причиной разнообразия и относительной активности проявления современных денудационных процессов.

В центральной части возвышенности широко развиты процессы механического и химического выветривания выходящих на поверхность скальных пород. На склонах происходит гравитационное перемещение материала в виде осыпей, конусов выноса и оползней. По берегам озер, часть которых имеет значительные размеры и глубину, перемываются слагающие их породы и формируются современные озерные отложения различного состава (от галечников до суглинков и глин).

Реки Кокчетавской возвышенности, хотя и не многоводны, обладают почти повсеместно значительными уклонами русел и высокими скоростями течения в половодья. Среди отложений современных потоков ясно различается несколько фаций. Валунный материал практически не переносился потоком и претерпел лишь гравитационное перемещение по склонам долины. Роль потока здесь сказалась лишь в выносе мелкого материала. Шире распространены осадки, принесенные потоками в виде влекомого наноса (галечники, гравий, разнозернистые промытые пески). Некоторую роль играет мелкозернистый аллювий, принесенный в виде взвеси.

Ежегодно реки выносят в бессточные котловины, которыми оканчиваются многие из них, и в долину Ишима значительное количество супесчаного и суглинистого материала. Основная часть этой работы выполняется в половодья. Летом многие реки пересыхают, а остальные резко сокращают расходы и разбиваются на множество медленно проточных плесов, где оседает взвесь. Ввиду этого в летнее время многие реки несут воду, почти свободную от взвешенных наносов, зато на дне плесов отлагается наилок, который в половодье следующего года выносится за пределы возвышенности.

Роль эоловых процессов в пределах района исследований на нераспаханных участках ничтожно мала. В южной части на поверхности залегают преимущественно глинистые породы, защищенные от развевания травянистым покровом. Еще меньшее значение эоловые процессы имеют в северной части района, где распространены леса.

Итак, на всей равнинной части современные естественные процессы денудации проявляются слабо. Подавляющая часть форм рельефа (выработанных и построенных) и геологических тел является реликтовой, образовавшейся в обстановке, отличной от современной. Изучение толщ рыхлых отложений и рельефа позволяет в известных пределах обрисовать историю развития денудационных процессов интересующего нас крупного участка Западной Сибири и Северного Казахстана. Как будет показано ниже, в прошлом денудационные процессы достигали иногда высокой степени активности.

СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Хотя исследователи высказывают самые различные предположения о генезисе лессовых пород, почти все они считают, что в образовании этих пород ту или иную роль сыграла деятельность ветра. Дореволюционные и советские исследователи сделали много для выяснения современных эоловых процессов, однако и по сей день эти процессы остаются слабо изученными, а среди геологов, геоморфологов и географов нередко бытуют не совсем правильные представления по указанному вопросу. Наши исследования показали, что в формировании покровных лессовидных отложений южных районов Западной Сибири эоловые процессы играли важную роль. Для того чтобы наши выводы были правильно поняты читателем, необходимо охарактеризовать главнейшие особенности современных и древних эоловых процессов, как они представляются нам на основании изучения литературы и собственных многолетних наблюдений в аридных зонах.

Воздушный поток, т.е. среда эоловых процессов, весьма сложен и изменчив. Он представляет собой смесь газов (азот, кислород, углекислый газ и др.), паров и мелких частиц воды в жидкой или твердой фазе, различных мелких минеральных частиц (пыль) и живых организмов. Соотношение этих компонентов непостоянно. Особенно существенны колебания количества влаги и твердых минеральных частиц. Свойства воздушной среды зависят и от температуры. Холодный воздух более плотный, тяжелый, зато содержит меньше влаги. Теплый воздух менее плотный. Обычно в нем больше влаги, но иногда формируются прогретые и очень сухие массы воздуха. При давлении 720 *мм* и температуре 34° один кубический метр воздуха весит около 1100 *г*, а при давлении 780 *мм* и температуре 0° его вес возрастает почти до 1330 *г*. За счет неодинакового содержания влаги и пыли эта разница в плотности может оказаться еще большей. С изменением же последней существенно меняются и многие другие физические свойства (например, вязкость). Совершенно очевидно поэтому, что массы воздуха, обладающие различным давлением, температурой, влажностью, запыленностью и т. д., при одинаковой скорости движения обладают различной способностью к эрозионной и транспортной работе.

В отличие от текучих вод, разрушительная и транспортирующая работа которых в значительной степени имеет линейный характер, движущаяся масса воздуха способна производить работу всюду, где для этого имеются условия. Направления и скорости воздушного потока также значительно изменчивее, чем таковые водных потоков. Водный поток действует в определенном направлении и (в известной степени) постоянно. Скорость же воздушного потока многократно падает до нуля, а направления движения столь же часто меняются вплоть до противоположного.

Причиной движения возушного потока являются различия в величине давления, так называемые градиенты давления. Последние могут иметь различную природу. Они возникают и сохраняются как в результате общей циркуляции атмосферы и перемещения воздушных масс, так и вследствие чисто местных причин (особенностей распространения воздушных масс в данном месте и в данный момент, местных термических причин, орографических преград и т. д.) Образно говоря, земная поверхность— это дно очень беспокойного и подвижного «океана» атмосферы; закономерности движения которого у поверхности Земли и на разной высоте над ней весьма сложные. Например, направления и скорости местных ветров в данный момент, определяемые местными особенностями распределения давлений, могут существенно отличаться от направлений и ско-

ростей перемещения воздушных масс, под влиянием взаимодействия которых эти ветры возникают. Выяснение закономерностей движения атмосферы над каждым конкретным районом — задача весьма сложная. По этой причине и степень изученности динамики воздушного океана остается пока крайне низкой, что необходимо ясно представлять себе при изучении современных и древних эоловых процессов.

Скорость разрушения ветром геологических пород зависит прежде всего от скорости и направления потока воздуха непосредственно у поверхности Земли. Значения этих величин могут значительно отличаться от таковых на некоторой высоте. Картина распределения скоростей и направлений ветрового потока у поверхности Земли определяется совокупностью особенностей географического ландшафта. Так, в густом лесу во время сильного урагана, когда ветер с корнем выворачивает вековые деревья, под защитой полога кустарников и густого травяного покрова непосредственно у поверхности Земли скорость ветра бывает практически равной нулю. При том же ураганном ветре с подветренной стороны, непосредственно у основания крутого склона, ориентированного поперек направления ветра, у поверхности Земли направление движения воздуха может оказаться даже противоположным по отношению к общему направлению ветра. Ясно, что без учета распределения скоростей и направлений ветрового потока непосредственно у поверхности Земли нельзя прийти к правильным заключениям о характере воздействия потока воздуха на горные породы.

Другим основным фактором, определяющим интенсивность разрушения горных пород ветром (дефляции), является характер поверхности и свойства самих горных пород, испытывающих воздействие ветра. Среди работ, посвященных разработке теоретических вопросов дефляции, следует отметить труды Н. А. Соколова (1884), В. А. Обручева (1895, 1913), И. В. Мушкетова (1905, 1910), В. А. Дубянского (1928), В. Н. Кунина (1930, 1933), А. И. Знаменского (1942, 1950, 1952, 1957 и др.), Б. А. Федоровича (1934, 1940а, б, в, 1948 а, б, 1955, 1957 и др.), А. В. Сидоренко (1956), Б. П. Орлова (1938, 1948), В. В. Звонкова (1962), а среди работ иностранных авторов труд Р. А. Багнольда (1941, 1954). В этих работах охарактеризованы многие стороны сложных процессов разрушения, переноса и отложения обломочного материала ветром. А. И. Знаменским, Р. А. Багнольдом и В. В. Звонковым затронута физическая сторона процессов и делаются попытки дать количественную оценку главным факторам, в то время как другие исследования имеют главным образом геолого-геоморфологическую и географическую направленность.

Мы полагаем, что скорость разрушения пород ветром зависит от характера их поверхности и свойств. Скальные породы разрушаются ветром очень медленно. Характер поверхности и физические свойства осадочных пород зависят от гранулометрического состава и связности (монолитность). Чем ниже она, тем обычно выше скорость разрушения.

Степень связности зависит от множества факторов (влажность поверхностного слоя породы, ее структурность, трещиноватость, засоленность, богатство органическими остатками, степень цементации и т. д.). Совершенно рыхлые и легко развеваемые в сухом состоянии пески во влажном состоянии становятся связными и ветром практически не разрушаются, а обычно связные супесчано-суглинистые породы, разрыхленные колесами транспорта на грунтовых дорогах, легко переносятся даже слабым ветром.

Приводимые во многих работах данные о критических скоростях ветра, при которых частицы грунта того или иного размера приходят в движение, оказываются справедливыми лишь по отношению к совершенно рыхлым и сухим отложениям. В природной же обстановке, где

породы нередко в той или иной степени связны, эти величины могут быть совсем иными. Кроме того, отрыв частицы и переход ее в движение происходят чаще всего не столько под влиянием давления самого потока воздуха, сколько в результате бомбардировки ее другими частицами, влекомыми ветром (коррозия). Все это значительно отличает реальную картину разрушения отложений ветром от элементарного перекатывания частиц потоком воздуха по плоскости.

Скорость разрушения пород и объем возникающего при этом наноса определяются прежде всего скоростью ветра, но они зависят также от множества других факторов. Так, влажная поверхность солончака почти не разрушается даже при сильном ветре, однако понижение уровня грунтовых вод и погружение зоны их капиллярного поднятия ниже поверхности почвы вызывает быстрое высыхание верхнего слоя и разрыхление частиц грунта возникающими кристалликами солей. Монолитность верхнего слоя отложений становится крайне низкой, и поэтому интенсивная дефляция проявляется даже при умеренных ветрах.

Процесс дефляции осадочной породы сопровождается созданием частиц различной величины и формы. Очень крупные частицы (если таковые содержались в породе или образовались в процессе ее разрушения) не переносятся ветром и по мере выноса более мелких накапливаются в виде различных «интегральных» плащей. Более мелкие частицы приходят в движение и уносятся ветром. Не всегда осадочная порода рассыпается на те же элементарные частицы, из которых она ранее состояла. Иногда образуются частицы, состоящие из нескольких или множества первичных частиц породы или, напротив, являющиеся обломками ранее единого зерна. Например, в южной части пустыни Кара-Кум и в Западной Туркмении широко распространены современные эоловые отложения, состоящие из песка и алеврита, часть зерен которых состоит из сухой глины. Этот своеобразный глиняный песок и алеврит образуются в результате дефляции и переноса материала глинистых пролювиальных такырных равнин. С другой стороны, в центральных районах пустыни Кара-Кум, где дефляции подвергаются аллювиальные пески с глиняной галькой, последняя часто рассыпается на мелкие обломки, которые также дают глиняный песок и алеврит, переносимый ветром.

Характер транспортировки ветром материала, образовавшегося в результате дефляции, различен. В работах А. И. Знаменского и Р. А. Багнольда показано, что перенос ветром обломочного материала происходит трояким путем: наиболее тяжелые и крупные частицы влекутся по поверхности почвы под влиянием упругих ударов более мелких частиц и непосредственного давления потока ветра (волочение); более мелкие частицы движутся, совершая скачки (сальтация), а самые мелкие и легкие переносятся в толще воздуха (взвешенный нанос). Таким образом, степень подвижности частиц разного размера и формы резко различна. Кроме того, с ростом скорости ветра растут предельные размеры свободных частиц, переносимых ветром в виде влекомого и взвешенного наноса. Наши наблюдения в Западной Туркмении, пустыне Кара-Кум, районе дельты Волги и Целинном крае дают возможность привести данные о переносе ветром частиц различной крупности на высоте 1,5 *м* над горизонтальной поверхностью, лишенной растительного покрова:

Скорость ветра	Волочение, *мм*	Сальтация, *мм*	Взвешенный нанос, *мм*
Штиль и слабый ветер (до 3 *м/сек*)	Вовлечения обломочного материала в движение ветром практически не происходит, поднятые в воздух частицы мельче 0,05 *мм* переносятся в виде взвеси.		
Слабый и умеренный ветер (3—8 *м/сек*)	менее 1,5	1,5—0,05 *мм*	менее 0,05
Свежий и сильный ветер (8—10 *м/сек*)	менее 3	0,1—1,5 *мм*	менее 0,1
Шторм и ураган (свыше 20 *м/сек*)	до 10	0,5—3 *мм*	менее 0,5

Эти данные несколько отличаются от данных других исследователей (Батурин, 1947; Звонков, 1962). В природной обстановке ветер всегда имеет порывистый характер, поэтому при данной средней скорости ветра могут переноситься частицы более крупного размера, чем вычисленный теоретически или установленный опытным путем в лабораторной обстановке. Как видно из таблицы, частицы песчаного и более крупного размеров переносятся ветром главным образом в виде влекомого, а более мелкие — взвешенного наноса.

В большинстве областей дефляции обычно возникает и влекомый и взвешенный нанос. Обилие наноса, а также количественное соотношение между влекомым и взвешенным наносом зависят от состава, свойств разрушаемой породы и других особенностей природной обстановки. Например, в Западной Туркмении в пределах сложенной разнозернистыми песками древней морской равнины, образовавшейся во время новокаспийской трансгрессии, формируется главным образом влекомый нанос, а в северной части низменных Кара-Кумов, сложенных с поверхности древними эоловыми тонкозернистыми песками и алевритами, образуется в большом количестве взвешенный нанос. Вообще области дефляции существенно алевритовых и суглинисто-глинистых пород дают много взвешенного, а песчаных — влекомого наноса. Слоистые песчано-глинистые породы образуют при разрушении ветром обычно оба вида наноса. Состав породы является, следовательно, главным (но не единственным) фактором, определяющим характер возникающего в результате дефляции эолового наноса.

Как указывалось, судьба наноса, влекомого у поверхности Земли и переносимого в толще атмосферы, складывается по-разному. Проследим сначала основные особенности переноса и накопления относительно менее подвижного влекомого наноса.

Структура потока воздуха в приземном слое атмосферы отличается значительной сложностью и существенно меняется в зависимости от рельефа местности и других причин. Крупные неровности земной поверхности (горные страны, отдельные хребты, плато, возвышенности, низменности и т. д.) оказывают большое влияние на распределение давлений, скоростей и направлений движения значительного слоя атмосферы, т. е. на общую картину движения воздушных масс. Сравнительно мелкие формы рельефа (речные долины, гривы, котловины, бугры и т. д,), напротив, на перенос массы в целом существенно не влияют, но зато оказывают воздействие на структуру потока воздуха у поверхности Земли. Эту нижнюю часть потока воздуха, в пределах которой сказывается влияние сравнительно мелких неровностей земной поверхности, в одной из наших работ (Волков, 1964) мы предложили назвать ветровым потоком, выделяя его из более общего понятия перемещения воздушной массы в целом.

Влекомый нанос (главным образом песок) переносится ветром в самом приземном слое воздуха, толщина которого измеряется обычно единицами сантиметров и редко превосходит первые десятки сантиметров (Багнольд, 1941, 1954; Знаменский, 1942, 1950, 1952). В пределах этого слоя поток воздуха производит весьма значительную работу по перемещению обломочного материала, вследствие чего скорость и давление здесь иные, чем за его пределами. А. И. Знаменский называет этот смешанный поток воздуха и песка ветро-песчаным потоком.

Итак, перемещение влекомого наноса осуществляется в тонком приземном слое воздуха — ветро-песчаном потоке. Конкретные условия формирования последнего определяются особенностями структуры потока воздуха, обтекающего достаточно мелкие неровности земной поверхно-

сти (ветровой поток), количеством и качеством материала, формирующегося в данной области дефляции. Описание свойств ветро-песчаного потока можно найти в работах Р. А. Багнольда и А. И. Знаменского, сравнительную характеристику свойств ветрового и ветро-песчаного потока — в некоторых наших статьях (Волков, 1955, 1964). Здесь же укажем лишь главнейшие их особенности.

Главным свойством ветрового потока является наличие в нем значительных отклонений давления, направления и скоростей отдельных струй от таковых над плоской поверхностью. Возникают вихревые и компенсационные токи воздуха, накладывающиеся на общий поток. Такие токи легко обнаружить, наблюдая ориентировку гребней ветровой ряби на склонах аккумулятивных эоловых форм рельефа (Кунин, 1930). Вследствие этого направление и скорость перемещения отдельных струй воздуха у поверхности земли и переноса влекомого наноса, т. е. свойства ветро-песчаного потока, могут существенно отличаться от средней скорости ветра над плоской поверхностью.

Важнейшим свойством ветро-песчаного потока является степень насыщенности его наносом. При данной скорости ветра может переноситься количество песка, не превышающее определенную критическую величину (Знаменский, 1957). Иными словами, можно различать ветро-песчаный поток недонасыщенный, насыщенный и пересыщенный песком. В первом случае возможно вовлечение в движение новых порций наноса (дефляция), во втором — такое вовлечение невозможно (транспорт), а в третьем — часть наноса неминуемо выпадает в осадок и прекращает движение (аккумуляция). Естественно, с изменением скорости ветра меняются критические величины количества песка, переносимого им без аккумуляции. Чем выше скорость ветра, тем это количество больше, вследствие чего определенные участки земной поверхности, являющиеся при слабых ветрах областями аккумуляции, при более сильном ветре могут превращаться в области выноса материала или области безаккумулятивного переноса его.

Другими важными свойствами ветро-песчаного потока следует признать наличие вполне определенной зависимости между скоростью ветра у поверхности земли и размером частиц, переносимых в виде влекомого наноса, как это следует из приведенной выше таблицы. При данной скорости ветра переносятся частицы вполне определенных размеров. Частицы крупнее и тяжелее определенной критической величины остаются неподвижными. Частицы же менее и легче некоторой другой критической величины переносятся уже в виде взвешенного наноса. В каждом ветро-песчаном потоке происходит, таким образом, сортировка материала по весу, форме и размерам. Ударяясь друг о друга, частицы истираются и раскалываются, поэтому ветро-песчаный поток постоянно выделяет мелкие частицы (взвешенный нанос). Кроме того, происходит окатывание частиц. При изменении скорости движения ветро-песчаного потока указанные критические размеры меняются, поэтому при разных скоростях ветра отлагаются частицы разного размера, и эоловый влекомый нанос имеет слоистость.

Аккумуляция влекомого эолового наноса чаще всего сопровождается появлением разнообразных эоловых аккумулятивных форм рельефа. Последние могут быть одиночными (барханы, барханные цепи, пирамидальные и параболические дюны, одиночные гряды и т. д.), но чаще всего наблюдаются более или менее обширные массивы, в пределах которых эоловые формы рельефа ритмично повторяют друг друга.

Каждая эоловая аккумулятивная форма рельефа оказывает значительное обратное влияние на структуру ветрового потока, изменяя давление, скорость и направление отдельных струй воздуха.

Ветро-песчаный поток, образуемый у поверхности склонов формы рельефа, также обладает весьма сложной структурой. Так, на наветренных склонах чаще всего происходит более или менее интенсивный вынос материала, т. е. ветро-песчаный поток оказывается здесь недонасыщенным (дефляция), в то время как на подветренном склоне он пересыщен, и из него непрерывно выпадает осадок. Далеко не всегда при этом на подветренном склоне выпадает в осадок весь материал, переносимый по наветренному склону формы и достигающий ее вершины. Почти всегда часть наиболее легких частиц, переносимых по наветренному склону в виде влекомого наноса (сальтация), на вершине формы, где скорость ветра максимальна, переходит во взвешенное состояние (вершина формы курится). Более тяжелые и крупные частицы перелетают ветровую тень подветренного склона формы и следуют далее в виде влекомого наноса. Следовательно, в верхней части формы непрерывно происходит сортировка материала. На подветренном склоне выпадают в осадок лишь самые крупные и тяжелые частицы, а более легкие уносятся ветром дальше. Значит, каждая эоловая форма рельефа во время активного ветра не только накапливает, но и непрерывно теряет материал. Ввиду этого условием существования и роста формы является положительный баланс наноса. Если выносится материала больше, чем отлагается, форма постепенно размывается ветром и полностью исчезает. Такое исчезновение аккумулятивных эоловых форм рельефа неоднократно наблюдалось нами и описано многими исследователями.

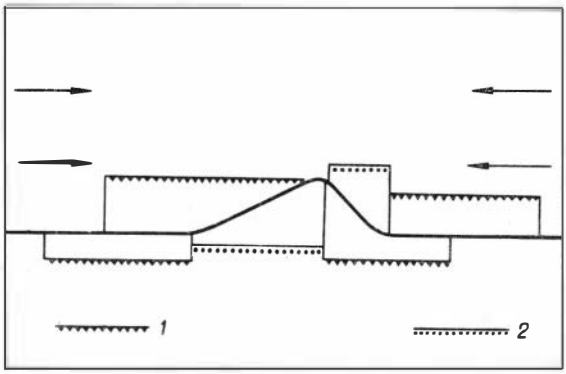


Рис. 9. Перераспределение зон дефляции и аккумуляции у эоловой аккумулятивной формы рельефа при изменении направления ветра.

Области дефляции и аккумуляции: вверху — при ветре слева, внизу — при ветре справа: *1* — область дефляции, *2* — область аккумуляции.

Естественно, характер структуры ветрового и ветро-песчаного потоков над формой с изменением направлений и скоростей ветра в корне меняется. Соответственно меняется расположение областей выноса и накопления (рис. 9). Например, подветренный склон при ветре иного направления может стать наветренным и превратиться из области аккумуляции в область дефляции.

Итак, во время активного ветра в каждом массиве эоловых форм рельефа наблюдается сложная, но строго закономерно построенная мозаика ограниченных по площади областей дефляции, переноса и аккумуляции материала. Она обусловлена обтеканием ветровым потоком отдельных форм рельефа. Структура этой мозаики при изменении скорости и направления ветра существенно меняется. Чем выше скорость ветра, тем, естественно, интенсивнее перемещение материала внутри массива.

Необходимо подчеркнуть, что структура ветрового потока, а значит, и распределение областей дефляции, переноса и аккумуляции над массивом эоловых форм определяются не только строением самих форм, но и некоторыми свойствами самого потока ветра. Мы убеждены, что частицы

воздуха в ветровом потоке, который проносится над рядом эоловых форм, впадают в упругие волновые колебания (продольные и поперечные). Волновые колебания обладают соответствующим ритмом, определяемым прежде всего скоростью ветрового потока. Ритм собственных волновых колебаний ветрового потока может совпадать или не совпадать с ритмом форм рельефа, над которыми он проносится.

Совпадение ритма форм и ритма волновых колебаний ветрового потока является условием устойчивости самих эоловых форм. В том случае, когда такого соответствия нет, появляется тенденция к перераспределению областей дефляции, переноса, аккумуляции материала, и эоловые формы соответственно перестраиваются. Таким образом, строение эоловых форм рельефа, их размеры, конфигурация и ритмичность отражают характер господствующей структуры ветрового потока, под влиянием которого они образовались.

Перестройка эоловых форм рельефа и приведение их в соответствие с внутренней структурой ветрового потока происходят достаточно медленно, так как сопряжены с перемещением значительных объемов влекомого наноса. Ввиду этого строение форм рельефа внутри каждого массива отражает господствующий тип структуры ветрового потока, т. е. некоторую среднюю результирующую работы всех ветров, перемещающих материал в течение достаточно длительного отрезка времени. Только с такой существенной оговоркой можно принять известное положение Б. А. Федоровича (1948б), согласно которому рельеф песков аридных стран отображает процессы циркуляции воздушных масс.

Как уже указывалось, в пределах массива эоловых форм рельефа процессы аккумуляции влекомого наноса практически повсюду сочетаются с его выносом и транспортом. Далеко не везде в областях дефляции повторно перевевается современный эоловый нанос. Очень часто дефляции подвергаются древние породы, на которых этот нанос покоится. Если скорость передвижения форм незначительна или они вообще не передвигаются поступательно, совершая лишь сезонные перестройки под воздействием ветров различных направлений, со временем породы, на которые наложен эоловый нанос, могут быть дефлированы на значительную глубину, а сама форма из чисто аккумулятивной превратится в скульптурно-аккумулятивную (рис. 10).

Строение и генезис таких форм описаны Б. А. Федоровичем (1950), а также многими другими исследователями аридных стран. Ввиду этого наличие цоколя древних пород в основании положительной аккумулятивной формы рельефа нельзя считать признаком ее неэолового происхождения.

Большое влияние на процессы выноса и накопления влекомого наноса оказывает растительный покров. Даже в аридных зонах почти повсеместно поверхность почвы в той или иной степени закреплена растительностью. Растительность резко уменьшает скорость ветра в приземном слое воздуха и тем самым снижает интенсивность процессов дефляции и перемещения эолового влекомого наноса.

Передвижение влекомого эолового наноса в широких масштабах на значительные расстояния наблюдается, по-видимому, крайне редко. Эоловые аккумулятивные формы рельефа почти повсюду сложены главным образом материалом, образовавшимся в результате эоловой переработки местных пород (Сидоренко, 1956, Кривенков, 1959 и др.). Следует ожидать, что и древние эоловые осадки, накопившиеся в результате отложения влекомого наноса, содержат материал, образовавшийся в основном в результате разрушения местных пород.

Изучение закономерностей образования, передвижения и отложения весьма подвижного взвешенного эолового наноса сопряжено с большими трудностями.

Основные закономерности образования в областях дефляции мелкозема, способного переноситься в виде взвешенного наноса, как уже отчасти показано выше, во многом такие же, как и для влекомого наноса.

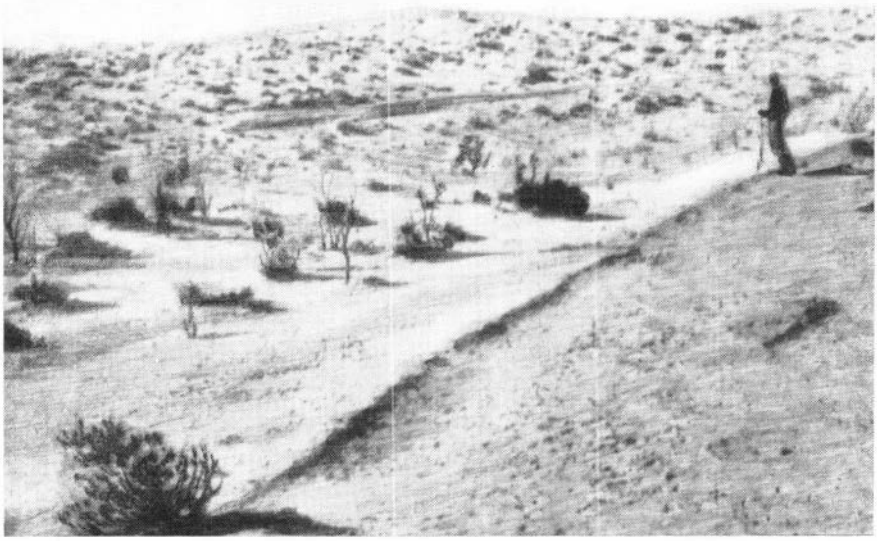


Рис. 10. Цокольные скульптурно-аккумулятивные гряды в центральной части пустыни Кара-Кум. В нижней части склонов гряд видны выходы аллювиальных отложений каракумской свиты, которыми сложены и межгрядовые понижения.

Главными факторами образования достаточно мелкозернистого материала являются исходный механический состав породы и разнообразные природные процессы предварительного разрыхления ее поверхности. Среди этих процессов особенно важное значение имеет широко распространенная в аридных зонах кристаллизация солей на поверхности пород в результате испарения грунтовых растворов, при которой мелкие кристаллики соли разрыхляют связные алевритовые и суглинисто-глинистые породы до состояния свободной пыли (Федорович, 1950, 1957). Особенно интенсивен этот процесс в относительно пониженных участках местности, где возможно временное сезонное скопление атмосферных вод, а грунтовые воды (обычно в той или иной степени минерализованные) расположены близко к поверхности. По-видимому, с проявлением именно этого процесса совместно с эоловым выносом материала следует связывать происхождение многочисленных котловин и понижений аридных зон, размеры которых свидетельствуют о грандиозных масштабах выноса материала ветром.

Не меньшее количество взвешенного эолового наноса получается при развеивании слоистых осадочных пород, в которых песчаные и гра-

вийные слои чередуются с существенно алевритовыми, суглинистыми и глинистыми. Тяжелые (песчаные и гравийные) частицы во время активных ветров, беспрерывно прыгая по поверхности почвы, выполняют роль своеобразных природных «терок», активно разрушающих поверхность слоев алевритового, суглинистого и глинистого состава (коррозия). При этом до состояния пыли первоначально может быть разрушена лишь часть слоя, в то время как другая часть его даст влекомый нанос, который позже, уже во время переноса, быстро истирается, обращаясь в пыль.

Так же как и для влекомого наноса, важнейшим фактором, определяющим характер переноса частиц в виде взвешенного наноса, является структура движущейся массы воздуха. Перенос частицы во взвешенном состоянии возможен лишь в том случае, если турбулентные токи, направленные вверх, в состоянии удержать частицу в воздухе. Ввиду этого чем интенсивнее турбуленты, чем беспокойнее внутренняя структура воздушной массы, тем более крупные частицы способны переноситься в ее толще. Совершенно очевидно, что между интенсивностью всякого рода поперечных токов воздуха, так или иначе направленных вверх, и скоростью передвижения воздушной массы существует прямая зависимость. Вместе с тем считать эту зависимость единственной было бы неправильно. Простые наблюдения за характером ветрового потока показывают, что при одинаковой скорости перемещения массы воздуха в целом структура его турбулентных токов может быть самой различной. Ветер может быть ровным и порывистым, причем сила отдельных порывов может, по-видимому, колебаться в самых широких пределах. Вертикальные токи внутри массы воздуха могут иметь не только чисто динамическую природу. Например, важную роль играют восходящие токи, связанные с неравномерным нагревом солнечными лучами поверхности почвы или разных частей воздушной массы. В целом же наблюдения свидетельствуют о крайней сложности и слабой изученности механики перехода мелких частиц во взвесь, т. е. ассимиляции воздушной массой взвешенного наноса. Большое значение имеют, по-видимому, не только турбулентные вихревые токи, но и влажность воздуха, первоначальная насыщенность его пылью, электрические свойства воздуха и частиц породы и т. д. Во всяком случае, интенсивность вовлечения частиц в движение в виде взвешенного наноса при одинаковых скоростях ветра в приземном слое бывает самой различной и зависит, таким образом, далеко не только от одной скорости движения воздушного потока.

Процесс переноса ветром взвешенного наноса, так же как и влекомого, имеет резко выраженную периодичность, но уже иного плана. Перемещение влекомого наноса начинается практически одновременно с появлением активного ветра, в то время как для обогащения воздушной массы взвешенным наносом необходимо некоторое время. То же следует сказать и о прекращении движения, т. е. о выпадении частиц в осадок. Как видим, процесс переноса частиц во взвешенном состоянии обладает некоторой инерционностью.

Ввиду того, что периоды активного ветра, во время которого происходит перенос взвешенного наноса, чередуются со штилями или слабыми ветрами, в конце каждого периода на поверхности почвы в пустыне и полупустыне накапливается некоторое количество пыли, выпавшей из атмосферы после прекращения предыдущего активного ветра. Во время более или менее быстрого нарастания скоростей ветра после штиля пыль вновь поднимается в воздух. Поэтому в начальную стадию активного ветра обычно происходит особенно быстрое и обильное обогащение воздуха взвешенным наносом, благодаря чему прозрачность атмосферы рез-

ко снижается. Когда пройдет эта своеобразная волна воздуха, обогащенного пылью, количество взвешенного наноса уменьшается даже при сравнительно высокой скорости ветра, а условия видимости существенно улучшаются. В заключительные стадии активного ветра, к моменту смены его штилем, из толщи атмосферы выпадает взвешенный нанос в виде тонкого слоя пыли, покрывающей поверхность почвы и все предметы.

Наблюдения над черными и пыльными бурями показывают, что дальность переноса взвешенного наноса даже за одну фазу активного ветра может достигать очень больших величин, измеряемых тысячами километров (Доскач и Трушковский, 1963; Островский, 1963; Звонков, 1962; Жуков, 1964, и др.). В период бурь большое количество мелкозема поднимается на несколько километров, где скорости ветра обычно значительно выше, чем в приземном слое атмосферы. Поэтому частицы могут за непродолжительное время преодолевать огромные расстояния.

Длительность, направление и дальность переноса, обилие материала, характер попутной его сортировки — все эти величины для взвешенного наноса целиком определяются направлением, скоростью передвижения содержащей нанос массы воздуха и характером ее внутренней структуры, наличием в ней токов воздуха, препятствующих выпадению осадка. В целом, естественно, наименьшую дальность переноса обычно имеют наиболее крупные частицы, тогда как мелкие могут отлагаться далеко за пределами зон дефляции.

Седиментация взвешенного эолового наноса происходит в результате как оседания частиц на поверхность почвы под влиянием их собственного веса, так и путем удаления частиц из атмосферы осадками. В противоположность влекомому эоловому наносу, отложение которого происходит неравномерно и сопровождается обычно созданием разнообразных форм рельефа, взвешенный нанос всегда выпадает в виде тонкого более или менее равномерного слоя, покрывающего огромные пространства. При этом эоловый нанос обычно перераспределяется талыми снеговыми и дождевыми водами.

Такой характер седиментации взвешенного эолового наноса сильно затрудняет оценку количества материала, испытавшего перенос в атмосфере в виде взвешенного наноса, однако даже самые примитивные наблюдения и грубые подсчеты свидетельствуют о грандиозных масштабах этого явления (см. раздел об эрозии почв).

Заканчивая обзор основных закономерностей современных эоловых процесов, следует подчеркнуть, что интенсивность дефляции и перемещения наносов при прочих равных условиях исключительно сильно возрастает с увеличением скорости ветра. Ввиду того, что движущая сила потока возрастает пропорционально квадрату его скорости, увеличение скорости ветра на 1 *м/сек* при значительных ее величинах вызывает неизмеримо большую «удельную» интенсификацию эолового процесса, чем такое же увеличение при низкой исходной скорости воздушного потока. В связи с этим повторяющиеся сравнительно редко активные ветры ураганной силы при благоприятных условиях выполняют основную работу по транспорту эоловых наносов и моделировке рельефа, подобно тому как половодья на реках выполняют основную работу по передвижению наносов и моделировке рельефа на дне и берегах рек. Во время сильных ураганных ветров достигает максимума также интенсивность разрушения древних отложений, обычно значительно более монолитных, чем современный эоловый нанос. В это время ветро-песчаный поток наиболее насыщен влекомым наносом и достигает максимальной толщины, причем в нем переносится относительно весьма крупный материал. Естественно, наблюдения за переносом эоловых насосов в таких условиях крайне

затруднены, поэтому дать оценку размерам переносимого материала также трудно. Осенью 1951 г. во время очень сильного шторма в районе урочища Урунджик в Западной Туркмении автор наблюдал, как отдельные порывы ветра переносили в виде влекомого наноса обломки раковин до 20 *мм* в поперечнике и гальку размером 5—10 *мм*. По всей вероятности, во время отдельных порывов урагана могут приходить в движение и более крупные обломки пород.

Сильными штормовыми и ураганными ветрами переносится и отлагается материал, значительно более крупный, чем умеренными и слабыми. Это относится как к влекомому, так и взвешенному наносу. Но каждому появлению ураганного ветра и шторма предшествует постепенное нарастание скорости воздушного потока, а позже какой-то кульминационной точки скорость ветра, напротив, начинает падать. Соответственно меняется и крупность наноса. Постепенное возрастание скоростей сопровождается вовлечением в движение ранее неподвижных крупных частиц, а во время спада скоростей ранее двигавшиеся частицы более или менее последовательно по размеру выпадают в осадок, поэтому эоловые отложения влекомого и взвешенного наноса обладают некоторой слоистостью. Правда, очень часто элементарные слойки оказываются настолько тонкими, что частицы в них лежат всего в несколько рядов, а иногда в один ряд и даже поодаль друг от друга. Особенно часто так залегают относительно более крупные частицы.

Не вдаваясь далее в описание сложного процесса образования эоловой слоистости, отметим только, что обычно эоловые отложения обладают в целом значительно более однородным составом (алеврит, песок, гравий), чем водные (от глин до грубых галечников и валунников). Сортировка материала в целом в эоловых отложениях может колебаться в самых широких пределах в зависимости от многочисленных местных условий седиментации (отложение чистого воздушно-сухого влекомого наноса без участия и с участием растительности, отложение смеси влекомого и взвешенного наноса с участием травянистой растительности, налипание сухих частиц на мокрую поверхность такыров, солончаков и высыхающих луж и т. д.). Многообразие условий седиментации является причиной крайней пестроты состава отложений современных областей интенсивного проявления эоловых процессов. Нет сомнения, что древние эоловые отложения тоже весьма различны по составу, характеру структуры и текстуры. Следует иметь в виду также, что длительность переноса материала в виде влекомого наноса, от которой зависит степень окатанности частиц, может быть самой различной. Ввиду этого и типичные особенности строения поверхности зерен, указываемые обычно в руководствах как признак эолового генезиса осадка, в действительности наблюдаются лишь в тех эоловых отложениях, которые претерпели длительный и многократный перенос. Между тем значительно реже упоминается в руководствах признак, присущий практически всем осадкам, претерпевшим эоловый перенос в виде влекомого наноса, а именно сравнительная бедность осадка зернами, имеющими форму пластин, такими, например, как зерна слюды. Эти зерна очень легко подхватываются и уносятся ветром даже при весьма малой длительности переноса влекомого эолового наноса, поэтому последний их содержит обычно очень мало.

Многие исследователи среднеазиатских пустынь подчеркивают, что поверхность большинства эоловых аккумулятивных форм рельефа в той или иной степени закреплена растительным и почвенным покровом, а подвижные оголенные формы встречаются главным образом вблизи колодцев и населенных пунктов, где поверхность почвы разрыхляется, а растительный покров уничтожается искусственно, в результате хозяйст-

венной деятельности человека (Суслов, 1947; Петров, 1950 и др.). С другой стороны, распространено мнение, что аккумулятивные эоловые песчаные формы рельефа пустынь (главным образом «полузакрепленные» и «закрепленные») все же являются в основном современными образованиями, так как под влиянием ветра они постоянно и довольно быстро перестраиваются.

В результате анализа строения песчаного рельефа низменных Кара-Кумов мы пришли к заключению, что большинство крупных песчаных форм рельефа этой пустыни является древними и в современной природной обстановке разрушается, превращаясь в более мелкие формы, имеющие совершенно иной план строения и сложенные иным материалом. Эти древние, преимущественно аккумулятивные, часто в той или иной степени цокольные формы рельефа (рис. 11) образовались на плоской равнине, сложенной аллювиальными и иными не эоловыми отложениями. Их строение свидетельствует о том, что ветры, под влиянием которых они образовались, имели преобладающее направление с запада на восток (возможно, с северо-запада на юго-восток). Позже эти формы рельефа были полностью закреплены, а в настоящее время они постепенно перерабатываются в более мелкие формы иной ориентировки и конфигурации. И размеры этих древних форм и состав материала, слагающего их, свидетельствуют о том, что в момент их образования ветры имели значительно более высокие скорости, чем в настоящее время.

В полупустынной, степной, лесостепной и даже таежной зонах, где в современных условиях эоловые процессы без вмешательства человека проявляются крайне слабо, также широко распространены древние эоловые формы рельефа, в настоящее время постепенно разрушаемые. Они имеют различное строение и, по-видимому, различный возраст.

Приведенные данные позволяют заключить, что в прошлом эоловые процессы проявлялись не всегда с одинаковой интенсивностью. В некоторые отрезки времени они почти полностью замирали, а в другие — были крайне широко распространены даже далеко за пределами современных аридных зон. Для широкого распространения эоловых процессов в области, где они ранее не проявлялись, необходимо, чтобы природа вследствие изменений климата приобрела некоторые вполне определенные особенности. К числу таких особенностей следует отнести отсутствие сплошной древесной растительности, отсутствие или изреженность травянистой растительности, сухую и разрыхленную в течение значительной части года поверхность обнаженных пород (осадочных), достаточно высокие скорости ветра. В этих условиях эоловые процессы достигают некоторой степени активности. В местах дефляции происходит разрушение пород, образование рыхлого мелкозема, который транспортируется и отлагается в виде влекомого и взвешенного наноса. При этом каждый в той или иной степени ограниченный по площади участок дефляции, откуда идет вынос материала, окружен или граничит с участком, в пределах которого отлагается влекомый нанос. Еще дальше располагается область аккумуляции взвешенного наноса.

Если рассматривать территорию активного проявления эоловых процессов в широком региональном аспекте как единую арену выноса, транспорта и отложения материала, очевидно, ее также придется подразделить, по крайней мере, на три области, взаимное пространственное размещение которых будет определяться режимом активных ветров и многими другими факторами (рис. 12). Центральную область, где расположена основная масса очагов дефляции и из которой в целом происходит активный вынос материала, можно назвать областью преобладания дефляции. По соседству или вокруг этой области будет располагаться

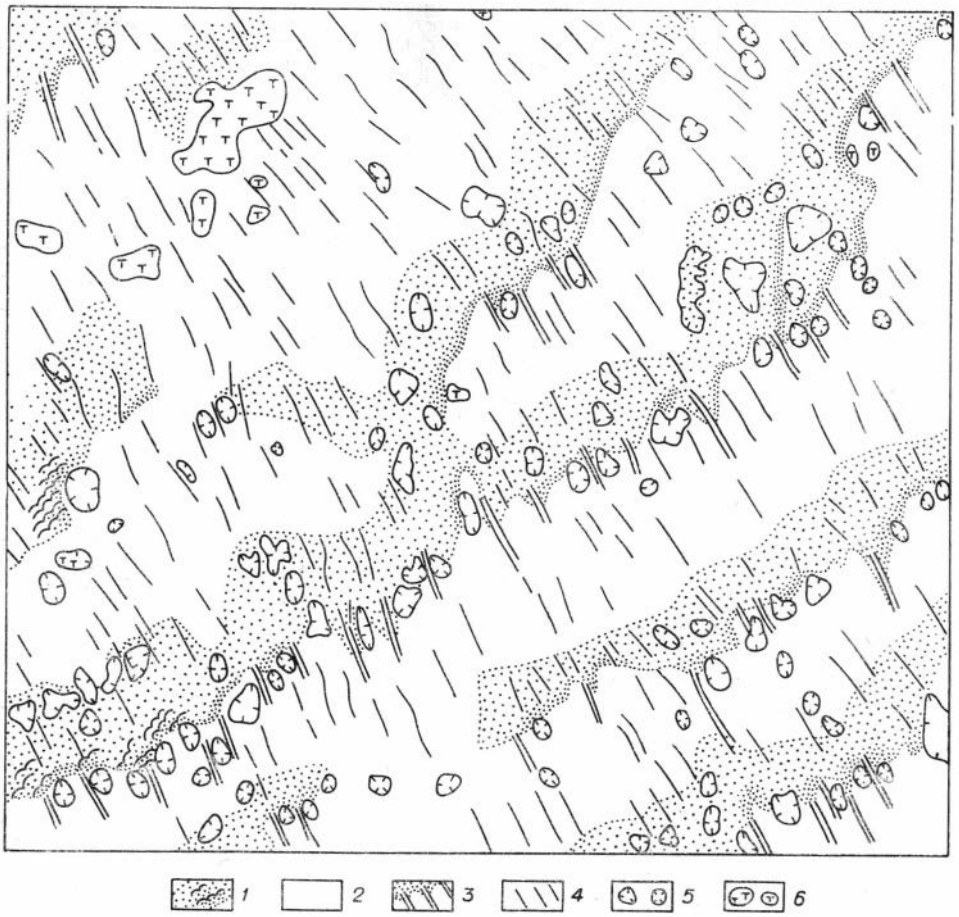


Рис. 11. Древние и современные эоловые формы рельефа севернее пос. Бахардок в центральной части пустыни Кара-Кум (схема дешифрирования аэроснимка).

1 — древние крупные преимущественно аккумулятивные гряды с крутыми юго-восточными склонами и местами «обарханенными» вершинами, *2* — поверхность первичной плоской равнины, за счет переработки которой образовался эоловый рельеф, *3* — современные продольные ветру крупные гряды осложняющие крутые склоны древних гряд, *4* — современные мелкие песчаные гряды, *5* — котловины выдувания, *6* — такыры.

область преобладания отложения влекомого наноса, хотя здесь могут встречаться и отдельные очаги дефляции. За пределами этих двух областей будет расположена зона преобладания отложения взвешенного наноса. Здесь процессы дефляции, перемещения и отложения влекомого наноса проявляются слабо или отсутствуют. В целом по мере удаления от областей дефляции будет наблюдаться закономерное изменение состава отлагающегося наноса от наиболее грубого в центральной части области преобладания дефляции к наиболее тонкому в периферических частях области преобладания аккумуляции взвешенного наноса.

В том случае, если ход изменений природной обстановки будет способствовать дальнейшей активизации эоловых процессов и увеличению скоростей активных ветров, сфера деятельности этих процессов расширится. Разрушение пород ветром станет более активным. Участки местности, на которых ранее преобладало отложение влекомого наноса, могут отчасти превратиться в очаги дефляции, а внутренние районы об-

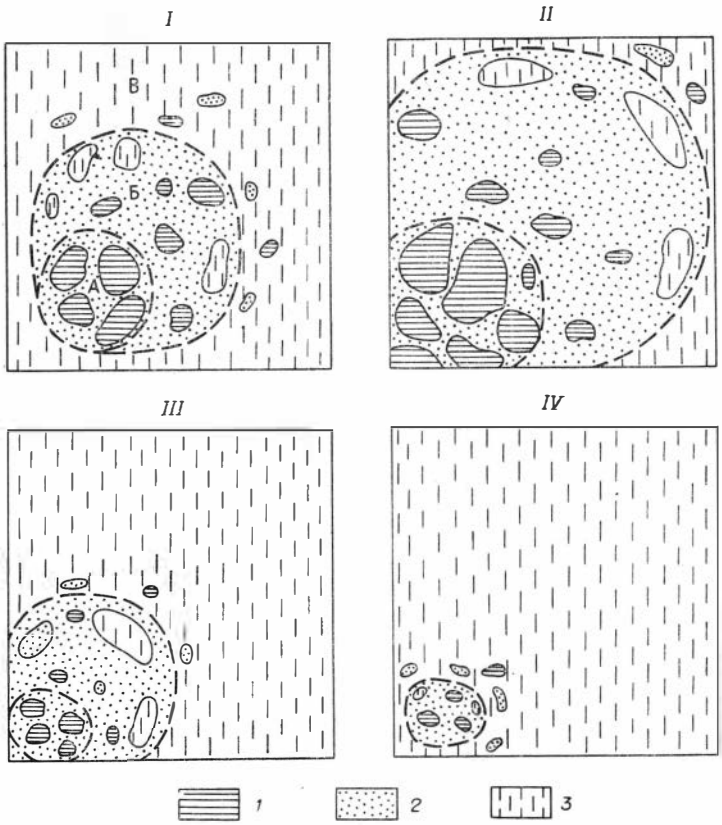


Рис. 12. Развитие эоловых процессов во времени (эпоха активации эоловых процессов).

1 — дефляция, *2* — накопление влекомого наноса, *3* — накопление взвешенного наноса. *А* — область преобладания дефляции, *Б* — область преобладания накопления влекомого наноса, *В* — область преобладания накопления взвешенного наноса. *I* — ранний этап активизации эоловых процессов, *II* — этап максимальной активизации эоловых процессов, *III* — ранний этап ослабления эоловых процессов, *IV* — этап минимальной активизации эоловых процессов.

ласти преобладания накопления взвешенного наноса попасть в зону аккумуляции влекомого наноса. Границы областей преобладания дефляции и аккумуляции влекомого наноса, таким образом, расширятся. При этом повсюду станет отлагаться материал, относительно более крупный, чем ранее.

После того как эоловые процессы достигнут наивысшей активности и природные условия станут изменяться в сторону, неблагоприятную для их проявления, область преобладания дефляции может сильно сократитьс я или полностью исчезнуть. Площади и интенсивность разрушения древних пород ветром также резко сократятся. Все более и более будет возрастать роль вторичного перемещения и аккумуляции ранее отложенного эолового наноса. Соответственно сократятся и границы области преобладания аккумуляции влекомого наноса. Ритм эоловых аккумулятивных форм рельефа станет более коротким, а сами формы — более мелкими, усилятся процессы закрепления ранее подвижных форм растительностью и почвенным покровом и вторичной их переработки в

более мелкие. Повсюду станет отлагаться материал все более и более тонкий.

Вследствие закономерных изменений природной обстановки во время периода активного проявления эоловых процессов, в частности динамики воздушных масс, комплекс образовавшихся форм рельефа и толща накопившихся эоловых осадков также будут обладать определенными закономерностями (рис. 13 и 14). В области, где эоловые процессы достигали наибольшей активности, т. е. где была область преобладания дефляции, будет наблюдаться широкое развитие скульптурных и скульптурно-аккумулятивных, изваянных эоловых форм рельефа, в частности различных останцев, котловин и впадин, выработанных в отложениях не-

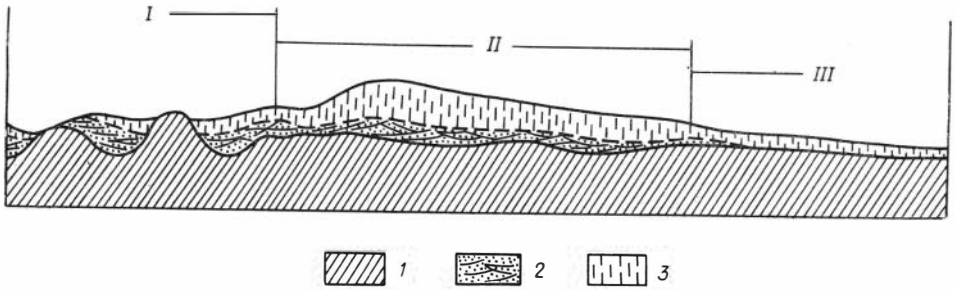


Рис. 13. Эоловые отложения в момент завершения эпохи активизации эоловых процессов.

I — бывшая область преобладания дефляции, *II* — бывшая область преобладания накопления влекомого наноса, *III* — бывшая область преобладания накопления взвешенного наноса. *1* — древние породы, *2* — влекомый нанос, *3* — взвешенный нанос.

элового происхождения. Здесь же будут распространены и преимущественно аккумулятивные эоловые формы рельефа, образовавшиеся в различные моменты периода активизации эоловых процессов. Формы, возникшие к моменту максимального оживления эоловых процессов, будут более крупными и сложены относительно грубозернистым материалом, а формы, созданные в заключительные стадии, будут мельче и состоять из относительно тонкозернистого осадка. По мере удаления от области былого господства процессов дефляции скульптурные и скульптурно-аккумулятивные формы рельефа постепенно сменяются мелкими аккумулятивными формами и толщей эоловых отложений, залегающих в виде покрова на формах рельефа и отложениях неэолового происхождения.

На некотором расстоянии от былой области преобладания дефляции, там где происходило наиболее обильное накопление влекомого и взвешенного наноса, мощность этих покровных эоловых отложений достигнет некоторого максимума, а еще дальше будет постепенно уменьшаться. При этом материал, из которого состоит толща в целом, будет становиться все более и более мелким. Ввиду того, что в заключительные стадии периода оживления эоловых процессов динамика воздушного потока в целом была значительно спокойнее, чем в период максимума, в верхней части толщи материал будет тоньше, чем в средней и нижней. Естественно, возможны значительные отклонения от этих закономерностей под влиянием различия местных условий седиментации (местные очаги дефляции, характер рельефа, почв, растительного покрова и т. д.). Наиболее существенное влияние оказывает рельеф, который в целом способствует сохранению более высоких скоростей ветра, а значит, и отложению относительно более крупнозернистого материала на склонах и дне доста-

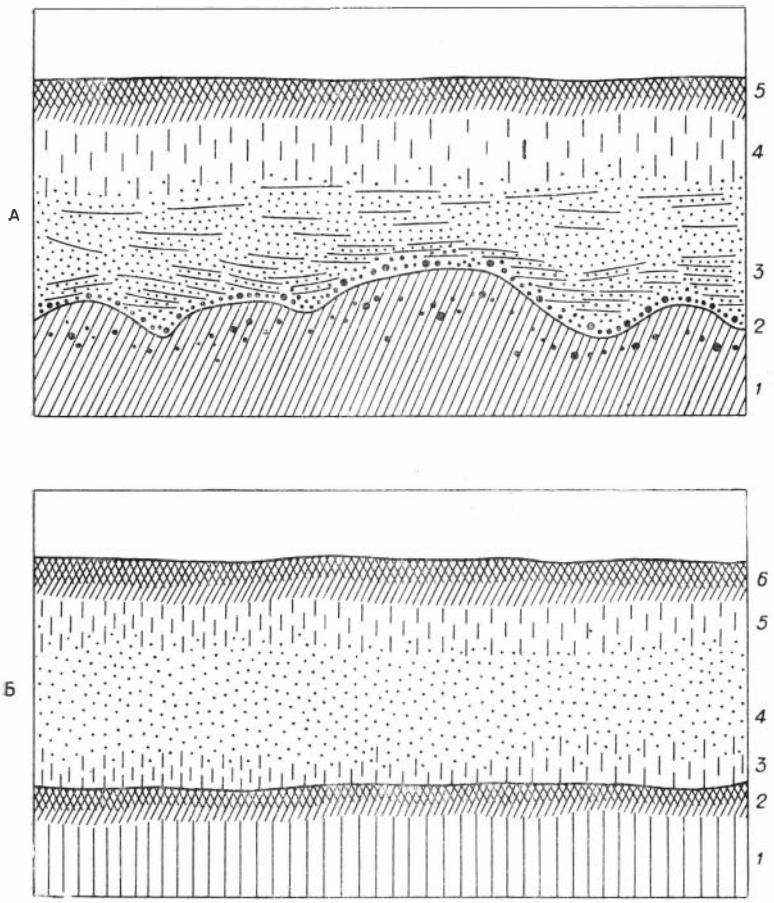


Рис. 14. Элементы строения толщи эоловых отложений.

А — бывшая зона преобладания дефляции и накопления влекомого наноса: *1* — древние породы, *2* — денудированная поверхность древних пород со следами субаэрального выветривания, селективной дефляции и элювиальными «интегральными» плащами, *3* — влекомый нанос с некоторой примесью взвешенного, *4* — взвешенный нанос с некоторой примесью влекомого, *5* — почва; *Б* — бывшая зона преобладания накопления взвешенного наноса: *1* — древние породы, *2* — почва, погребенная под эоловыми наносами, *3* — взвешенный нанос относительно мелкозернистого состава, *4* — взвешенный нанос относительно крупнозернистого состава, *5* — взвешенный нанос относительно мелкозернистого состава, *6* — почва.

точно обширных понижений. Следует отметить также, что описанная «идеальная» схема строения покровных эоловых отложений может быть сильно осложнена разрушительной и созидательной деятельностью других агентов денудации, проявлявшихся одновременно с эоловым переносом и отложением материала.

Итак, разворачиваясь в пространстве и во времени, эоловые процессы то оживляются, то замирают в зависимости от соответствующих изменений природной обстановки, обусловленных колебаниями климата. Многие особенности строения рельефа пустынь и полупустынь указывают на то, что в прошлом процессы разрушения, переноса и отложения материала ветром достигали неизмеримо большей активности, чем в настоящее время. Как это будет показано, из областей с засушливым климатом вы-

несено огромное количество материала. Весьма существенную роль играл вынос материала в виде взвешенного наноса. Этот нанос испытывал быстрый и нередко дальний перенос и отлагался в виде эоловых покровных или водных отложений с той или иной примесью эолового материала. На основании конкретного анализа геологического строения и рельефа района исследований в дальнейших главах мы постараемся наметить основные этапы оживления эоловых процессов, более или менее явные следы которых сохранились до наших дней.

ПРОЦЕССЫ ЭРОЗИИ ПОЧВ

Описанию общих особенностей денудационных процессов, в том числе и явлений эрозии почв, посвящено большое количество работ специалистов различного профиля (географов, почвоведов, геологов, гидрогеологов, инженеров-геологов и др.). В числе работ, опубликованных в последние годы, укажем книги А. С. Козменко (1954, 1957), сборник статей «Значение научных идей В. В. Докучаева для борьбы с засухой и эрозией в лесостепных и степных районах СССР» (1955) под ред. И. П. Герасимова, книги А. Е. Дьяченко и Н. Т. Макарычева (1959), В. В. Звонкова (1962) и Г. В. Павленко (1963). Интересные данные содержатся также в материалах «Тезисы докладов к Конференции почвоведов Сибири и Дальнего Востока» (1962) и в сб. «Пыльные бури и их предотвращение» (1963). В задачу настоящего раздела не входит развернутая характеристика процессов ветровой и водной эрозии в пределах исследуемого района, однако представляется полезным изложить фактические данные и соображения, накопившиеся в процессе исследований ввиду практической важности затронутого вопроса, а также принимая во внимание то, что он тесно связан с основной темой наших исследований.

Как уже указывалось, интенсивное освоение целинных районов Западно-Сибирской низменности изменило скорость и направление денудационных процессов. Количество материала, переносимого водой и ветром, резко возросло. Землепашество в южных районах Западной Сибири приобрело широкие масштабы менее десяти лет назад, и процессы эрозии здесь еще не успели зайти так далеко, как на юге Европейской части СССР, но было бы ошибочным делать вывод о том, что юг Западно-Сибирской низменности менее опасен в отношении проявления процессов эрозии, чем другие районы нашей страны.

В пределах района исследований основные изменения природного ландшафта заключаются в вырубке лесов на севере и распашке степи на юге. Особенно резкие изменения денудационных процессов вызывает распашка степных районов. Она сопровождается ликвидацией травяного покрова, изменением структуры и цвета верхней части почвы. Преимущественно черная окраска ее способствует быстрому прогреванию и стаиванию снегового покрова в весеннее время. Во многих местах стаивание снега опережает оттаивание верхней части сезонной мерзлоты, что весьма способствует проявлению процессов поверхностного стока и смыва на склонах. В более поздний период весны лучший прогрев пашни по сравнению с целиной способствует быстрому понижению влажности и связности верхнего слоя почвы, особенно почв, развитых на породах легкого механического состава (супесей и песков). После весенней вспашки и боронования почва дополнительно разрыхляется и испарение с поверхности значительно возрастает. Поверхностный слой почвы высыхает, нередко теряет свою структуру и связность, и, таким образом, создаются условия для смыва и выдувания. Наиболее благоприятными сезо-

нами для проявления процессов водной и ветровой эрозии являются весна и осень, когда поля оголены и вновь перепахиваются.

Природные условия различных частей района наших исследований неодинаковы, поэтому и процессы эрозии почв проявляются с разной интенсивностью. В пределах лесной зоны ландшафт пока слабо изменен человеком, и процессы эрозии почв проявляются слабо. Южная часть, наоборот, сильно населена и почти повсеместно распахана. Здесь процессы эрозии почв во многих районах протекают довольно активно. В связи с этим ограничимся обзором процессов эрозии почв лишь той части района, которая входит в пределы лесостепи и степи.

Для проявления процессов плоскостной и линейной водной эрозии почв необходимы два основных условия — наличие достаточно значительных уклонов и соответствующий состав залегающих на поверхности геологических отложений (почвенного покрова). В связи с тем, что значительные пространства междуречий Ишимской степи весьма слабо расчленены, широкого проявления процессов водной эрозии здесь ожидать не следует. Она может здесь проявляться лишь на склонах грив, достаточно глубоко врезанных древних долин и озерных котловин. Наиболее подвержены водной эрозии склоны и краевые участки междуречий долин Тобола, Ишима, Камышловского лога, Иртыша, лесостепь, расчлененная современными долинами, а также обладающие сложно расчлененным рельефом Кокчетавская возвышенность и отчасти Тургайская равнина.

Три основные особенности ведения хозяйства способствуют интенсивному проявлению плоскостного смыва почв и линейному размыву (оврагообразованию): вырубка лесов, распашка склонов без соблюдения соответствующих профилактических приемов и развитие сети грунтовых дорог на склонах. Вырубка лесов ведет к значительному ускорению таяния снежного покрова и повышает интенсивность весеннего поверхностного стока, а значит, и процессов эрозии. В результате распашки достаточно крутых склонов (особенно вдоль падения склона) образуются временные ручьи вдоль борозд и начинается линейный размыв. Особенно часто процессы линейного стока проявляются на грунтовых дорогах вблизи речных долин и озерных котловин.

Промоина, образовавшаяся на месте пахотной борозды или колеи грунтовой дороги, при благоприятных условиях возобновления поверхностного стока в конце концов превращается в овраг. В верховьях его происходит интенсивная попятная эрозия. Длина оврага и его глубина постепенно увеличиваются. Если населенный пункт, откуда шла дорога, расположен в верхней части склона или в краевой части междуречной равнины, овраг постепенно подходит верховьями к такому поселку и разрушает его. В северной части лесостепи, освоение которой началось еще в прошлом веке, деревни часто пересечены оврагами и постепенно разрушаются линейным размывом и оползнями.

Еще более опасны в отношении оврагообразования и смыва почв некоторые районы Кокчетавской возвышенности и область Ишим-Тургайского междуречья. Здесь относительные превышения рельефа значительны и повсеместно распространена сеть долин (главным образом с сезонно функционирующими потоками). В недавнее время эти районы были распаханы часто без соответствующих правил. Глубокие промоины здесь появились уже в первые годы после освоения. Нет сомнения в том, что дальнейшее использование этих угодий без противоэрозионных мероприятий приведет к быстрому оврагообразованию.

Для лесостепных и степных районов Западной Сибири, в том числе района наших исследований, характерна большая неравномерность рас-

пределения осадков как в разные сезоны одного года, так и от года к году. Ввиду этого и процессы водной эрозии проявляются неравномерно. Наиболее активны они в годы с обильными зимними осадками и наиболее глубоким снежным покровом. В такие годы процессы водной эрозии могут проявиться там, где их ранее не было. Появившиеся промоины при благоприятных условиях могут в дальнейшем превратиться в овраги.

Оврагообразование в большинстве случаев не является неизбежным процессом. Легче всего этот процесс прекратить в самые ранние этапы его развития. Чем позже будет начата борьба, тем больших усилий она потребует. Основные мероприятия должны быть направлены на предельное ослабление интенсивности стока в верховьях оврага и прекращение попятной эрозии. В каждом конкретном случае эти меры выбираются в зависимости от причин оврагообразования. Последние же после соответствующих исследований достаточно просто установить, так как основы эрозии почв разработаны достаточно хорошо.

Если ущерб от оврагов нагляден, может быть замечен всеми, легко поддается оценке и даже прогнозу, то вред от плоскостного смыва почвы, незаметно протекающего на распаханных склонах, на первых порах отражается лишь на урожайности. Урон, причиненный эрозией, обычно не может быть выявлен с необходимой определенностью. За несколько десятилетий или даже лет почва может потерять плодородие, а на полное естественное восстановление его нужны столетия. Ввиду этого распашка склонов должна проводиться весьма осмотрительно и с соблюдением соответствующих правил. Лучше же всего склоны, подверженные смыву почв, вообще не распахивать.

В литературе встречаются высказывания о том, что южные районы Западно-Сибирской низменности менее опасны в отношении проявления процессов водной эрозии, чем Европейская часть СССР (Ступина, 1963; Сметанин и Тюменцев, 1962) или Центральная Сибирь, где расчлененность рельефа значительна. Это мнение, как нам представляется, справедливо лишь для плоских междуречных равнин южной лесостепи и северной части степной зоны. Во многих же других районах рельеф достаточно расчлененный, и процессы водной эрозии здесь стали проявляться сразу же после освоения целины.

Для южной части Западной Сибири, в том числе южной части района наших исследований, входящих в область климата с недостаточным увлажнением, наиболее активна и разрушительна ветровая эрозия. Процессы выдувания почвы уже в первые годы после распашки целины вспыхнули с исключительной активностью, в результате чего часть земельных угодий в настоящее время уже выведена из строя и исключена из земельных фондов. Например, только в одной Алейской степи вновь распаханные земли уже полностью утратили плодородие и исключены из фондов землепользования сроком на 10 лет на площади почти миллион гектаров.

Представление о масштабах процессов ветровой эрозии в южной части района наших исследований можно получить из книги А. Е. Дьяченко и Н. Т. Макарычева (1959) и статьи А. В. Тихонова (1963). Эти материалы дополняют результаты наших наблюдений за осаждением атмосферной пыли. Ранней зимой 1962 и 1964 гг. под Новосибирском на астрономической площадке Института математики СО АН СССР, расположенной на лесной поляне, автором собирался серый снег, содержащий взвешенный эоловый нанос. Из такого снега, собранного с площади 0,25 *м*², после его таяния было получено в 1962 г.— 12 *г*, а в 1964 г.— 9 *г* воздушно-сухого наноса. Предполагая, что выпадение эолового наноса происходило равномерно, следует заключить, что

только за начало зимы в 1962 г. на каждый квадратный метр поверхности почвы в районе Новосибирска выпало из атмосферы 48, а в 1964 — 36 *г* наноса, или на каждый квадратный километр соответственно 48 и 36 *т*. Подавляющая часть наноса, как показал беглый просмотр его под бинокуляром, состояла из мелких комочков чернозема. Этот нанос является продуктом ветровой эрозии почв степной зоны Западной Сибири, так как он отлагался при западных и юго-западных ветрах.

В специальных работах процессы ветровой эрозии почв на юге Западной Сибири и в пределах исследуемого района достаточно полно охарактеризованы, поэтому здесь излагаются лишь те данные и соображения, которые получены в процессе наших исследований. Мы полагаем, что среди факторов, влияющих на активность ветровой эрозии, следует различать естественные (природные) и хозяйственные. К первым относится состав обнаженных отложений (главным образом механический состав верхнего слоя почвы), а также общая метеорологическая обстановка в момент оживления эрозии и предшествовавшая ему, ко вторым — общие особенности строения культурного ландшафта и структурное состояние верхнего слоя почвы. Приуроченность активной ветровой эрозии к определенным районам и резкая неравномерность ее проявления во времени — следствие влияния природных факторов. Неодинаковая интенсивность ветровой эрозии в разных районах при сходных природных условиях — следствие воздействия хозяйственных факторов.

Очаги дефляции в пределах степной зоны, и района наших исследований в частности, приурочены главным образом к областям распространения на поверхности осадков и почв легкого механического состава. Такие породы особенно широко распространены на северной окраине и южных склонах Кокчетавской возвышенности, а также в районе долины р. Убаган к югу от оз. Кушмурун. Именно эти районы и являются ареной наиболее интенсивного проявления дефляции. Ветровая эрозия почв представляет собой разновидность эоловых процессов. Разница лишь в том, что она вызвана искусственно человеком в ландшафтных зонах, где в естественной обстановке эоловые процессы отсутствуют.

Выдувание почв сопровождается появлением влекомого и взвешенного наноса, состоящего в значительной степени из мелких комочков верхнего плодородного слоя почвы. Наиболее крупный материал (гравий и песок) переносится в виде влекомого наноса и отлагается обычно недалеко от областей выдувания в тех местах, где скорость ветра непосредственно у поверхности земли падает (целина с травяным покровом, лесные полосы, канавы и кюветы, колки и т. д.) или где поверхность почвы влажная и покрыта водой (болота, солончаки, лужи, озера, реки и т. д.). Более мелкий материал (алеврит, а при сильных ветрах также мелкозернистый и даже среднезернистый песок) переносится в виде взвеси и нередко отлагается на большом расстоянии от областей дефляции. Моменты резкой активизации процессов ветровой эрозии сопровождаются явлениями пыльных и черных бурь. Полная характеристика обоих терминов приведена недавно М. М. Жуковым (1964).

Как уже указывалось при описании эоловых процессов, основным фактором, определяющим интенсивность дефляции для осадочных пород и почв, не защищенных растительным покровом, является степень их связности. Для наиболее подверженных эрозии распаханных почв легкого механического состава в степной зоне связность за-

висит от влажности верхнего слоя почвы (главным образом природный фактор) и степени его разрыхления (главным образом хозяйственный фактор). Соотношение влажного верхнего слоя почвы и степени его разрыхления и определяет интенсивность ветровой эрозии.

Степень влажности верхнего слоя почвы в различные сезоны года и в разные годы неодинакова, поэтому и ветровая эрозия во времени имеет различную степень активности. Эта активность особенно велика, когда верхний слой почвы, не закрепленной растительностью, обладает низкой влажностью. Такие условия часто возникают во время весенних и осенних засух. Засухи бывают далеко не ежегодно. Они не возникают внезапно, а являются следствием сохранения определенной метеорологической обстановки над всем югом Западной Сибири или значительной частью его в течение более или менее длительного времени. Так, почти все исследователи подчеркивают, что осенние пыльные и черные бури особенно часты после сухого лета, а весенние — после малоснежной зимы.

Степень связности верхнего слоя почвы зависит от приемов сельскохозяйственной обработки, поэтому на различно обработанных полях скорость и масштабы эрозии также различны. Это особенно ясно видно по количеству влекомого наноса, накапливающегося у лесных полос. И на юге Украины и в южных районах Западной Сибири мы неоднократно наблюдали, как одна и та же лесная полезащитная полоса, пересекающая различно обработанные поля, оказывается то засыпанной до высоты 2 *м*, то полностью свободной от эолового наноса. Весной 1963 г. на дороге из Целинограда в Атбасар во время очень сильного северо-западного ветра мы наблюдали резко селективное проявление процессов выдувания на различно обработанных полях, вследствие чего в воздухе стояли полосы пыли и песка, видимость в пределах которых была настолько низкой, что приходилось включать фары машины. За границами каждой полосы с наветренной стороны от дороги, там где была целина или поле с прошлогодней стерней, видимость составляла около 1 *км*. Другие исследователи также отмечают, что поля с оставленной прошлогодней стерней во время весенних пыльных бурь выдуваются весьма слабо. Следовательно, характер обработки поля и состояние поверхности пашни в момент активизации ветровой эрозии оказывают на ее интенсивность самое существенное влияние.

Комплекс мероприятий, направленных на предотвращение или уменьшение ветровой эрозии, должен планироваться, по нашим представлениям, исходя как из природных, так и хозяйственных факторов ее активизации. Большинство исследователей концентрирует внимание главным образом на учете хозяйственных факторов. Например, А. Е. Дьяченко и Н. Т. Макарычев (1959) подчеркивают, что борьба с ветровой эрозией должна быть направлена на ослабление скорости ветра в приземном слое и защиту почвы от развевания главным образом посредством соответствующей системы агротехнических приемов. А. В. Тихонов (1963) совершенно справедливо полагает, что агротехнические, лесомелиоративные и организационно-хозяйственные мероприятия должны предусматривать борьбу с дефляцией. Он рекомендует срочно исключить из числа распахиваемых наиболее легко развеваемые песчаные и супесчаные почвы, так как большинство их низкоурожайны. В. В. Звонков (1962) особо подчеркивает значение наблюдений за первичными, вновь возникающими очагами эрозии почв и экстренных мероприятий по немедленному пресечению ее дальнейшего развития.

В настоящее время выработана достаточно эффективная система хозяйственных мероприятий по предупреждению и борьбе с эрозией почв (как водной, так и ветровой), которую излагать здесь нет необходимости. Все же, мы полагаем, существует некоторая недооценка значения природных предпосылок возникновения и развития ветровой эрозии. Проявление последней крайне неравномерно во времени. Оно особенно интенсивно, когда верхний слой почвы содержит мало влаги. Таким образом, ветровая эрозия, пыльные и черные бури являются спутниками засух. Непременным и важнейшим звеном борьбы с ветровой эрозией почвы мы считаем научно обоснованный прогноз запасов влаги в почве. Естественно, для построения таких прогнозов необходимо расширять регулярные специальные агрометеорологические наблюдения. Мы твердо убеждены, что комплекс соответствующих метеорологических наблюдений дает возможность довольно уверенно предвидеть моменты глубокого иссушения почв, так же как и моменты наибольшего обогащения их влагой. Это позволит заблаговременно запланировать соответствующий комплекс противоэрозионных мероприятий. В тех случаях, когда возникают условия, благоприятные для ветровой эрозии, все усилия должны быть направлены на сохранение связности верхнего слоя почвы и предотвращение дальнейшего снижения его влажности. По-видимому, наиболее эффективным средством при этом будет заблаговременное прекращение распашки полей, подверженных выдуванию. Вопрос о возможности долгосрочных прогнозов общей метеорологической ситуации и их значение для южных районов Западной Сибири будет рассмотрен в разделе, посвященном практическим выводам и рекомендациям.

Глава вторая

УСТРОЙСТВО ПОВЕРХНОСТИ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

КОКЧЕТАВСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

В пределах рассматриваемой территории самой высокой ступенью рельефа является Кокчетавская возвышенность — обширная сводообразная, имеющая в центральной части, южнее г. Кокчетава, абсолютные отметки 400—500 *м*. Склоны ее пологие и растянутые, но на западе и севере местами осложнены довольно ясным уступом. С возвышенности стекают правые притоки Ишима (Кайракты, Жабай, Аккан-Бурлук, Иман-Бурлук и др.) и несколько мелких речек, оканчивающихся к северу и востоку от нее в бессточных озерах.

Возвышенность сложена в основном древними скальными изверженными и осадочными породами различного возраста. Среди осадочных пород преобладают терригенные, а среди изверженных — интрузивные породы кислого состава. В центральной части возвышенности преобладают интрузивные глубоко метаморфизованные и интенсивно дислоцированные осадочные докембрийские и раннепалеозойские породы (гранитоиды, гнейсы, амфиболы, кварциты, кремнистые, серицитовые и иные сланцы). В окраинных частях распространены палеозойские породы (песчаники, сланцы, реже конгломераты и известняки). Здесь много и изверженных пород. Позднепалеозойские породы в отличие от более древних почти не затронуты последующими магматическими процессами. Они умеренно дислоцированы и метаморфизованы и залегают с резким несогласием на более древних породах.

В домезозойское время район пережил два этапа консолидации (Кропоткин, 1948; Шлыгин Е. и Шлыгин А., 1964). Центральную часть возвышенности занимает Кокчетавская глыба, оформившаяся в виде жесткого массива еще в докембрии. Этот район явился ядром консолидации в каледонскую эпоху, когда приобрела жесткость почти вся примыкающая к нему территория. Основные процессы геосинклинального развития района возвышенности завершились ранее позднего палеозоя. Каменноугольные и пермские породы формировались уже в сравнительно спокойной тектонической обстановке, но слабая дислоцированность их указывает на то, что район сохранял некоторую мобильность до начала мезозоя.

Мезозойские и кайнозойские породы встречаются главным образом в окраинных частях возвышенности. На древних образованиях они залегают с резким размывом. Преобладают породы, образовавшиеся в прибрежно-морских и континентальных условиях. Пермо-триасовые и юрские породы местами выполняют грабенообразные погребенные впадины (Петрушевский, 1955; Сваричевская, 1961; Шлыгин Е, Шлыгин А., 1964). Присутствуют и меловые отложения. Морские и континентальные третичные образования также распространены преимущественно в окраинных частях возвышенности. В пределах всей возвышенности встречают-

ся коры выветривания и различные продукты их переотложения, имеющие мезозойский и третичный возраст (Разумова, 1956).

В настоящее время в центральной части возвышенности обнажены крупнокристаллические гранитоиды каледонского цикла, остывание которых происходило на значительной глубине. Общую глубину денудационного среза за послекаледонское время следует оценивать в несколько километров. Основная часть пород была снесена еще в палеозое. В мезозое и кайнозое процессы сноса протекали спокойно. Наличие кор выветривания, формировавшихся в мезозойское и третичное время в условиях субаэрального выветривания и равнинного рельефа, показывает, что с конца палеозоя до недавнего прошлого не происходило быстрых значительных по амплитуде тектонических движений, а сохранялась тенденция к медленному устойчивому воздыманию (Никифорова, 1948). Среди третичных отложений особенно широко распространены белые, красные, желтые, оранжевые, бурые и голубые каолиновые глины делювиального и озерного генезиса, образовавшиеся в результате перемыва кор выветривания. Дочетвертичные речные отложения представлены главным образом песками с гравием и галечниками. Часть этих отложений имеет, вероятно, миоценовый возраст, а часть (битекейские слои) содержит кости млекопитающих (Орлов, 1929) и раковины пресноводных моллюсков (Линдгольм, 1932) позднего плиоцена. Грубозернистый аллювий Казахстана, известный под именем верхнегобийских галечников (Никифорова и др., 1960), и битекейские слои формировались, по нашим представлениям, одновременно.

Отложения четвертичного периода в пределах Кокчетавской возвышенности распространены главным образом на склонах холмов, гряд, в котловинах и речных долинах. Преобладают делювий, осадки речного, озерного и эолового генезиса. Среди последних достаточно четко выделяются две возрастные генерации: древняя и новейшая. Отложения древней генерации встречаются в западной и юго-западной частях возвышенности, а также в Тенгиз-Кургальджинской впадине, где их возраст определяется как поздние этапы раннечетвертичного и ранние этапы среднечетвертичного времени. Мы полагаем, что образование мощных субаэральных толщ Кокчетавской возвышенности, Тургая, Тенгиз-Кургальджинской впадины происходило одновременно с накоплением краснодубровской свиты Кулунды. Эоловые и иные субаэральные отложения новейшего времени, залегающие в виде покрова, имеют малые мощности, но распространены более широко. Описание их дано в соответствующем разделе III главы.

Строение рельефа Кокчетавской возвышенности тесно связано со структурой залегающих на поверхности пород. В целом это обособленный относительно приподнятый участок древнего пенеплена Казахстана, осложненный крупными холмами («горами»), умеренно врезанными котловинами и долинами. Выделяются четыре основных типа рельефа: а) пологие холмогорья центральной части возвышенности на древних преимущественно изверженных породах, б) относительно интенсивно расчлененные, осложненные сопками и горами холмогорья окраин центральной части возвышенности на изверженных и интенсивно дислоцированных осадочных глубоко метаморфизованных скальных породах докембрийского и раннепалеозойского возраста, в) относительно неглубоко расчлененный грядовый и мелкосопочный рельеф на умеренно дислоцированных и слабо метаморфизованных осадочных породах преимущественно позднепалеозойского возраста, распространенный особенно широко в окраинных частях возвышенности, г) увалисто-долинный рельеф на рыхлых осадочных третичных и четвертичных породах, также характерный главным образом для окраинных частей возвышенности.

Большинство крупных сопок, обладающих максимальными высотными отметками, расположено по периферии центральной части возвышенности и приурочено к выходам интрузивных пород и пород контактных зон. Эти резко обособленные холмы образовались, по нашим представлениям, в результате длительной селективной денудации, протекавшей на фоне сводообразного тектонического поднятия района в целом.

Уступ, местами отделяющий возвышенность от прилежащих плоских равнин, имеет, вероятно, сложный генезис. Его возникновение отчасти было обусловлено мезозойскими и более поздними разрывными движениями в окраинных частях Кокчетавского антиклинала. Эти разрывы оказали влияние на положение береговых линий кайнозойских морей и озерных бассейнов, временами подходивших вплотную к возвышенности и абрадировавших нижние части ее склонов. Некоторую роль в формировании уступа сыграли и эрозионные процессы.

Кокчетавская возвышенность имеет густую сеть древних и современных долин. Днища большинства древних долин, к которым отчасти приспособились современные потоки, радиально расходящиеся от центра возвышенности, сопряжены по высоте с поверхностью равнин, простирающихся у основания древнего уступа. Они не имеют продолжения в пределах этих равнин, сформировавшихся в миоцене и раннем плиоцене. Возраст древних долин весьма значителен. Многие из них отчасти заполнены рыхлыми плиоценовыми, миоценовыми и олигоценовыми породами (Кассин, 1936; Шлыгин, 1936; Дембо, 1941; Никифорова, 1948; Сваричевская, 1961 и др.), а некоторые даже позднемеловыми морскими глауконитовыми песками (Сваричевская, 1961). По-видимому, на протяжении длительных отрезков времени стока по долинам не было, но позже, когда он возобновлялся, начиналось «откапывание» долин. Наиболее значительные этапы оживления процессов поверхностного стока с возвышенности имели место на границе олигоцена и миоцена, когда в области равнин отлагались грубозернистые аллювиальные отложения с продуктами разрушения пород возвышенности (чаграйская свита и ее аналоги), и в конце плиоцена, когда в пределах Кокчетавской возвышенности, всего Казахстана и, как будет показано, на равнинах южной окраины Западно-Сибирской низменности происходило отложение грубозернистого аллювия (верхнегобийские галечники, битекейские слои). Несколько крупных этапов оживления стока было и в четвертичном периоде. Древнейшим этапом развития современной сети долин является, вероятно, позднеплиоценовый, сопровождавшийся отложением битекейского аллювия, прослеживающегося вдоль рек не только на возвышенности, но и за ее пределами.

Долина Ишима, являющаяся базисом эрозии для многих потоков, стекающих с возвышенности, на широтном отрезке древняя (в основном дочетвертичная) и имеет эпигенетический характер. По мере врезания поток встречал породы с различной сопротивляемостью размыву. Вследствие этого продольный профиль реки имеет ступенчатый характер, а долина — резко изменчивую ширину. Меридиональный участок и низовья долины заложились лишь в конце плиоцена и выработаны в основном в четвертичном периоде. Ширина долины здесь меньше, а врез ее более значителен.

Многие исследователи полагали, что резкое различие в строении долины Ишима на широтном и меридиональном отрезках является следствием былого стока верхнего Ишима на юго-запад, в Тургай. Е. В. Шанцер (Сваричевская, 1961), исследовав междуречье Ишима и Тургая, показал, что это мнение ошибочно. Ишим никогда не имел продолжения на юго-запад, в долину Тургая. Его долина на широтном и меридиональном отрезках не является составной. Наши полевые исследования юго-западнее Жар-Каин-Агачской излучины Ишима полностью подтвердили этот вывод.

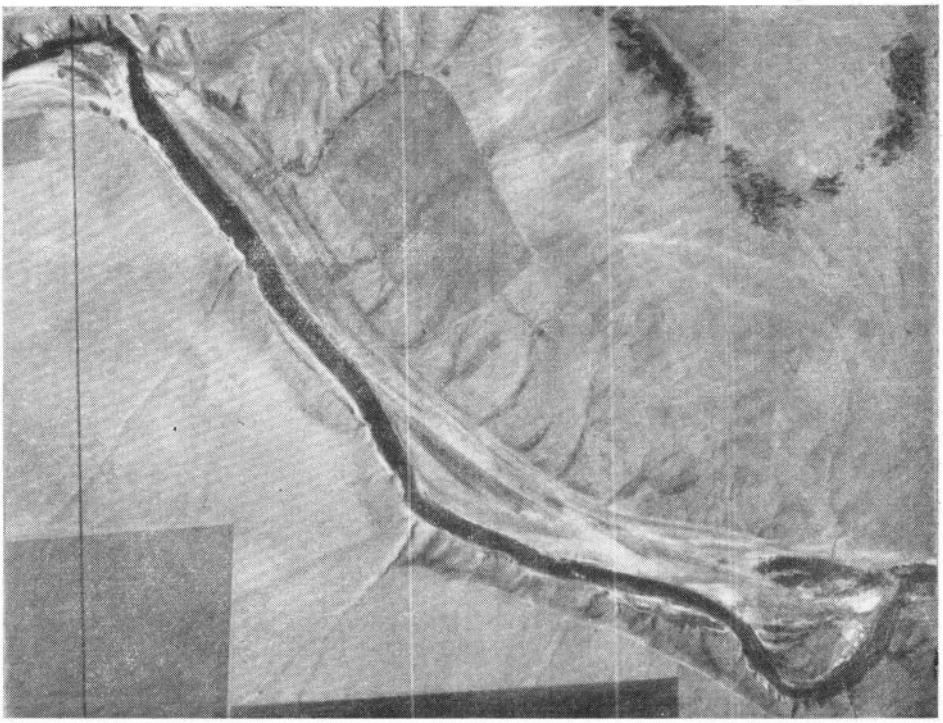


Рис. 15. Первая надпойменная терраса и современное русло Ишима в районе устья р. Аккан-Бурлук (аэроснимок).

На реках Кокчетавской возвышенности и Ишиме прослеживаются три надпойменные террасы. Верхняя из них, имеющая позднеплиоценовый возраст, плохо сохранилась и нечетко отграничена от междуречий. Вторая терраса, возраст которой определяется обычно как позднечетвертичный, в долинах притоков Ишима и на его широтном отрезке имеет относительную высоту 10—15 *м*. В верховьях Ишима и на Нуре эта терраса сочетается по высоте со второй озерной террасой Тенгизской впадины (Гольц, 1962). На меридиональном отрезке Ишима вторая терраса имеет относительную высоту 20—25 *м* и местами достигает в ширину нескольких километров. Первая надпойменная терраса почти во всех долинах четко выражена и отделена от более древних поверхностей ясным уступом. Пойменная терраса не везде ясно отграничена от первой террасы и обычно мало отличается от нее по высоте.

На реках Кокчетавской возвышенности и Ишиме первая надпойменная терраса формировалась в условиях обводненности долин, значительно более обильной, чем теперь. Ширина площадок этой террасы почти повсюду не соответствует сравнительно малой эрозионной способности современных потоков. Нередко площадка и верхний уступ террасы выработаны в исключительно плотных скальных породах, Этого, конечно, не могли сделать слабые потоки, аналогичные современным. В местах пересечения реками препятствий, сложенных скальными породами, где долины предельно сужаются, первая терраса все же сохраняется. На аэроснимках ясно видно, что верхние уступы террасы здесь были берегами, а площадка — дном древнего русла. Современное русло, имеющее значительно меньшую ширину, блуждает, таким образом, в пределах дна русла времени формирования первой надпойменной террасы (рис. 15). На широких

площадках первых надпойменных террас во многих местах сохранились участки русел с русловыми и прирусловыми косами, береговыми склонами, прирусловыми валами и т. д. Повсюду эти остатки русел приблизительно в 5—10 раз превосходят по ширине соответствующие современные русла (Волков и Волкова, 1965). Следовательно, во время формирования поверхности и аллювия первой надпойменной террасы в долинах системы Ишима и верховьев Нуры протекали потоки, по крайней мере в несколько раз более широкие и многоводные, чем теперь.

Поймы рек района Кокчетавской возвышенности не везде ясно выражены. Территория, заливаемая в половодья, часто не выходит далеко за пределы самого русла и его стариц. На широтном отрезке Ишима половодья нередко заливают дно остатков древних русел времени формирования первой надпойменной террасы и наиболее пониженные участки ее площадки. Современный аллювий местами налегает на аллювий первой террасы, обычно прикрытый гумусированной почвой, или перекрывающие этот аллювий делювиальные, пролювиальные и иные отложения. Ряд признаков указывает на то, что во время, непосредственно предшествовавшее образованию поймы, сток по долинам Кокчетавской возвышенности был значительно менее интенсивным, чем теперь.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Западнее Кокчетавской возвышенности простирается северо-восточная часть Тургайской равнины. В пределах Ишим-Убаганского междуречья поверхность этой равнины в целом слабо наклонна к северу. Максимальные высотные отметки, несколько превосходящие 300 *м*, распространены юго-западнее и западнее места поворота Ишима на север. Севернее местность снижается до 200—230 *м* против устья р. Акканбурлук и до 150—170 *м* против устья р. Иман-Бурлук. Снижение отметок происходит неравномерно (рис. 16). В южной части междуречья намечается пологий, но высокий уступ, расчлененный долинами временного стока (Кара-Су, Кундузлы, Тюнтюгур, Жаныспай и др.). У подножия уступа эти долины впадают в крупные по площади, но неглубокие бессточные соленые озера (Биесойган, Тюнтюгур, Кайбагар и др.). Уступ разделяет две поверхности, занимающие различное высотное положение.

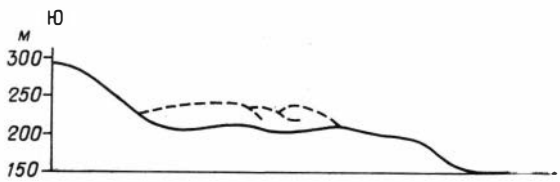


Рис. 16. Строение поверхности Ишим-Убаганского междуречья.

Южная, наиболее возвышенная ступень рельефа имеет высотные отметки, близкие к 270—300 *м*. Вблизи восточного склона долины р. Убаган несколько сниженная часть этой ступени образует вытянутый меридионально на север выступ (Кушмурунские горы), в пределах которого господствуют отметки, близкие к 220—250 *м*. Северная, более низкая ступень рельефа занимает всю центральную часть Ишим-Убаганского междуречья. Поверхность ее имеет отметки 190—210 *м*, которые хорошо выдерживаются на протяжении около 150 *км* к северу от упомянутой группы озер.

С севера указанная ступень рельефа, в свою очередь, ограничена пологим уступом, с которым, по нашим представлениям, совпадает северная граница Тургайской равнины. Этот уступ пересекает в запад-северо-западном направлении Ишим-Убаганское междуречье от района

устья р. Иман-Бурлук до района слияния Убагана и Тобола. Местами он расчленен неглубокими балками общего меридионального направления, впадающими в котловины соленых озер (Как, Аксуат, Алпаш, Жаман, Речное и др.). Севернее уступа простирается равнина южной окраины Западно-Сибирской низменности, на территории которой сохраняются высотные отметки 130—160 *м* (за пределами широко развитых здесь гряд).

Восточная окраина Ишим-Убаганского междуречья шириной 5—10 *км* имеет пологий уклон в сторону Ишима. Здесь встречаются более или менее параллельные Ишиму лощины, занятые озерами и болотами. Несколько таких лощин расположено западнее впадения в Ишим руч. Битекей, причем дно их располагается на разных абсолютных отметках. Лощины являются следами древних речных русел. На это указывает их форма и то, что они часто изгибаются подобно типичным речным излучинам. Следовательно, сниженная часть междуречья имеет эрозионную природу и образовалась в процессе постепенного врезания долины Ишима в толщу рыхлых третичных и скальных палеозойских пород, слагающих равнину междуречья.

Описанию геологического строения Тургайской равнины и, в частности, Ишим-Убаганского междуречья посвящены работы многих исследователей (Волкова, 1939; Лавров, 1948, 1959; Яншин, 1953; Доскач и Левина, 1959; Кошелев, 1959, 1960, и др.). На составленных последним из указанных исследователей картах северо-восточная часть Тургайской равнины в пределах Ишим-Убаганского междуречья изображена как единая первичная аккумулятивная равнина, сложенная верхнемиоценовыми и нижнеплиоценовыми породами. Формирование рельефа этой части Тургайской равнины связывается П. Я. Кошелевым с поднятием центральной части Тургайского прогиба в конце миоцена, когда в этом районе возникла область денудации и заложилась густая неглубоко врезанная гидросеть. Мы полагаем, что северо-восточная часть Тургайской равнины в геоморфологическом отношении определенно делится уступом на две ступени, нижняя из которых, в свою очередь, отделена уступом от равнины южной окраины Западно-Сибирской низменности. Ступенчатость рельефа, как нам представляется, отражает различие в геологическом строении и истории различных частей описанной территории.

В крайней южной части Ишим-Убаганского междуречья на значительных пространствах неглубоко от поверхности равнины, т. е. на абсолютных отметках 270—300 *м*, залегают белые и пестроцветные каолиновые глины, суглинки и пески (чаграйская и наурзумская свиты А. Л. Яншина, тургайская свита В. В. Лаврова). Указанные породы залегают на более древних с резким размывом (Яншин, 1953; Лавров, 1959; Кошелев, 1960, и др.). Такое залегание пород тургайской свиты свидетельствует о том, что ранее накопления этих пород южная часть Ишим-Убаганского междуречья являлась относительно приподнятой областью денудации.

Отложения верхней части тургайской свиты местами либо вовсе не прикрыты более молодыми образованиями (кроме покровных лессовидных отложений), либо эти образования имеют малые мощности. Например, в верховьях долин системы Сары-Узеня и правых притоков Кара-Тургая белые и пестроцветные каолинизированные породы нередко обнажены в самой верхней части склонов междуречной равнины. Мы полагаем, что на юге Ишим-Убаганского междуречья миоценовые глины аральской свиты местами имеют малую мощность или вовсе не отлагались.

Расположенная севернее равнина с высотными отметками, близкими к 200—210 *м*, сложена с поверхности покровными лессовидными отложениями. Ниже всюду залегают глины с мергельными конкрециями и железисто-марганцовистыми картечинами (аральская свита нижне- и средне-

миоценового возраста). Эти же глины обнажены в верхней части склонов долин Ишима и его притоков. Они перекрыты позднеплиоценовым аллювием и более молодыми осадками, имеющими обычно малую мощность. Средняя и северная части Ишим-Убаганского междуречья, по-видимому, моложе южной. В конце раннего и начале среднего миоцена южные окраины междуречья отчасти уже превратились в область сноса. Севернее же еще длительное время происходило накопление озерных глин аральской свиты. В то время и образовался уступ, разделяющий обе ступени.

Миоценовые глины аральской свиты в пределах южной окраины Западно-Сибирской низменности, по нашему мнению, отсутствуют. Сниженная северная часть Ишим-Убаганского междуречья, где глины аральской свиты залегают на отметках, близких к 180—200 *м*, отделена от простирающейся севернее равнины довольно ясно обособленным уступом (см. рис. 16). Севернее равнина имеет высотные отметки 130—160 *м*. Здесь близко от поверхности также залегают глины с мергельными конкрециями, но, как будет показано, эти глины моложе аральской свиты и несколько отличны от нее по составу.

Высказанное предположение о связи основных высотных ступеней Ишим-Убаганского междуречья с распространением пород определенного генезиса и возраста является предварительным. Для проверки его необходимо провести специальные полевые наблюдения, сопровождаемые бурением, в области охарактеризованных ступеней и уступов. Тем не менее можно с уверенностью сказать, что южная часть Ишим-Убаганского междуречья в конце палеогена и в неогене являлась преимущественно областью денудации и накопления аллювия, в то время как севернее господствовал озерный режим, который сменился денудацией несколько позже. В раннем и среднем плиоцене накопление озерных отложений происходило уже только в пределах южной окраины Западно-Сибирской низменности. Таким образом, история формирования рельефа Ишим-Убаганского междуречья связана, по-видимому, с постепенным оттеснением к северу в миоцене и плиоцене области аккумуляции озерных отложений. Это оттеснение было следствием тектонического поднятия южной части междуречья, распространившегося в конце миоцена и на более северные районы.

ЮЖНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

(Ишимская степь)

УСТРОЙСТВО ПОВЕРХНОСТИ

Простирающаяся к северу от края Тургайской равнины и склонов Кокчетавской возвышенности равнина известна в литературе под названием Ишимская степь. Эта равнина занимает большую часть Ишим-Тобольского и Ишим-Иртышского междуречий, протягиваясь с юга на север на 350 *км*, а с запада на восток — на 400 *км*. Естественной границей равнины на севере является левый склон долины широтного отрезка Иртыша. Западные и восточные пределы Ишимской степи условны.

Ишимская степь — часть единой равнины южной окраины Западно-Сибирской низменности, простирающейся от Урала до Алтае-Саянских гор.

Три основные особенности рельефа характерны для Ишимской степи: слабое расчленение поверхности равнины, практически полное отсутствие современной местной сети долин, обилие замкнутых понижений различных размеров, занятых озерами (главным образом солеными),

болотами и лесом. В целом равнина слабо наклонна на север. Ее южная часть имеет абсолютные отметки 160—170 *м*, центральная—140—150 *м*. а северная и восточная — 130 *м*, Правильность этого уклона нарушена в юго-западной части Ишим-Тобольского междуречья и северо-восточнее Кокчетавской возвышенности.

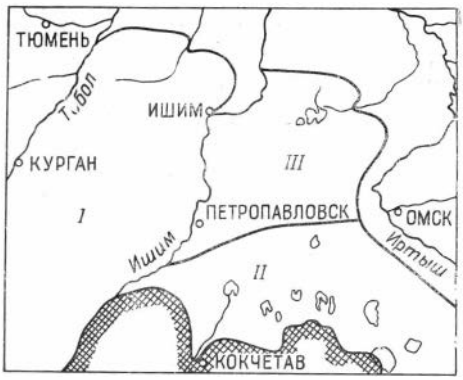


Рис. 17. Основные геоморфологические районы Ишимской степи.

I — Ишим-Тобольское междуречье; *II* — Прикокчетавская часть Ишим-Иртышского междуречья; *III* — Притюкалинская равнина.

Равнина Ишимской степи по морфологии поверхности вполне определенно подразделяется (в границах района исследований) на 3 района: Ишим-Тобольское междуречье (южная часть), Прикокчетавская часть Ишим-Иртышского междуречья (южнее Камышловского лога) и Притюкалинская равнина (рис. 17). Указанные районы различны не только по особенностям строения поверхности, но и по строению четвертичных отложений, в частности покровных лессовидных. Вместе с тем равнина едина по плану строения третичных пород. Ввиду этого приведем краткое описание строения третичных пород всей равнины в целом, а строение четвертичных отложений и рельефа опишем по отдельным районам.

ТРЕТИЧНЫЕ ПОРОДЫ

Естественные обнажения третичных пород встречаются лишь на склонах долин Тобола, Ишима, Иртыша и некоторых других рек. Самую верхнюю часть толщи третичных пород можно наблюдать вдоль Камышловского лога и кое-где вдалеке от долин в искусственных разрезах. Остальная часть территории изучена по буровым скважинам.

Вскрытая реками верхняя часть разреза равнины Ишимской степи представлена в основном континентальными палеогеновыми и неогеновыми породами. Наиболее полные обнажения этих пород расположены на правом берегу Ишима близ г. Петропавловска (рис. 18, 19). Высоты залегания свит мало меняются (рис. 20).

На развитие представлений о строении и истории формирования континентальных третичных пород района Ишимской степи повлияли исследования в Тургайском прогибе, Павлодарском Прииртышье (Кулундинской степи) и западной части Обь-Иртышского междуречья, результаты которых в значительной степени и легли в основу расчленения третичных пород Приишимья. Сопоставление основных свит Ишимской степи и соседних регионов сопряжено со значительными трудностями, и по этому вопросу нет единого мнения.

После исследований раннего периода (Краснопольский, 1894; Высоцкий, 1896; Эдельштейн, 1926, 1932; Бер, 1938, и др.) расчленение толщи третичных пород района Ишимской степи дал В. А. Николаев (1947). В одной из последних его работ (Николаев, 1963) выделены следующие свиты: темные буровато-серые плотные суглинки, слагающие основание некоторых разрезов на Ишиме и его притоках — абросимовская свита (Pq_3^2); залегающие стратиграфически выше алевриты с тонкими прослойками суглинка и тонкозернистого песка, слагающие среднюю часть большинства

разрезов,— бещеульская свита (Pg_3^2); преимущественно белые «трепеловидные» пески, местами перекрывающие эту свиту,— ишимская свита (N_1^{1-2}); тонкоотмученные серые, зеленовато-серые и местами буровато-серые глины с мергельными конкрециями, слагающие верхнюю часть подавляющего числа разрезов,— черлакская свита (N_1^2 — N_2^1).

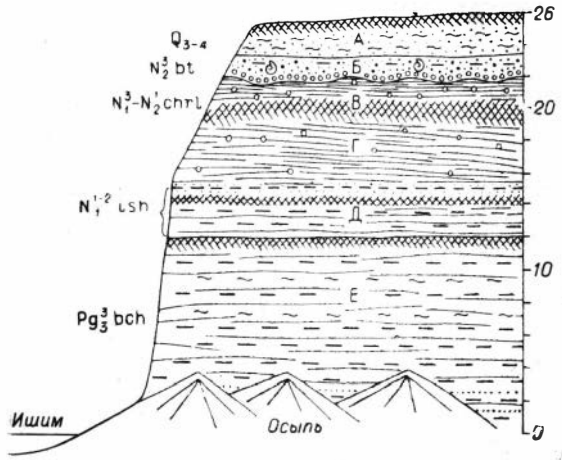


Рис. 18. Строение разреза приустьевой части оврага на северной окраине г. Петропавловска.

А — суглинок и супесь озерного, возможно отчасти субаэрального генезиса позднечетвертичного и раннего голоцена; Б — позднеплиоценовые галечник, гравий и песок с раковинами пресноводных моллюсков битектейского комплекса; В — глина с мергельными конкрециями (черлакская свита); Г — суглинок и алеврит с мергельными и железисто-марганцовистыми конкрециями (низы черлакской свиты); Д — тонкозернистый песок и алеврит (ишимская свита); Е — тонкослоистый алеврит и суглинок, отделенные от более молодых отложений погребенной почвой (бещеульская свита).

В. А. Николаев подчеркивает роль пресноводных моллюсков в расчленении толщи континентального палеогена и неогена юга Западной Сибири и описывает ряд комплексов, характерных для выделенных им свит. Необходимо отметить, что в Ишимской степи нами за время многолетних полевых исследований в глинах черлакской свиты и более древних породах, слагающих равнину, нигде не было встречено раковин пресноводных моллюсков. Нет надежных указаний на такие находки и в литературе. По всей вероятности, во время накопления этих отложений условия были неблагоприятными для широкого расселения пресноводных моллюсков.

Свиты, описанные В. А. Николаевым, в районе Ишимской степи широко распространены. Эти же свиты прослеживаются и на Обь-Иртышском междуречье. Спорово-пыльцевые спектры из верхней части толщи горизонтальнослоистых алевритов бещеульской свиты указывают на то, что накопление этой свиты завершилось, по-видимому, в самом начале неогена.

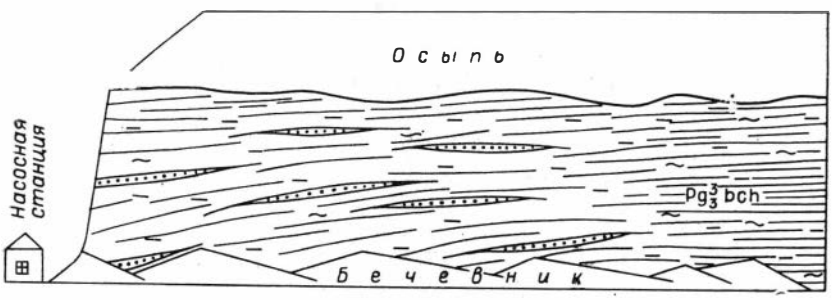


Рис. 19. Изменение строения бещеульской свиты в обнажении правого берега Ишима выше насосной станции г. Петропавловска. Появляются прослои линзы песка с гравием и галькой, горизонтальная слоистость сменяется слабо наклонной.

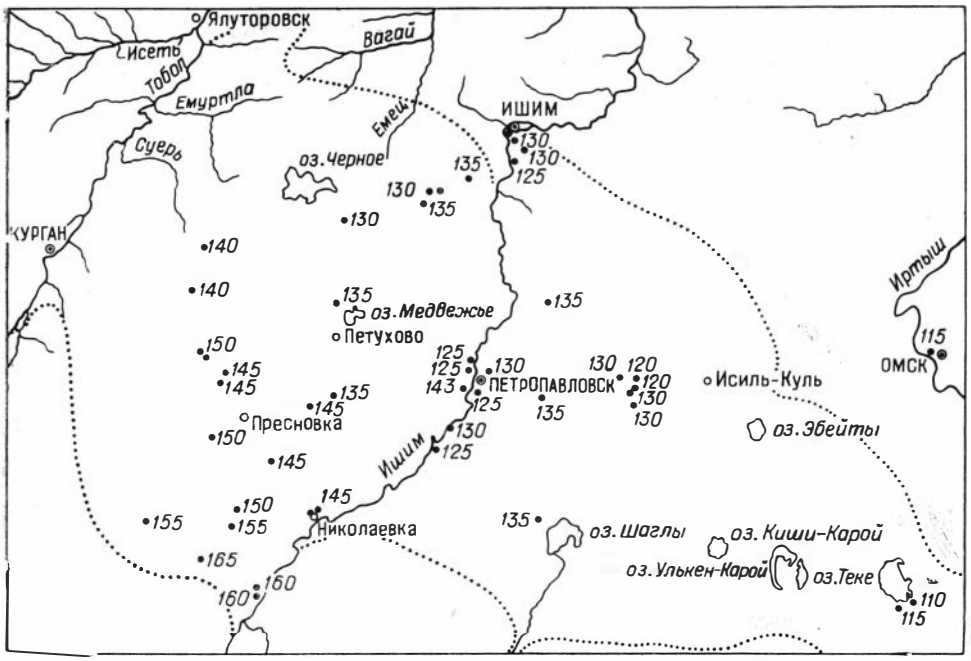


Рис. 20. Скважины и разрезы, вскрывшие в пределах Ишимской степи (оконтурена пунктиром) глины с мергельными конкрециями (черлакская свита $N_1^2 - N_2^1$). Числа — высотное положение поверхности глин (*м*).

Представления других исследователей о расчленении толщи континентальных палеогеновых и неогеновых пород Приишимья существенно не отличаются от расчленения В. А. Николаева (Лавров, 1948, 1959; Антыпко, 1962 и др.). Различия касаются главным образом датировки формирования тех или иных свит, а также сопоставления подразделений местных стратиграфических схем.

Наиболее сложен вопрос о сопоставлении довольно сходных по внешнему виду и составу серых, зеленовато-серых, иногда буровато-серых глин, слагающих верхнюю часть разреза в северной части Тургайской равнины, известных под именем аральской свиты (Яншин, 1940, 1953; Лавров, 1949, 1959 и др.), и глин, залегающих неглубоко от поверхности на Ишим-Тобольском и Ишим-Иртышском междуречьях.

Исследователи Тургайской равнины (Яншин, 1953; Лавров, 1959; Кошелев, 1959, 1960 и др.; Антыпко, 1962; Бобоедова, Илларионов, 1964) полагают, что глины серые, зеленовато-серые, иногда буровато-серые с мергельными и известковистыми конкрециями, известные в Тургайской равнине под именем аральской свиты, распространены и в южной части Западно-Сибирской низменности, в частности в Петропавловском Приишимье. Исследователи, работающие в Кулундинской степи и Павлодарском Прииртышье (Зальцман, 1965; Мартынов, 1965) вслед за В.А. Николаевым (1947, 1949, 1963 и др.), считают, что глины с карбонатными конкрециями, слагающие верхнюю часть разрезов Ишима у Петропавловска, являются аналогом павлодарской свиты, низы которой охарактеризованы гиппарионовой фауной, и имеют раннеплиоценовый возраст (Никифорова, 1953). Эти глины, таким образом, значительно моложе глин таволжанской свиты, сопоставляемой ими с аральской.

Во время наших полевых исследований шаг за шагом было прослежено распространение единого слоя глин с мергельными конкрециями от Ишим-Тобольского междуречья на восток вплоть до долины Иртыша и вдоль правого берега Иртыша от Омска до Павлодара. На всем огромном пространстве эти глины имеют одинаковый облик и слагают верхнюю часть разрезов склонов, залегая неглубоко от поверхности равнины. Они, несомненно, являются единой в возрастном и генетическом отношении толщей отложений.

В районе Ишимской степи до настоящего времени не найдено остатков фауны и флоры, которые позволили бы определить возраст глин. В Павлодарском Прииртышье возраст этих глин определен как конец миоцена — ранний плиоцен (черклакская или павлодарская свита).

Следовательно, в разрезах Ишимской степи нет аналогов светлых серых и зеленовато-серых глин с мергельными конкрециями, прослоями рыхлого известняка и друзами гипса, залегающих в основании береговых разрезов Иртыша в районе г. Павлодара. Нет здесь и соответствующих им по возрасту глин, залегающих в верхней части разрезов в северо-восточной части Тургайской равнины. Для решения сложного, далеко выходящего за рамки настоящей работы вопроса о соотношении глин аральской и черлакской (павлодарской) свит понадобятся специальные геологические и геоморфологические исследования. Мы позволим себе высказать по этому вопросу лишь предварительное предположение, основываясь на результатах наших полевых исследований и литературных данных.

В северо-восточной части Тургайской равнины, представлявшей собой в кайнозое область очень слабого тектонического прогибания, серые и пестроцветные тонкодисперсные нижне-среднемиоценовые глины аральской свиты слагают верхнюю часть разреза и залегают на абсолютных отметках 200—300 *м*, а иногда выше 350 *м*. Южнее, в Северном Приаралье, аральская свита сохранилась далеко не повсеместно. Она распространена главным образом в районах синклинальных структур (Яншин, 1953). В районе же Павлодарского Прииртышья, испытавшем в кайнозое более активное тектоническое прогибание, серые глины таволжанской свиты (возрастной аналог аральской свиты) залегают близ меженного уровня Иртыша, т. е. на абсолютных отметках 90—100 *м*. Эти глины и верхняя часть аральской свиты Тургая весьма сходны в фациальном отношении. Очевидно, они отлагались в одном бассейне и на одном высотном уровне. Позже их высотное положение существенно изменилось вследствие новейших тектонических движений. В Тургае и Северном Приаралье произошли поднятия и установился денудационный режим. В Павлодарском Прииртышье осадконакопление возобновлялось и позже, в результате этого глины оказались перекрытыми значительной толщей более молодых отложений.

Район Ишимской степи занимает по режиму тектонических движений кайнозоя промежуточное положение между двумя указанными регионами. В раннем плиоцене здесь, по-видимому, происходила абразия берегов, сложенных с поверхности в значительной степени глинами аральской свиты и подстилающими их отложениями более легкого состава. Верхняя часть этих и более древних отложений на значительных пространствах оказалась срезанной, а поверхность размыва — перекрытой толщей осадков, сформировавшихся в основном за счет материала размывавшихся побережий.

Итак, сходные по внешнему виду и составу глины Тургая и Ишимской степи имеют разный возраст. Первые отлагались в бурдигальский и отчасти гельветский век (Яншин, 1953), а вторые — в понтический (Никифорова, 1953; Зальцман, 1965 и др.) или еще позже. Глины черлакской

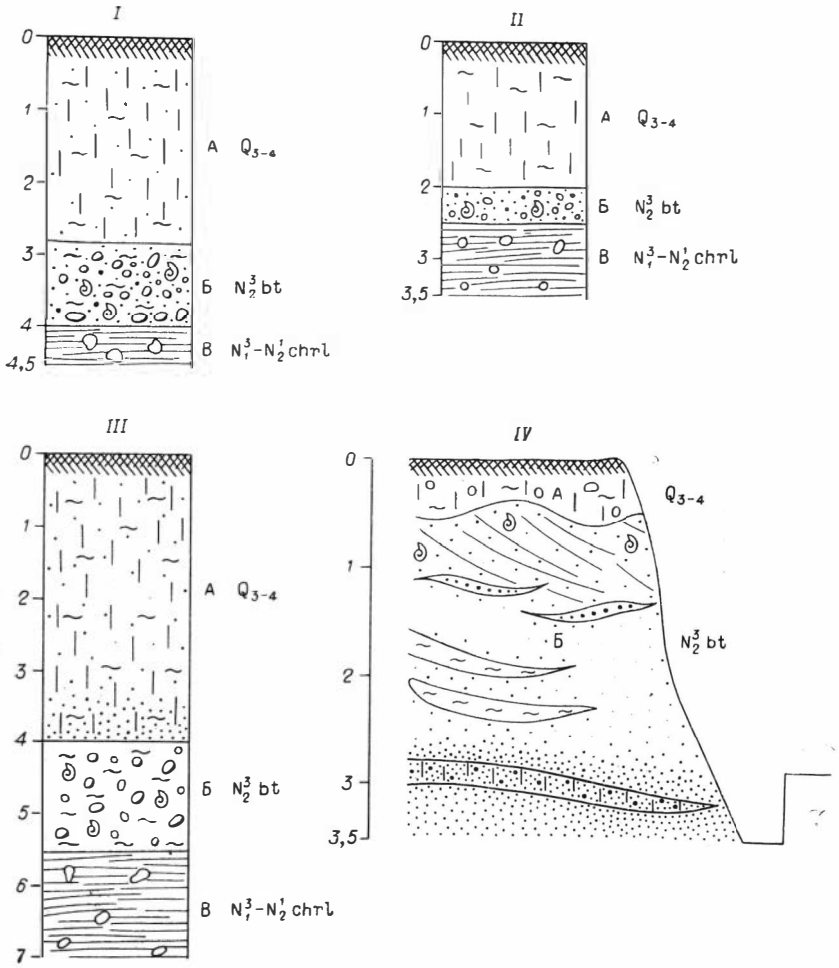


Рис. 21. Условия залегания позднеплиоценового аллювия (битекейские слои N_2^3 bt) на Ишим-Тобольском междуречье.

I — в 8 км к запад-северо-западу от пос. Николаевка, *II* — в 2,5 км к западу от того же поселка, *III* — в 15 км к северу от пос. Архангельское, *IV* — на западном берегу оз. Медвежье (севернее ст. Петухово).

свиты южной окраины Западно-Сибирской низменности по сравнению с более древними глинами аральской и таволжанской свит деформированы тектоническими движениями слабее. Современные уклоны залегания их, по-видимому, являются в основном первичными уклонами дна бассейна, в котором они отлагались.

Более молодые породы дочетвертичного возраста в Ишимской степи и на равнине южной окраины Западно-Сибирской низменности в целом залегают с резким размывом в основании и не образуют сплошного слоя. Они представлены грубозернистыми отложениями руслового типа. Это косослоистые пески с глиняными окатышами, перемытыми и сортированными мергельными конкрециями. Глиняные окатыши нередко в процессе диагенеза отчасти утратили свою первичную форму и превратились в комковатую глину, часто близкую по облику нижележащей глине черлакской свиты. В аллювии содержатся раковины пресноводных моллюсков бите-

кейского типа. Приведем некоторые разрезы этого аллювия района Ишимской степи.

Как известно, А. Г. Бер (1938) описывает находку богатого комплекса раковин пресноводных моллюсков в верхней части слоя глин с мергельными конкрециями, слагающих верхнюю часть склонов Ишима в районе Петропавловска. По описанию А. Г. Бер, эти раковины найдены не в самой глине, а в залегающей в самой верхней части ее линзе суглинка, переполненного мергельными конкрециями. Результаты наших исследований дают основание считать, что раковины были найдены не в черлакской свите, а в грубозернистом аллювии, образовавшемся за счет ее перемыва. Во всех разрезах района Петропавловска в ненарушенных глинах черлакской свиты ни одной раковины встречено не было. Наоборот, залегающий на этих глинах аллювий почти повсюду содержит раковины пресноводных моллюсков, большинство которых, к сожалению, разрушено до состояния трухи.

В 1,5 *км* к югу от кирпичного завода г. Петропавловска в верхней части правого склона приустьевой части балки, в 2—3 *м* ниже поверхности равнины междуречья, где в других разрезах обнажаются русловые отложения, нами встречены россыпи раковин, среди которых определены *Unio Kutschum* Bog., *U. pronus* Martens, *U. perdeclivis* Lindh., *U.* cf. *indifferens* Lindh., *U.* cf. *exqisitus* Lindh., *Viviparus polytropis* Lindh.

Переполненные мергельными конкрециями русловые пески, суглинки и галечники, состоящие из глиняных окатышей и мергеля, широко распространены не только в окраинных частях междуречий, но и вдалеке от долин. Приведем некоторые разрезы этих своеобразных отложений.

В 8 *км* к запад-северо-западу от пос. Николаевка, западнее долины Ишима на дне неглубокого ложбинообразного понижения скважина ручного бурения вскрыла следующие слои (рис. 21, *I*):

А. Суглинок песчанистый желтовато-бурый. Основание слоя резкое . . . . 2,8 *м*.
Б. Суглинок комковатый, песчанистый, буровато-серый и серый, переполненный мергельными конкрециями. Много окатышей серой глины, особенно в нижней части слоя. Встречаются раковины пресноводных моллюсков (*Valvata* sp., *Planorbis* sp.). Общий облик осадка — русловые, а в верхней части, возможно, старичные фации. В основании — размыв . . . . . 1,2 *м*.
В. Глина плотная, серая, местами с пятнами ожелезнения. Изредка встречаются мергельные конкреции величиной до 3 *см* . . . . . 0,5 *м*.

Восточнее, в 2,5 *км* к западу от пос. Николаевка в относительно пониженной краевой части междуречья тремя скважинами вскрыт однотипный разрез (рис. 21, *II*):

А. Желтовато-бурый лессовидный суглинок. Основание резкое . . . . . 2 *м*.
Б. Гравий, галька (преимущественно из мергельных конкреций). Много раковин пресноводных моллюсков (*Valvata* sp., *Bithynia* sp.) В основании — размыв . . . . . 0,5—0,7 *м*
В. Глина серая, с мергельными конкрециями . . . . . 1 *м*.

В 2,3 *км* к западу от пос. Николаевка, у самой бровки склона долины Ишима в трех буровых скважинах под покровными лессовидными отложениями на глубине около 2 *м* встречены галечник из сортированных мергельных конкреций, неоднородный серый и бурый комковатый суглинок, переполненный мергельными конкрециями.

Приведенные выше и ряд других разрезов свидетельствуют о том, что близ долины Ишима верхняя часть глин с мергельными конкрециями неравномерно размыта и местами перекрыта маломощным слоем грубозернистого аллювия с раковинами пресноводных моллюсков. Этот аллювий

встречается и вдалеке от долины Ишима. Он вскрыт многими скважинами ручного бурения близ древних долин, позже переработанных и отчасти погребенных. Так, в 15 *км* к северу от пос. Архангельское близ одной из таких долин от высоты 147 *м* вскрыты следующие слои (рис. 21, *III*):

А. Суглинок желтовато-бурый, лессовидный, внизу песчанистый, основание резкое . . . . . 4 *м*.
Б. Суглинок бурый и серый, комковатый, с глиняной галькой и окатанными мергельными конкрециями. Много раковин, часть из них крупные. Здесь встречены *Valvata* cf. *piscinalis* (Müll.), возможно, *Viviparus* sp. ind. В основании — размыв . . . . . 1,5 *м*.
В Глина тонкодисперсная, пестрая, главным образом розовато-серая. Встречаются мелкие конкреции мергеля . . . . . 1,5 *м*

Разрезы, вскрытые многочисленными скважинами ручного бурения, свидетельствуют о том, что в южной части Ишим-Тобольского междуречья на относительно приподнятых участках рельефа и склонах древних долин неглубоко залегают плиоценовые серые и пестроокрашенные тонкодисперсные глины с мергельными конкрециями, не содержащие раковин пресноводных моллюсков. Верхняя часть глин неравномерно размыта. За счет перемыва их сформировались грубозернистые аллювиальные отложения, в которых очень часто встречаются раковины пресноводных моллюсков своеобразного видового состава. Этот аллювий распространен неповсеместно и чаще всего залегает в относительно пониженных участках поверхности более древних пород или в областях склонов древних долин.

В более северных районах Ишим-Тобольского междуречья указанный аллювий встречен не только в относительно повышенных частях равнины, но и на дне древних долин. Особенно интересна группа разрезов района оз. Медвежье к северу от ст. Петухово. Анализ строения рельефа и данные ручного бурения показали, что оз. Медвежье расположено на дне сильно измененной последующими процессами древней речной долины, протягивающейся с юга на север. Западный и восточный склоны озерной котловины выработаны в глинах черлакской свиты и более древних породах, а северный и южный — в отложениях, выполняющих долину. Пологие склоны котловины оз. Медвежье не имеют четко выраженных террас и отграничены от берега озера крутым абразионным уступом высотой 5—8 *м*. Уровень озера имеет абсолютную отметку 113 *м*, а равнина рядом с котловиной — 135—140 *м*, а значит, общий врез древней долины, в которой расположено озеро, превышает 25 *м*.

Выше бровки абразионного уступа в пределах самой нижней части склона котловины расположен карьер, стенки и дно которого выработаны в грубозернистом аллювии (рис. 21, *IV*). Здесь от высоты 5 *м* над меженным уровнем озера (абсолютная отметка 118 *м*) обнажены:

А. Суглинок желто-бурый с конкрециями извести. Основание резкое . . . 0,5 *м*.
Б. Песок разнозернистый, гравий с линзами и прослойками суглинка, алеврита и гальки. Среди гальки преобладает кварц. Материал хорошо сортирован. Местами пески сильно ожелезнены до состояния рыхлого песчаника. Слоистость крупная, косая. Наиболее круто наклонные прослойки падают на север, что указывает о стоке с юга на север. В нижней части разреза пески водонасыщены . . . 3 *м*.

В закопушках, вырытых в верхней части абразионного уступа в 1,5 *км* южнее карьера, в косослоистых песках и гравии найдены многочисленные раковины пресноводных моллюсков. Определены следующие виды: *Viviparus* (*viviparus*) *tenuisculptus* (V. Martens.), *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgisorum* Lindh., *Unio* cf. *athleta* Lindh., *U.* cf. *exquisitus* Lindh., *Goniochilus bogatchevi* Lindh., *Lithoglyphus* sp. *indet*, *Valvata* cf. *piscinalis* Müll.

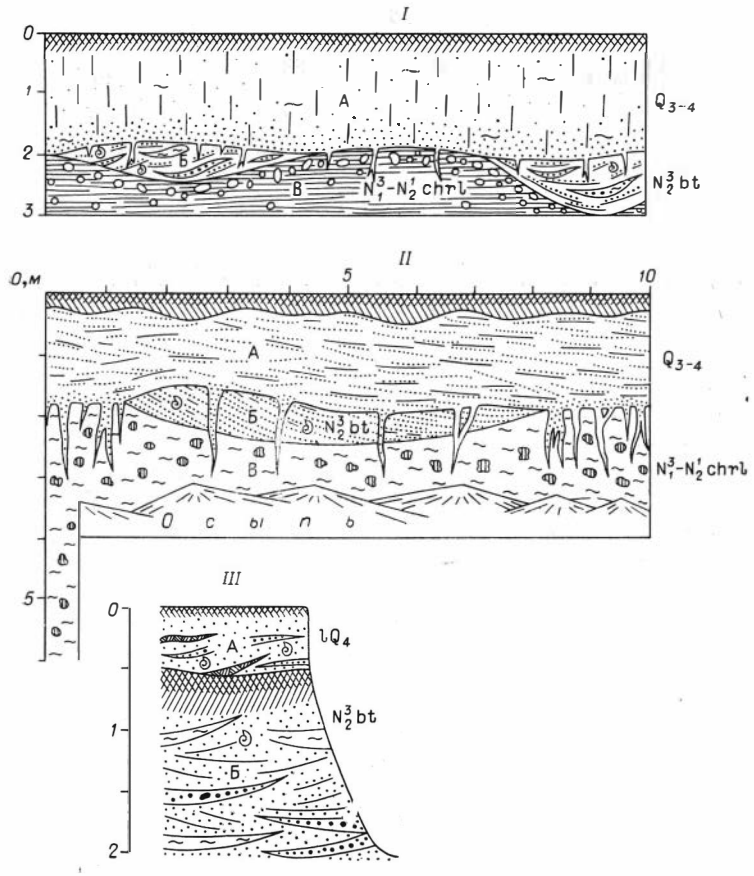


Рис. 22. Условия залегания позднеплиоценового аллювия (битекейские слои N_2^3bt) на Ишим-Иртышском междуречье.

I — в 10 *км* к западу от ст. Киялы, *II* — в районе ст. Булаево, *III* — на юго-восточном берегу оз. Камышловское близ пос. Ганькино. Пояснения в тексте.

Таким образом, в районе котловины оз. Медвежье грубозернистый аллювий, содержащий раковины пресноводных моллюсков, встречен на дне сравнительно глубоко врезанной древней долины, сток по которой происходил с юга на север.

Аналогичны состав и условия залегания охарактеризованного аллювия и на Ишим-Иртышском междуречье. Приведем несколько характерных разрезов этого района.

Западнее оз. Шаглы-Тенгиз в 10 *км* к западу от ст. Киялы И. И. Задкова описала следующий разрез. На плоской равнине, имеющей высотные отметки поверхности 140—145 *м*, в стенках канавы обнажены слои (рис. 22, *I*):

А. Суглинок желто-бурый, лессовидный. Основание резкое. Наблюдаются трещины в нижележащие отложения, выполненные материалом, тождественным составу нижней части слоя . . . . . 2 *м*.

Б. Грубозернистый аллювий. Распространен неповсеместно, залегает в погребенных эрозионных понижениях поверхности нижележащих пород относительной глубиной 1—1,5 *м*. Преобладает косослоистый галечник, состоящий из глиняных окатышей и мергельных конкреций, с прослойками суглинка. Аллювий содержит

раковины пресноводных моллюсков *Unio* sp. ind., *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* Müll., *V.* (*Boristhenia*) *pronaticina* Lindh., *Pisidium* cf. *amnicum* (Müll.), 1—1,5 *м*.

В. Глины темно-серые, тонкодисперсные, в сухом состоянии комковатые. Много мергельных конкреций, особенно в верхней части слоя. Раковин моллюсков нет . . . . . до 1 *м*.

В районе ст. Булаево на плоской равнине, имеющей абсолютные отметки поверхности 130—135 *м*, по данным многочисленных буровых скважин, пройденных севернее и южнее Камышловского лога на глубине 2—4 *м*, ниже покровных лессовидных отложений на глине с мергельными конкрециями местами залегают галька и гравий, состоящие из глиняных окатышей и перемытых сортированных мергельных конкреций. Если преобладают окатыши, порода нередко имеет вид комковатого суглинка. Галечник залегает с резким размывом в понижениях поверхности более древних пород.

В восточной части ст. Булаево на поверхности равнины междуречья расположена лощина глубиной 1—1,5 *м* при ширине несколько десятков метров. Она соединяется с Камышловским логом, исчезая в верхней части его склона. Дно и склоны этого понижения вскрыты карьерами. В одном из таких карьеров, имеющем глубину 4 *м*, разрез был дополнен буровой скважиной до глубины 6 *м*. Здесь вскрыты следующие слои (рис. 22, *II*):

А. Суглинок желто-бурый, лессовидный, со следами корней. Основание резкое ....2 *м*. В верхнюю часть нижележащих пород внедряются ветвящиеся трещины, выполненные материалом нижней части слоя. Слой А и трещины будут охарактеризованы ниже, при описании покровных лессовидных отложений.

Б. Галечник с подчиненными прослойками гравия и суглинка. Галька состоит из мергельных конкреций и глиняных окатышей. Слоистость косая, руслового типа. Галечник не образует сплошного горизонта, а выполняет понижения поверхности нижележащих пород. В нем много раковин пресноводных моллюсков. Л. С. Великжаниной (ВНИГРИ) определены: *Viviparus polytropis* Lindh., *Valvata piscinalis* Müll., *Bithynia kirgisorum* Lindh., обломки *Unio* sp. Нижняя граница слоя резкая . . . . . до 1 *м*.

В. Ниже русловых галечников, а там, где их нет, ниже лессовидных отложений залегает глина темно-серая, с большим количеством мергельных, реже известково-гипсовых конкреций размером до 15 *см*. Вниз по разрезу окраска глин постепенно переходит в светло-серую и пеструю. Появляются железисто-марганцовистые примазки до 1 *см* в поперечнике . . . . . 4 *м*.

Аналогичен разрез и других карьеров, расположенных в лощине.

Аллювий, содержащий сходный комплекс раковин пресноводных моллюсков, встречен нами также на дне Камышловского лога. На юго-восточном берегу крупного горько-соленого оз. Камышловское близ пос. Ганькино в карьере, вскрывающем разрез невысокой террасовидной поверхности, от высоты 5 *м* над озером вскрыты следующие слои (рис. 22, *III*):

А. Хорошо сортированные косослоистые пески с линзами гравия и намывного торфа, содержащего раковины пресноводных моллюсков: *Limnaea stagnalis* L., *Planorbis planorbis* L. и др. Слой А является осадками прибрежья оз. Камышловское, имевшего в прошлом более высокий уровень. Основание слоя резкое . . . . 0,5 *м*.

Б. Погребенный почвенный слой мощностью 0,5 *м*, ниже которого обнажены светло-серый песок, гравий с прослойками суглинка и мелкой гальки. Встречены многочисленные обломки и створки *Unio* sp., а также *Bithynia kirgisorum* Lindh., *Viviparus polytropis* Lindh. . . . . 1,5 *м*.

Ряд указаний о находках грубозернистого аллювия, содержащего своеобразный комплекс раковин пресноводных моллюсков, имеется в работах раннего периода исследований Западной Сибири. Например, А. А. Краснопольским (1894) в районе Петропавловска найдены раковины *Unio pronus*, *U.* sp. и *Paludina tenuisculpta* в поверхностном слое, образовавшемся в результате перемыва залегающих ниже глин с конкрециями мергеля.

В самих глинах раковин не обнаружено. С. С. Неуструев (1925) краевую часть междуречий, в пределах которой особенно часто встречается описанный аллювий, выделил как верхнюю, древнейшую, террасу, рек южной части Западно-Сибирской низменности. К. П. Горшенин (1927) указывает, что вдоль Ишима и других рек местами обнажены третичные пески, образовавшиеся в результате размыва более древних пород. Мы полагаем, что именно этот аллювий, содержащий раковины *Unio pronus* Mart. и *U. bituberculosus* Mart, в парных створках, описан П. Л. Дравертом (1928) в районе Омска на абсолютных отметках, близких к 100 *м*. Аналогичные сведения есть и у других исследователей.

Более определенные данные содержат работы последних лет. Т. М. Микулина и Е. В. Шанцер, проводившие геологическую съемку в Приишимье, указывают на широкое распространение аллювия битекейского типа не только вдоль долин, но и во всем правобережном Приишимье, причем мощность этого аллювия местами достигает 16—18 *м*. А. П. Сигов (1954) широко распространенные аллювиальные отложения краевых приречных частей междуречий выделяет под именем кустанайской свиты. К. В. Никифорова (1953) отмечает присутствие песков с глиняными окатышами и мергельными конкрециями, вымытыми из неогеновых глин, на равнине правобережья Иртыша между Омском и Павлодаром. Эти отложения, по-видимому, не связаны с долиной Иртыша и выполняют древние ложбины стока. Это осадки древних потоков и озер. В. В. Лавров (1959) отмечает, что в северной части Тургайской равнины и Приишимье широко развиты аллювиальные отложения с раковинами массивных пресноводных унионид и, в меньшем количестве, гастропод. Эти отложения имеют различный состав. Преобладают пески, реже галечники. Выделяются русловая и пойменная фации. Общая мощность аллювия до 10 — 15 *м*. В. В. Лавров подчеркивает, что А. П. Сигов недостаточно ясно описал те породы, которые им объединяются под именем кустанайской свиты, вследствие этого от выделения особой кустанайской свиты следует пока воздержаться и вслед за Ю. А. Орловым (1930), впервые описавшим толщу аллювия в районе руч. Битекей, именовать этот аллювий битекейскими слоями. Широкое развитие дочетвертичного аллювия, отлагавшегося за счет перемыва плиоценовых глин и более древних пород, В. В. Лавров отмечает также и в других южных районах Западно-Сибирской низменности — Омско-Павлодарском Прииртышье и Кулундинской степи. Эти отложения, имеющие различный состав, являются самыми молодыми третичными породами юга Прииртышской впадины. Они условно сопоставлены с битекейскими слоями Приишимья, хотя В. В. Лавров допускает, что аллювий Иртышского района может оказаться несколько моложе битекейского.

В последнее время группа геологов под руководством Е. В. Шанцера (Лаврушин, 1964; Шанцер, Лаврушин, Микулина, 1965) вновь всесторонне изучила вопрос о стратиграфическом положении битекейских слоев и пришла к заключению, что в районе руч. Битекей залегает аллювий крупной реки, перекрытый грубозернистыми отложениями мелкой степной речки (собственно битекейские слои). Этот грубозернистый аллювий, содержащий своеобразный комплекс раковин пресноводных моллюсков, по общему стратиграфическому положению и органическим остаткам, обнаруженным в нем, сопоставляется по возрасту с разрезом Домашкины вершины Заволжья и верхнепоратскими отложениями Молдавии. Таким образом, возраст битекейских слоев определяется как позднеплиоценовый.

В недавно завершенных обобщающих монографиях по третичным и четвертичным отложениям южной части Западно-Сибирской низменности сибирские геологи И. Г. Зальцман (СНИИГГиМС) и В. А. Мартынов (НТГУ), отдавшие многие годы упорного труда изучению кайнозоя За-

падной Сибири, уделяют значительное внимание описанию позднеплиоценовых отложений. Оба исследователя (Зальцман, 1965; Мартынов, 1965) выделяют возрастные аналоги битекейских слоев и кустанайской свиты Ишимской степи в Кулунде и Барабе и определяют возраст этих аналогов как позднеплиоценовый.

Данные, полученные нами во время полевых исследований, дополненные сведениями, имеющимися в литературе, позволяют сформулировать некоторые выводы относительно основных особенностей формирования битекейского аллювия и его аналогов на юге Западной Сибири и в прилежащих возвышенных странах.

1. На юге Западно-Сибирской низменности в конце третичного периода повсеместная аккумуляция материала сменилась активной денудацией.

2. Размыв древних пород происходил неравномерно. Он был обусловлен тем, что на первоначально исключительно плоской равнине, существовавшей позже завершения аккумуляции глин черлакской (павлодарской) свиты, появилась густая и расчлененная гидрографическая сеть. Потоки имели постоянное течение, о чем свидетельствует состав моллюсков.

3. Врез верховьев мелких местных потоков был незначительным, но уклоны дна их быстро возрастали вниз по течению. На это указывает грубозернистый состав аллювия и характер его слоистости.

4. Наряду с многочисленными местными потоками во время формирования битекейского аллювия существовали крупные глубоко врезанные долины. Об этом свидетельствуют наши находки грубозернистого аллювия с битекейским комплексом раковин моллюсков на дне древней долины к западу от р. Ишим и на дне Камышловского лога на гипсометрических отметках, значительно более низких, чем отметки поверхности черлакской свиты за пределами указанных долин.

5. Единая разветвленная сеть долин, состоявшая из местных и крупных транзитных долин, имела общее направление, близкое к направлению современных потоков. Основные долины протягивались с юга на север.

6. План строения гидросети был близок к современному. На это указывает прямая связь мелких ложбин, выполненных аллювием, с современными долинами. Сток по основным долинам происходил в северном направлении, о чем свидетельствует направление падения слоистости аллювия. Глубина вреза основных долин быстро возрастала по мере удаления от района Кокчетавской возвышенности. Часть крупных долин позже была погребена, а часть унаследована четвертичными и современными потоками.

7. Климат во время формирования аллювия был влажнее и теплее современного. Равнины Ишимской степи, Барабы и Кулунды, ныне бесточные, в битекейское время были изборождены множеством мелких ложбин, на дне которых располагались постоянно текущие ручьи и речки, имевшие местное питание. Эти потоки впадали в долины более крупных рек, текущих с юга на север. В потоках обитали пресноводные моллюски, в том числе весьма теплолюбивые виды, живущие ныне лишь в самых южных районах нашей страны.

8. Основные водные артерии в битекейское время текли с юга на север, т. е. из районов более сухих в более влажные, и в северном направлении глубина долин основных рек быстро возрастала. Поэтому глубина размыва верхней части толщи третичных пород также возрастала в северном направлении — от северного края Тургайской равнины и Кокчетавской возвышенности к району широтного отрезка долины Иртыша. Это возрастание глубины размыва третичных пород в области активного тектонического прогибания внутренних районов Западно-Сибирской низмен-

ности не было связано с временной сменой тектонического прогибания этой территории поднятием и, как будет показано, имело совершенно иную природу. Позднеплиоценовый размыв верхней части толщи третичных пород во многом предопределил характер аккумуляции более молодых, четвертичных, отложений этой части Западной Сибири.

Мы разделяем мнение исследователей, определяющих возраст битекейского аллювия и его аналогов как позднеплиоценовый. Формирование этого аллювия, по нашим представлениям,— лишь частное проявление своеобразных геологических процессов, охвативших в конце плиоцена огромные участки суши, в частности Казахстан и Западную Сибирь.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И РЕЛЬЕФ

Равнина Ишимской степи остается плохо изученной в отношении строения четвертичных отложений. Эти исключительно слабо расчлененные равнинные пространства лишены обнажений, вскрывающих толщу четвертичных отложений, поэтому и сведения о последних крайне ограничены. Обоснованной схемы расчленения толщи четвертичных отложений междуречной равнины Ишимской степи пока не существует. Для ее составления, по нашим представлениям, необходимы значительные специальные геоморфологические и геологические исследования. Несколько полнее сведения о строении четвертичных отложений долин, однако и здесь многие вопросы еще ждут своего решения. Во время наших исследований основные условия были направлены на изучение покровных лессовидных отложений. Задача расчленения четвертичных отложений Ишимской степи в настоящей работе решена лишь отчасти. В пределах указанной территории встречаются четвертичные отложения различного возраста и генезиса. Условия залегания их весьма разнообразны, а фациальный состав отличается крайней пестротой. Все это очень затрудняет выделение в пределах указанной территории каких-либо определенных по составу и возрасту горизонтов, имеющих региональное распространение.

Ишим-Тобольское междуречье

Равнина Ишим-Тобольского междуречья в пределах Ишимской степи при общей слабой расчлененности имеет сложное строение поверхности, отражающее разнообразные события четвертичного периода. Здесь четко видна тесная зависимость условий залегания четвертичных отложений от рельефа, характерная и для Казахстана (Доскач, Кушев, Федорович, 1961). Геоморфологические наблюдения являются эффективным методом изучения этих отложений. На Ишим-Тобольском междуречье широко распространены аллювиальные, озерные и субаэральные четвертичные осадки.

Данные о наличии здесь многочисленных следов речной деятельности имеются у многих исследователей. Подробнее и обстоятельнее других район междуречья описал В. В. Лавров (1948), который нарисовал сложную картину развития юго-западной части Западной Сибири в плиоцене и четвертичном периоде. В. В. Лавров отмечает широкое распространение на междуречье аллювиальных отложений с пресноводными раковинами и карбонатных пористых покровных лессовидных отложений, которые, по его мнению, также накапливались в текучей воде. С речной деятельностью В. В. Лавров связывает и широко развитые в пределах Ишим-Тобольского междуречья однообразно ориентированные гряды (гривы). Он полагает, что преобладающее простирание грив с северо-востока на юго-запад сов-

падает с направлением былого стока текучих вод. В связи с этим на прилагаемой к его работе карте на Ишим-Тобольском междуречье изображены ложбины стока юго-западного направления.

Взгляды В. В. Лаврова отражают неоднократно высказывавшуюся и другими исследователями (Крашенинников, 1925; Личков, 1930; Сукачев, 1933; Герасимов, Марков, 1939; Кассин, 1947, и др.) идею о стоке вод ледников Западной Сибири на юг, в сторону Арала. Эти представления отражены на многих обзорных геологических и геоморфологических картах, например на Геологической карте СССР (гл. ред. Д. В. Наливкин,

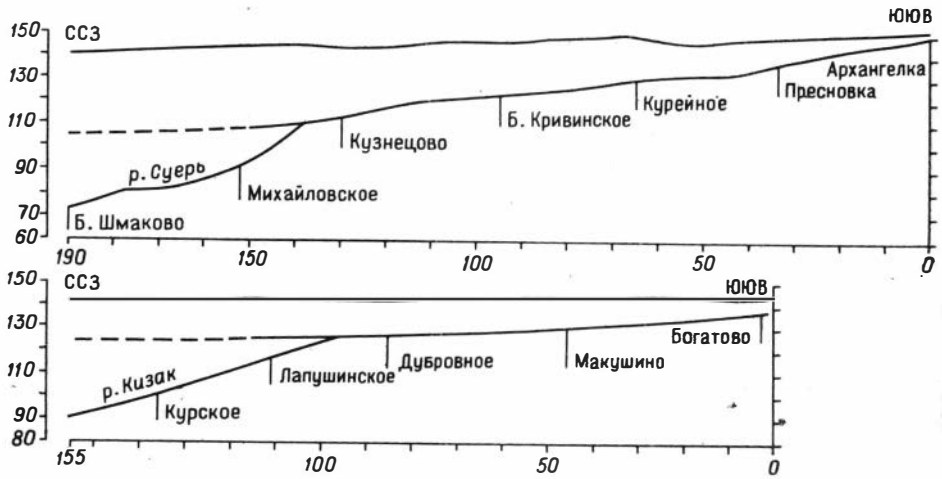


Рис. 23. Совмещенные продольные профили дна древних долин Ишим-Тобольского междуречья и русел прорезающих их современных рек. Верхняя линия — поверхность равнины междуречья в районе древней долины, нижняя — поверхность дна древней долины и прорезающего ее русла современной реки.

1956). На этой карте на Ишим-Тобольском междуречье изображена широкая полоса ранне- и среднечетвертичного аллювия, пересекающая современную долину Ишима между городами Петропавловском и Ишимом и следующая на юго-запад через район ст. Петухово по направлению к меридиональной Тобол-Убаганской долине. Такая же древняя ложбина изображена на геоморфологической карте, приложенной к работе З. А. Сваричевской (1958).

Строение рельефа равнины Ишим-Тобольского междуречья крайне своеобразно. Четко выступают две главнейшие особенности — однообразная ориентировка многочисленных грив и обилие озер, занимающих бессточные котловины. Этот своеобразный рельеф удачно назван К. П. Горшениным (1927), а затем В. В. Лавровым (1948) гривно-котловинной равниной. Такой рельеф занимает не всю поверхность междуречья. Участки гривного рельефа чередуются с плоской равниной с озерами и болотами, в пределах которой гривы отсутствуют.

Большинство озер и болотистых понижений Ишим-Тобольского междуречья не разбросано в беспорядке, а вытянуто в цепочки, протягивающиеся в северо-северо-западном и меридиональном направлениях в соответствии с общим уклоном равнины. Нами было установлено, что цепочки озер располагаются на дне древних ложбин, врезанных в породы, слагающие равнину, и расчлененных гривами на отдельные бессточные котловины (Волков, 1961, 1962, 1964; Волков и Волкова, 1964).

В южной части междуречья, близ долины Ишима, древние ложбины имеют ширину в среднем 1—5 *км* и образуют густую сеть. Проследить каждую отдельную ложбину не всегда возможно, однако в целом высотные отметки дна этих древних понижений повсюду весьма закономерно снижаются от 150—160 *м* в южной части междуречья до 130—135 *м* в 50—70 *км* севернее. Сеть более крупных древних ложбин расположена в средней и северной частях междуречья, в районе железной дороги Петропавловск—Курган и севернее. Наиболее значительными из них являются ложбины, переходящие на севере в современные долины правых притоков Тобола и Вагая. Одна из таких ложбин прослеживается непрерывно на расстоянии свыше 100 *км* от района пос. Пресновка (60 *км* южнее дороги) до истоков р. Суерь. Она имеет ширину около 10 *км*, а высотные отметки ее дна постепенно снижаются на север от 130 до 110 *м*. В 20—30 *км* восточнее этой ложбины проходит другая, прослеживающаяся на расстоянии свыше 80 *км* к югу от истоков р. Кизак. В 30—50 *км* восточнее расположена еще одна очень крупная ложбина, ширина которой достигает 15—20 *км*. Она проходит меридионально от железной дороги до района истоков р. Емец (правый приток Вагая). Дно ее местами осложнено глубокими замкнутыми бессточными котловинами. Вне пределов этих котловин (без сомнения, вторичных) плоское днище ложбины слабо наклонно на север, понижаясь от 140 до 130 *м*.

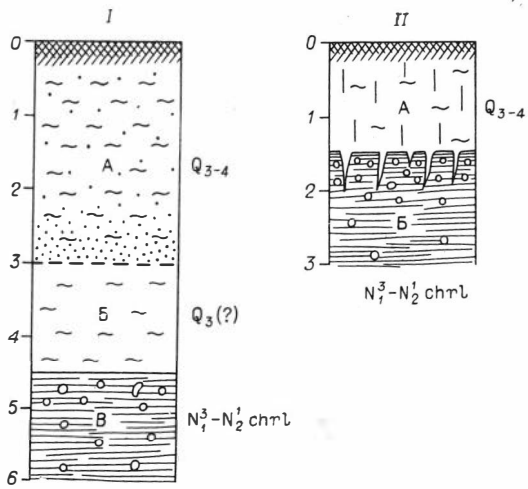


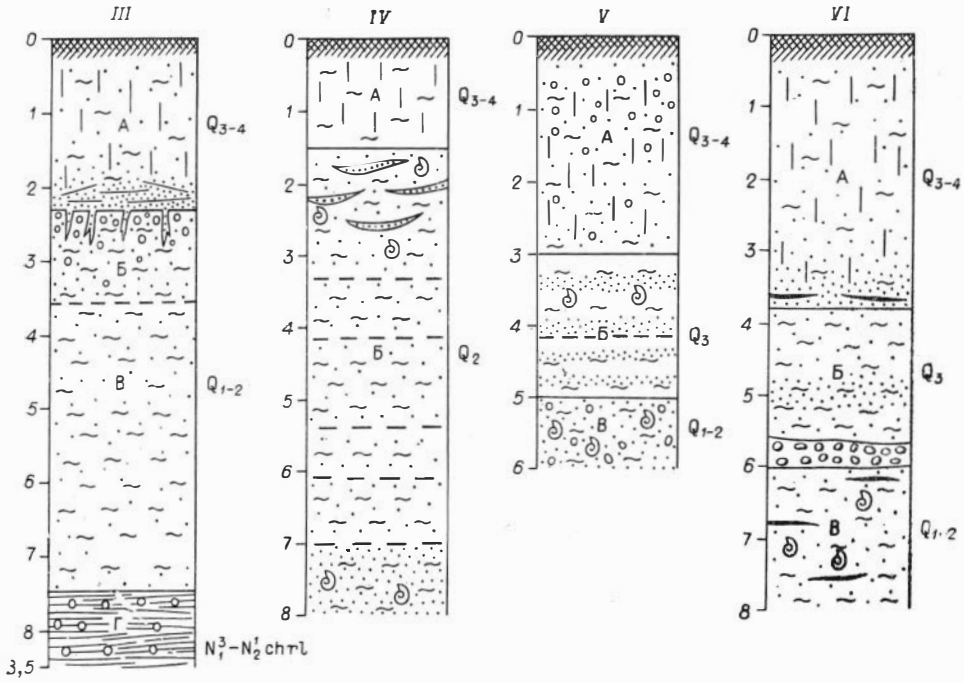
Рис. 24. Строение верхней части разреза на Ишим-Тобольском междуречье.

I — в 15 *км* к северо-северо-западу от оз. Алпаш, *II* — в 15 *км* к юго-востоку от пос. Лопатки, *III* — в 57 *км* к юго-юго-востоку от пос. Пресногорьковка, *IV* — в 40 *км* к западу от пос. Николаевка, *V* — в 3 *км* к северу от пос. Архангельское, *VI* — в 12 *км* к югу от пос. Николаевка. Пояснения в тексте.

Одной из вторичных котловин, осложняющих указанную ложбину, является котловина оз. Медвежьего, на дне которой нами найден битекейский аллювий (см. выше). Глубина вреза крупных ложбин постепенно возрастает в северном направлении (рис. 23). На равнине Ишим-Тобольского междуречья много и более мелких ложбин, имеющих ширину 2—5 *км*. Они также хорошо выдерживают общее, близкое к меридиональному, направление. Врез их небольшой.

Итак, Ишим-Тобольское междуречье изборождено сетью древних ложбин, по которым происходил сток в северном направлении. Дно их образует нижнюю, а пространство между ними — верхнюю ступень рельефа. Разница высот обеих ступеней в северном направлении постепенно возрастает до 30—35 *м*. Указанные ступени четко разграничиваются на крупномасштабных картах и на местности. Они различны не только по высоте, но и по строению разреза. Приведем несколько разрезов скважин, пройденных нами на относительно приподнятых участках равнины Ишим-Тобольского междуречья.

На крайнем юге междуречья, в 15 *км* к северо-северо-западу от северного берега оз. Алпаш (в 3 *км* к западу от совхоза «Докучаевский»)



на плоской равнине, имеющей отметки около 170 *м*, скважина вскрыла следующие слои (рис. 24, *I*):

А. Суглинок желтовато-бурый, светлый, карбонатный, тяжелый, слабопесчанистый. Близ основания слоя прослоек более опесчаненного суглинка с бурыми пятнами. Нижняя граница неясная . . . . . 3 *м*.

Б. Суглинок, сходный со слоем А, но более плотный, почти не опесчаненный и вязкий. Основание слоя резкое . . . . . 1,5 *м*.

В. Глина тонкодисперсная, плотная, преимущественно желтая. Много рыхлых мергельных конкреций, особенно близ поверхности слоя . . . . . 1,5 *м*.

В центральной части междуречья, в 30 *км* к восток-северо-востоку от пос. Пресновка на плоской относительно возвышенной поверхности, имеющей абсолютные отметки, близкие к 140 *м*, буровая скважина вскрыла на глубине около 1 *м* тонкодисперсную глину, неоднородно окрашенную, преимущественно буровато- и зеленовато-серую, с мергельными конкрециями. Несколько западнее, в 15 *км* к юго-востоку от пос. Лопатки в районе бровки западного склона древней долины буровой скважиной от абсолютной высоты 145 *м* вскрыты следующие слои (рис. 24, *II*):

А. Суглинок желто-бурый, лессовидный. Основание резкое . . . . . 1,5 *м*.

Б. Глина тонкодисперсная, серая и буровато-серая, с мергельными конкрециями, которых особенно много близ поверхности слоя . . . . . 1,5 *м*.

Другие скважины, пройденные западнее, на относительно приподнятой равнине, имеющей абсолютные отметки поверхности, близкие к 150 *м*, также вскрыли на глубине 2—4 *м* глины с мергельными конкрециями.

В северной части междуречья глины с мергельными конкрециями за пределами долин и котловин пользуются сплошным распространением, залегая неглубоко от поверхности на абсолютных отметках 115—125 *м*. Лишь в наиболее возвышенной северо-западной части междуречья, имеющей отметки 150—155 *м*, эти глины перекрыты слоем более молодых осадков мощностью до 25 *м*.

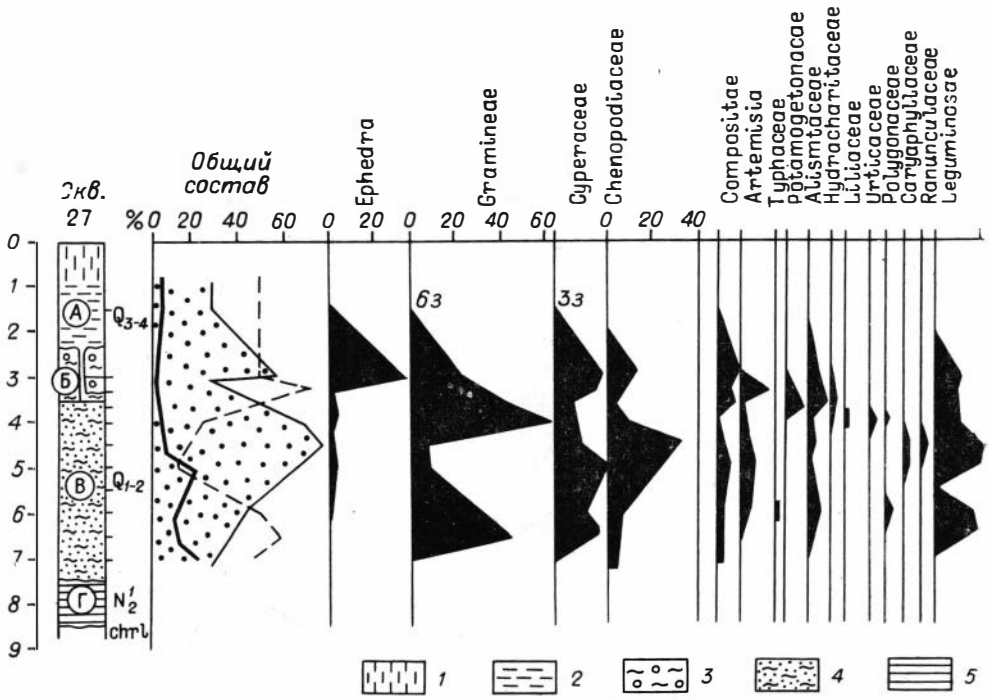


Рис. 25. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных

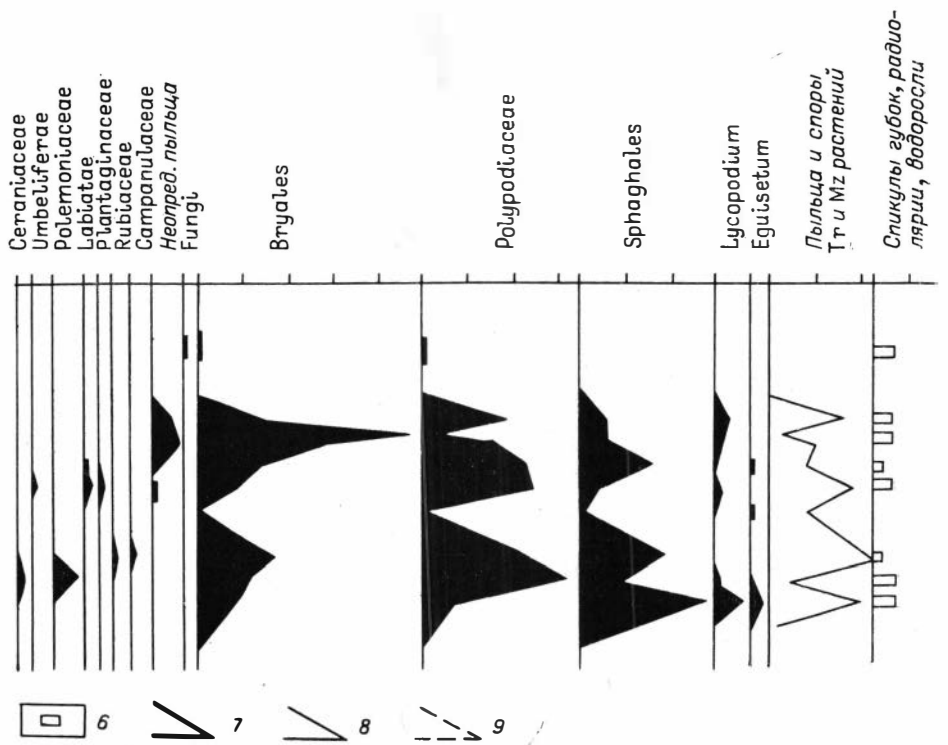
1 — суглинок песчанистый, *2* — супесь, *3* — суглинок с кристаллами гипса, *4* — суглинок песча
держание спикул губок, радиолярий и водорослей, *7* — сумма пыльцы древесных

Итак, плиоценовые глины с мергельными конкрециями на большей части междуречья залегают неглубоко от поверхности равнины. В южной части междуречья поверхность глин расположена на отметках 150—160 *м*, в центральной — на 135—145 *м*, а в северной — на 115—125 *м*. Во многих местах верхняя часть глин размыта, и тогда их поверхность располагается ниже. Почти повсеместно глины перекрыты позднеплиоценовыми и четвертичными отложениями изменчивого состава и мощности. Эти отложения в основном выполняют древние ложбинообразные понижения. Наиболее значителен размыв верхней части глин вдоль древних и современных долин, а также в северной части междуречья.

Большинство скважин, пробуренных нами на дне древних долин междуречья, поверхности дочетвертичных пород не достигли. Под покровом лессовидных отложений изменчивой мощности они встретили разнообразные по составу четвертичные отложения. Приведем несколько разрезов буровых скважин, пройденных нами на дне древних долин.

В южной части междуречья, в 57 *км* к юго-юго-востоку от пос. Пресногорьковка (в 3 *км* к югу от совхоза «Бауманский») в пониженной части межгривного понижения, имеющей абсолютные отметки около 162 *м*, в стенках канавы и скважине, пробуренной на ее дне, вскрыты следующие слои (рис. 24, *III*):

А. Светлый желтовато-бурый сильно опесчаненный суглинок и глинистый песок, карбонатный, пористый, внизу видна мелкая перемежающаяся слоистость. Близ основания слоя встречаются тонкие прослойки крупнозернистого песка и гравия. Основание резкое . . . . . 2,3 *м*.



отложений скв. 27 (к югу от совхоза «Бауманский»).

нистый с редкими гнездами гипса, 5 — глина с карбонатными конкрециями, 6 — процентное соподород, 8 — сумма пыльцы травянисто-кустарничковых растений, 9 — сумма спор.

В верхней части нижележащих пород — клинья и трещины, выполненные материалом, тождественным составу нижней части слоя А.

Б. Суглинок тяжелый, слабопесчанистый, вверху зеленовато-, внизу серовато-бурый, пронизанный следами корней травянистых растений. Встречаются скопления гипса. Последних особенно много близ поверхности слоя. Основание слоя неясное . . . . . 1,2 *м*.

В. Суглинок, сходный по облику с нижней частью слоя Б, плотный, без гипса. Основание резкое . . . . . 4 *м*.

Г. Глина тонкодисперсная, белесовато-желтая, с рыхлыми мергельными конкрециями . . . . . 1 *м*.

В. С. Волковой выполнен спорово-пыльцевой анализ отложений из приведенного выше разреза (рис. 25). В глинах слоя Г встречены лишь единичные пыльцевые зерна. Среди них присутствует пыльца березы, ольхи, сосны и трав. Залегающие выше суглинки (слои Б и В) охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами различного состава. Достаточно определенно выделяются три типа спектров, характерных для нижней части слоя В, верхней части этого слоя и слоя Б.

Отложения нижней части слоя В в интервале 5—7,5*м* содержат большое количество пыльцы и спор. В основании толщи (6—7,5 *м*) преобладают споры (48—58%). Содержание трав колеблется от 29 до 40%. Пыльцы древесных (сосны, ольхи, березы, ели и ивы) немного (10—20%). На глубине 7 *м* встречено одно зерно лиственницы. Среди трав много злаков (20—30%), осок (10—20%) и бобовых (10—15%). Ксерофитов не более 10%. Среди разнотравья преобладает пыльца сем. *Pramineae*, *Polemoniaceae* и *Alismataceae*. Споры принадлежат в основном папоротникам (12—60%) и сфагновым мхам (18—55%). Зеленые мхи присутствуют не во всех образ-

цах. Количество их не превышает 20—30%. Следует отметить, что для этой части разреза характерно довольно большое количество спор грибов. Все споры довольно крупные, с толстыми оболочками.

Соотношение основных компонентов спектров меняется в средней части толщи (4—5 *м*). Здесь больше всего пыльцы трав (60—70%), меньше спор (26—40%); содержание пыльцы древесных растений (сосны, березы, сибирского кедра, ели, ольхи и ивы) не превышает 10—13%, в отдельных образцах 2—4%. Поэтому процентное содержание пыльцы отдельных видов нами не высчитывалось. Среди трав преобладает пыльца ксерофитов, принадлежащая маревым (25—35%), полыни (до 4%), сложноцветным (род *Aster* — 4—6%) и гвоздичным. Есть также пыльца осок (до 20%), злаков (5—10%) и бобовых. В малых количествах встречена пыльца водных и прибрежно-водных растений. Среди спор много папоротников (20—50%), меньше зеленых (до 20%) и очень мало сфагновых мхов. Присутствуют также споры *Lycopodium clavatum* L., *Equisetum* sp., *Salvinia* sp., *Selaginella* sp. и *Osmunda* sp.

В верхней части толщи суглинков (интервал 3,5—4 *м*) вновь преобладают споры (50—70%), меньше пыльцы трав (26—55%) и еще меньше (2—4%) древесных пород (березы, сосны и ольхи). Состав пыльцы трав разнообразен. Преобладают злаки (40—60%), осоки (до 20%) и бобовые (до 10%). Ксерофиты представлены пыльцой маревых (5 — 10%), сложноцветных, полыней. Много пыльцы разнообразных водных и прибрежно-водных растений. В этой группе преобладает пыльца частуховых, рогозовых и рдестов. Пыльца разнотравья принадлежит *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Liliaceae*, *Geraniaceae* и др. В группе спор особенно много зеленых мхов (от 20 до 95%). Очень мало спор папоротников и сфагновых мхов. Есть также споры *Lycopodium clavatum* и грибов. Встречаются как крупные споры грибов с толстыми оболочками, так и мелкие.

Для всей толщи суглинков характерно присутствие пыльцы экзотов, принадлежащей широколиственным и хвойным древесным породам, обычно входящим в состав спорово-пыльцевых спектров пород среднего, верхнего олигоцена и неогена. Спорово-пыльцевые спектры указывают, что суглинки накапливались в различных климатических условиях. Нижняя часть суглинков отлагалась в условиях влажного и несколько прохладного климата. Средняя часть, напротив, формировалась в условиях значительно более сухого и, по всей вероятности, более теплого климата. Спорово-пыльцевые спектры верхней части толщи (слой Б) отражают новое изменение климата в сторону его увлажнения. Общий состав спорово-пыльцевых спектров, характер флоры (присутствие спор *Salvinia* sp., *Osmunda* sp. и пыльцы *Potamogeton* sp.), а также общее положение толщи суглинков в разрезе позволяют считать возраст этих отложений не моложе среднечетвертичного. Пыльцу и споры содержит также слой А (спорово-пыльцевая характеристика его приведена в III главе).

На юго-востоке междуречья, в 3 *км* к западу от пос. Балуан (в 40 *км* к западу от пос. Николаевка на р. Ишим) в относительно пониженной части межгривного понижения на плоской поверхности, имеющей абсолютные отметки около 155 *м*, скважина вскрыла следующие слои (см. рис. 24,*III*):

А. Суглинок желтовато-бурый, светлый, карбонатный, комковатый, со следами корней травянистых растений. Основание резкое . . . . . 1,5 *м*.

Б. Суглинок серый, буровато-серый и голубовато-серый, местами переходящий в супесь. Много слюды и песчаных частиц. Вверху встречаются прослойки глинистого песка с окатышами глин, фрагментами мергельных конкреций, раковинами вальват и планорбид. В средней части слоя песка мало. Местами в керне видна тонкая слоистость. В нижней части слоя много прослоек, обогащенных глиняными окатышами и мелкой галькой из мергельных конкреций. На глубине 6 *м* от поверхно-

сти слоя Б опесчаненность вновь сильно уменьшается, и суглинок становится однородным, пластичным. Здесь встречаются мелкие раковины пресноводных моллюсков . . . . . 6,5 *м*.

Около десятка других буровых скважин, пройденных в районе приведенного выше разреза, под покровными лессовидными отложениями также встретили неоднородно опесчаненные суглинки с раковинами пресноводных моллюсков, среди которых удалось определить *Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Limnaea* sp. Толща суглинков, вскрытая под лессовидными отложениями, несомненно, является русловым и старичным аллювием, формировавшимся отчасти за счет размыва плиоценовых глин с мергельными конкрециями.

Несколько севернее, в 3 *км* к северу от пос. Архангельское в понижении между гривами на северном берегу одного из озер, расположенных на месте древней ложбины стока, скважина встретила следующие слои (см. рис. 24, *V*):

А. Суглинок желтовато-бурый, слабо песчанистый, лессовидный, со следами корней. Основание резкое . . . . . 3 *м*.
Б. Суглинок буровато-серый, серый и голубовато-серый, слюдистый. Встречаются прослойки, обогащенные песком и содержащие раковины пресноводных моллюсков (чаще вверху). Местами в керне видны тонкие прослойки алеврита. Основание резкое . . . . . 2 *м*.
В. Бурый, сильно песчанистый суглинок с большим количеством глиняных окатышей и галькой из конкреций мергеля. Много обломков мелких раковин пресноводных моллюсков . . . . . 0,7 *м*.

Суглинок слоя Б распространен лишь в пределах древней ложбины. Другая скважина, пройденная восточнее ложбины, таких отложений не встретила. Суглинок является, по-видимому, русловым и старичным аллювием. Слой В образовался за счет непосредственного перемыва глин черлакской свиты и представляет собой, вероятно, позднеплиоценовый (битекейский) аллювий.

В центральной части междуречья, в 12 *км* к югу от пос. Пресновка на дне широкой древней долины, протягивающейся меридионально, между двумя озерами буровая скважина встретила следующие слои (см. рис. 24, *VI*):

А. Суглинок светлый, желтовато-бурый, тяжелый, слабо опесчаненный, лессовидный. Тонкие (2—3 *см*) гумусированные прослойки. Основание резкое . . . . 3,8 *м*.
Б. Суглинок тяжелый, буровато-серый и серый, комковатый, в средней части слоя опесчаненный. В основании прослоек (0,3 *м*) глиняных окатышей. Основание резкое . . . . . 2,2 *м*.
В. Суглинок легкий, серый и голубовато-серый, слюдистый, с запахом тленья, излом раковистый. Встречаются ярко-бурые прослойки толщиной 5 *см* . . . . . 2 *м*.

Отложения, залегающие ниже покровных лессовидных суглинков, распространены лишь в пределах древней долины и не встречены буровой, пройденной к востоку от нее. Слой Б отлагался, по всей вероятности, в русле, а слой В — в старице. Оба слоя — часть отложений, выполняющих долину.

Севернее пос. Пресновка, в 3 *км* к северу от оз. Филатово в восточной части широкой древней долины на месте русла, сохранившегося в виде цепочки озер, на перешейке между двумя озерами (рис. 26) скважина вскрыла следующие слои (рис. 26, *I*):

А. Суглинок песчанистый, желтовато-бурый, лессовидный. Основание резкое ...4,5 *м*.
Б. Суглинок тяжелый, желтовато-серый, неоднородно опесчаненный, в нижней части — прослойки ярко-бурого цвета. На глубине 7,5 *м* — прослоек гравия. Основание резкое . . . . . 3 *м*.
В. Суглинок серый и зеленовато-серый, с глиняными окатышами— 0,5 *м*.

Слой Б является, вероятно, пойменным, а слой В — русловым аллювием.

Буровая скважина, пройденная в 100 *м* к северо-западу, устье которой расположено на 3,5 *м* ниже, вскрыла следующий разрез (рис. 26, *II*):

А. Желтый и бурый полосчатый суглинок озерного типа. В основании — прослоек гравия . . . . . 1,5 *м*.

Б. Суглинок буровато-желтый и буровато-серый, лессовидный, сильно измененный. Основание резкое . . . . . 1,7 *м*.

В. Песок разнозернистый, серый, с прослойками суглинка. Ниже — прослойки глиняных окатышей и гальки из конкреций мергеля. На глубине 5,5 *м* встречен такой прослоек толщиной 0,7 *м*. Ниже — до забоя — алеврит голубовато-серый, с тонкими (до 1,5 *см*) прослойками глиняных окатышей и гальки конкреций мергеля . . . . . 5 *м*.

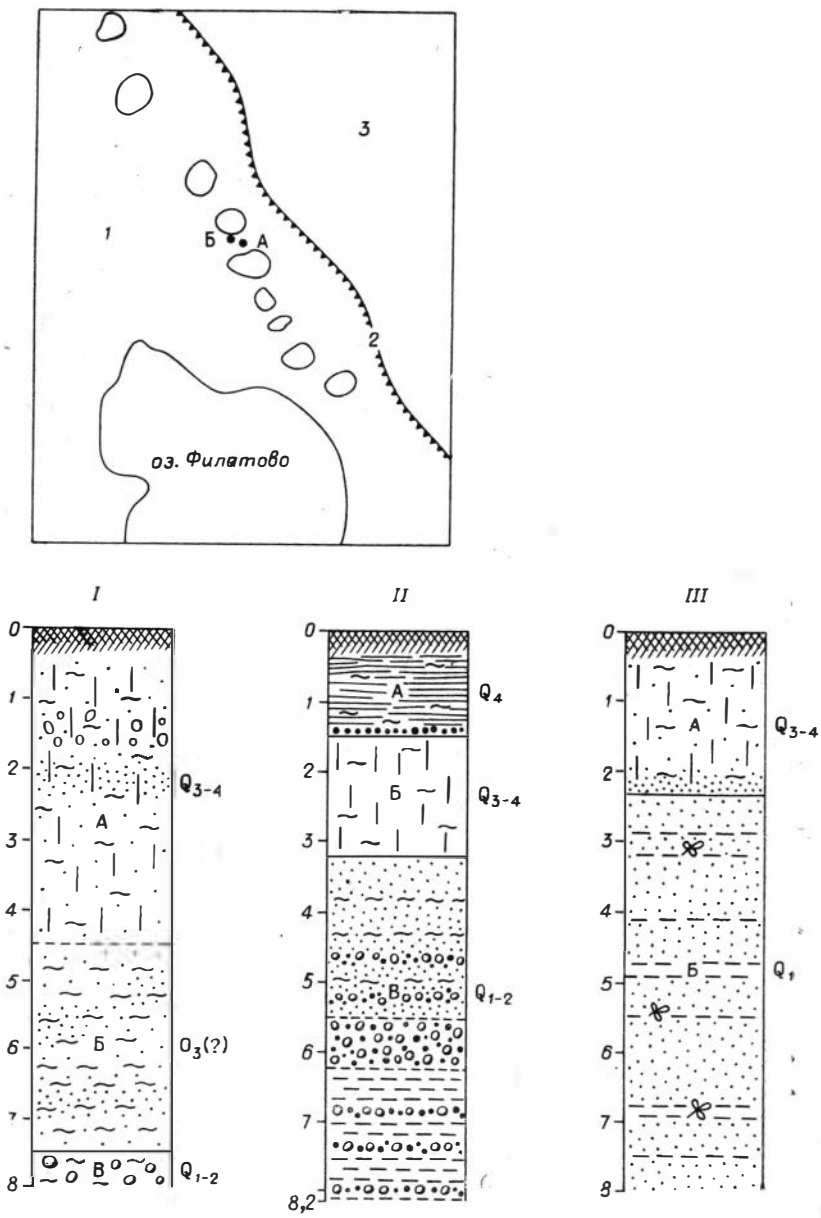


Рис. 26. Расположение и разрезы скважин, пройденных на дне древней долины севернее оз. Филатово.

1 — дно древней долины с озерами, *2* — склон древней долины, *3* — относительно приподнятая равнина древнего междуречья. *I* и *II* — в 3 *км* к северу от оз. Филатово, *III* — в 2 *км* к западу от пос. Меншиково. Пояснения в тексте.

Слой Б обеих скважин является, по всей вероятности, русловым аллювием.

В северной части Ишим-Тобольского междуречья, где крупные древние долины глубоко врезаны, буровые скважины, пройденные нами на дне их, также встретили отложения пойменного и руслового типа. Так, в 2 *км* к западу от пос. Меншиково в восточной части руслообразного понижения, осложняющего дно долины, вскрыты следующие слои (рис. 26, *III*):

А. Суглинок слабо песчанистый, лессовидный, желтовато-бурый, пластичный. Внизу — прослоек глинистого песка. Основание резкое . . . . . 2,3 *м*.

Б. Беспорядочное чередование прослоек глинистого песка и алеврита. Вверху цвет ржаво-бурый, ниже — зеленовато-серый и серый. Встречаются остатки стеблей осок, камыша и других водных растений . . . . . 5,8 *м*.

По-видимому, слой Б является верхней частью руслового и старичного аллювия древней долины.

В целом бурение на дне древних долин показало, что здесь развиты русловые, старичные, пойменные и озерные отложения изменчивого состава. Русловые отложения в северном направлении постепенно становятся все более мелкозернистыми. Общая мощность отложений, выполняющих древнюю долину в 25 *км* к северу от пос. Пресновка, во всяком случае превосходит 20 *м* (Городецкая, 1962). Максимальная мощность их, вероятно, еще больше. Поперечный профиль долины освещен лишь четырьмя скважинами, что при ширине ее около 15 *км* недостаточно для уверенного определения максимального вреза. Органические остатки, извлеченные из отложений древних долин, немногочисленны. Они показывают, что среди этих отложений присутствуют позднеплиоценовые и раннечетвертичные. Как будет показано, сток по долинам, несомненно, происходил и в более позднее время. В связи с этим в долинах есть также аллювий средне- и позднечетвертичного возраста.

Итак, плоская равнина Ишим-Тобольского междуречья, первоначально повсеместно сложенная с поверхности неогеновыми (раннеплиоценовыми) отложениями существенно глинистого состава, позже была неравномерно размыта текучими водами. Образовалась густая и разветвленная сеть долин общего северного направления, которая позже в значительной степени была выполнена аллювием и иными осадками. Еще позже сток по долинам прекратился, и они превратились в цепочки разобщенных котловин, ныне отчасти занятых озерами и болотами. Подробно этот последний этап эволюции рельефа Ишим-Тобольского междуречья описан в III главе.

Прикокчетавская часть Ишим-Иртышского междуречья

К югу от Петропавловска, восточнее долины Ишима вплоть до долины Иртыша простирается равнина, ограниченная с юга склоном Кокчетавской возвышенности, а с севера—средним и нижним участками Камышловского лога. Эта часть равнины юга Западно-Сибирской низменности отличается ничтожными колебаниями высотных отметок. Она слабо расчленена и имеет удивительно однообразную поверхность, которая часто близка к идеальной плоскости.

Наиболее возвышена полоса равнины, протягивающаяся вдоль северного склона Кокчетавской возвышенности (около 150 *м*) и восточного склона долины Ишима (140—145 *м* абс. выс.). Примыкающая к склону возвышенности часть равнины наиболее расчленена. Здесь расположено несколько значительных по площади замкнутых котловин. Они заняты озерами, в которые впадают временные и постоянные потоки, стекающие с возвышенности. Некоторые из указанных котловин очень неглубокие (озера Тарангул, Кумдыколь, Шаглытенгиз), врез других более значителен (оз. Ка-

расор — 15 *м*, оз. Калибек — 55 *м*). Слабо врезанные котловины озер Тарангул и Шаглытенгиз в северной части переходят в древние долины (соответственно Камышловский лог и нижняя часть долины р. Чаглинка). Равнина правобережья Ишима, напротив, весьма слабо расчленена. Здесь крупных неровностей почти нет и относительные колебания отметок не превосходят первых единиц метров. В целом равнина междуречья имеет слабый уклон на северо-восток, к Иртышу. В ее центральной части господствуют высотные отметки 130—145 *м*, а в восточной — 120—125 *м*.

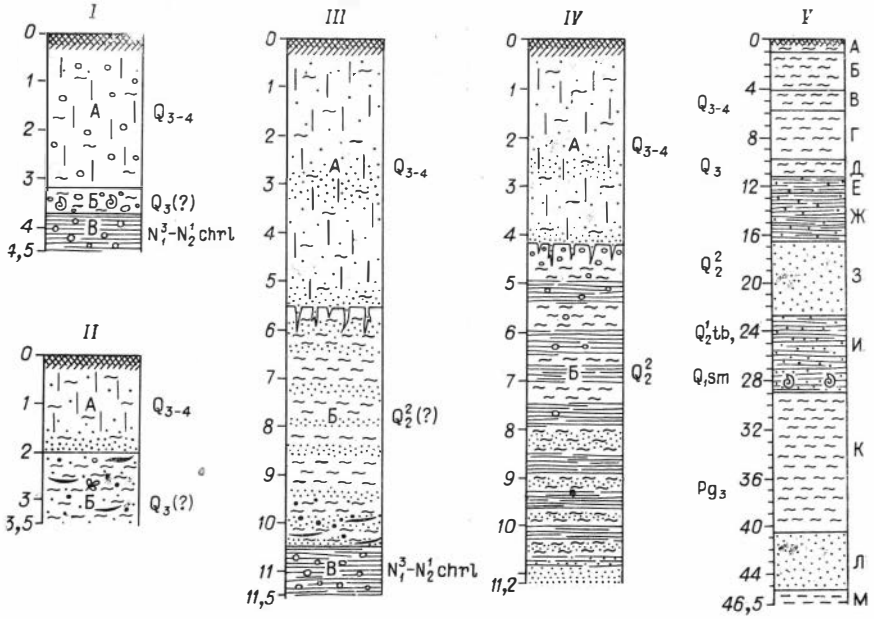


Рис. 27. Строение четвертичных отложений на равнине Ишим-Иртышского междуречья.

I — в 20 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево, *II* — в 23 *км* к юго-востоку от ст. Булаево, *III* — в 20 *км* к юго-юго-востоку от г. Ишима, *IV* — в 35 *км* к восток-юго-востоку от пос. Викулово, *V* — в 1 *км* к югу от оз. Домашнее (район пос. Смыково). Пояснения в тексте.

Строение отложений южной части Ишим-Иртышского междуречья изучено слабо. В южной части равнины неглубоко от поверхности залегают третичные породы, представленные вверху раннеплиоценовыми серыми и бурыми глинами с мергельными конкрециями (черлакская свита), местами прикрыты грубозернистым позднеплиоценовым (битекейским) аллювием. Сходное строение имеют разрезы правобережья Ишима и района Камышловского лога. Этот господствующий тип разреза не является единственным. Встречено много разрезов, где под покровом лессовидных отложений залегают различные по составу отложения четвертичного возраста. Ниже мы приведем несколько таких разрезов.

В 20 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево буровая, пройденная нами на склоне неглубокой округлой котловины (рис. 27, *I*), ниже лессовидных отложений вскрыла разнозернистый песок и сильно песчанистый суглинок мощностью 0,5 *м* с остатками осок и камыша. В нижней части встречаются глиняные окатыши и галька из мергельных конкреций. В слое обнаружены раковины пресноводных моллюсков *Valvata* cf. *piscinalis* (Müll.), *Limnaea* cf. *stagnalis* L., *Planorbis* cf. *planorbis*, обломки *Unio* sp. ind. Песок залегает с размывом на серых и бурых раннеплиоценовых глинах с мергельны-

ми конкрециями. Вероятно, это прибрежно-озерные отложения позднечетвертичного возраста.

В 23 *км* к юго-востоку от ст. Булаево (3 *км* к западу от пос. Шакан) в пределах обширного понижения относительной глубиной около 1 *м*, занятого лесом, скважина ручного бурения вскрыла следующие слои (рис. 27, *II*):

А. Суглинок песчанистый, желто-бурый, лессовидный, со следами корней трав. Основание резкое . . . . . 2 *м*.
Б. Суглинок пластичный, зеленовато-бурый. Встречаются темно-бурые пятна. Много остатков камыша и осок . . . . . 1,5 *м*.

Слой Б не встречен многими буровыми, пройденными в нескольких километрах южнее и западнее. Он заполняет погребенное понижение, выработанное в раннеплиоценовой глине. Вероятно, это прибрежные озерные средне- или позднечетвертичные отложения.

В восточной части равнины по мере приближения к долине Иртыша третичные породы все чаще скрываются под различными по составу четвертичными отложениями. Под покровными лессовидными отложениями здесь развиты желтовато-бурые, зеленовато-бурые и серые субаквальные суглинки, алевриты и глинистые пески, мощность которых вблизи пологого западного склона долины Иртыша значительна.

Притюкалинская равнина

(Северная часть Ишим-Иртышского междуречья)

Северная часть Ишим-Иртышского междуречья, ограниченная на юге Камышловским логом, а на севере — южным склоном широтного отрезка долины Иртыша, также слабо наклонна. Наиболее возвышено правобережье Ишима, где господствуют отметки 135—140 *м*. Восточнее равнина снижается до 125—130 *м* в центральной части и до 90—100 *м* близ Иртыша. На севере равнина ограничена уступом относительной высотой 20—30 *м*.

Восточнее г. Ишима намечается широкое понижение, вытянутое с запада на восток. На западе его дно имеет отметки 110—120 *м*, а в районе Тюкалинской группы озер — 90—110 *м*. В целом Притюкалинская равнина изобилует неглубокими, но нередко обширными понижениями, занятыми озерами и болотами. Котловины озер обычно округлы, в поперечнике не более нескольких километров. Склоны их низкие (редко выше 5 *м*), но довольно крутые. Понижения болот (займищ), напротив, обширны и нередко слабо очерчены. Некоторые понижения ограничены древними береговыми линиями, показывающими, что здесь были обширные озера. В северной и северо-восточной частях равнины появляются мелкие речки с зачаточными долинами. Здесь встречаются также плохо сохранившиеся мелкие древние долины общего восточного и северо-восточного направления.

Несколько возвышенная западная часть Притюкалинской равнины сложена в основном неогеновыми породами, перекрытыми плащом более молодых осадков, мощность которого возрастает в восточном направлении за счет понижения поверхности размыва третичных пород. Приведем некоторые разрезы северной части Ишим-Иртышского междуречья.

В 20 *км* к юго-юго-востоку от г. Ишима, в ложбине верховьев руч. Дятел, правого притока Ишима, на отметках около 140 *м* буровой вскрыты следующие слои (рис. 27, *III*:

А. Суглинок желто-бурый, светлый, тяжелый, со следами корней, внизу опесчаненный. Основание резкое. В залегающих ниже породах видны трещины, выполненные материалом, тождественным составу нижней части слоя А . . . . . 5,5 *м*.
Б. Суглинок неоднородно опесчаненный, слоистый, вверху буровато-серый, внизу серый. Есть ржавые пятна и прожилки. Близ основания чередуются прослойки сильно глинистого песка и глины комковатой (вероятно, глиняных окатышей). Основание слоя резкое . . . . . 5 *м*.
В. Глина темно-серая, плотная, с мергельными конкрециями . . . . . 1 *м*.

Несколько других скважин, пройденных в районе ложбины, вскрыли аналогичный разрез. Слой Б является озерными, внизу, возможно, русловыми отложениями четвертичного возраста. Глины слоя В — третичные.

Севернее, в 35 *км* к восток-юго-востоку от пос. Викулово у северного края равнины Ишим-Иртышского междуречья на отметках, близких к 120 *м*, скважина вскрыла следующие слои (рис. 27, *IV*):

А. Суглинок тяжелый, слабо песчанистый, желтовато-бурый, карбонатный. Внизу опесчаненность больше. Основание резкое. В нижележащих породах — погребенные трещины, выполненные материалом, тождественным нижней части слоя А . . . . . 4,2 *м*.
Б. Суглинок тяжелый, неоднородного состава. Вверху цвет бурый, желтовато-бурый, внизу — зеленовато-серый и серый. Есть черные пятна и скопления извести на месте корней. Последних много в верхней части слоя. Близ основания слоя ржавые пятна и прослои глинистого песка. На глубине около 11,1 *м* — постепенный переход в серые со ржавыми пятнами пески . . . . . 7 *м*.

Ниже слоя покровных лессовидных отложений в данном разрезе залегают осадки прибрежно-озерного типа (слой Б), резко отличные от плиоценовых. Но на севере Ишимской степи на отметках, близких к 115—120 *м*, обычно обнажаются плиоценовые глины с мергельными конкрециями. В районе скважины эти глины, вероятно, размыты на значительную глубину. Общее положение слоя Б заставляет считать его возраст среднечетвертичным.

В восточной части междуречья в месте перехода его в пологий западный склон долины Иртыша Старосолдатской ГСП Омской экспедиции была пройдена скважина. Материалы по этой и нескольким другим скважинам были любезно предоставлены в наше распоряжение руководителем указанной партии Я. С. Тарасенко, с разрешения которого мы и помещаем их в настоящей работе.

Буровая скважина 18 расположена в 1 *км* к югу от оз. Домашнее (район пос. Смыково) на слабо наклонной на северо-восток равнине, имеющей абсолютную отметку поверхности 116 *м*. Она вскрыла следующий разрез (рис. 27, *V*):

А. Суглинок бурый, средний, карбонатный . . . . . 1 *м*.
Б. Суглинок светло-бурый, тяжелый, карбонатный. . . . . 3,2 *м*.
В. Суглинок серый, средний до тяжелого, карбонатный . . . . . 1,6 *м*.
Г. Суглинок зеленовато-серый, тяжелый, карбонатный, с гнездами синеватой глины . . . . . 4,1 *м*.
Д. Суглинок светлый, зеленовато-серый, с растительными остатками . . . . 1,4 *м*.
Е. Глина серая, очень плотная, с мелкими известковистыми конкрециями . . 1,2 *м*.
Ж. Глина буро-серая, песчаная, участками вязкая, плотная . . . . . 4,2 *м*.
З. Песок серый и коричневато-серый, тонкозернистый, карбонатный, с растительными остатками . . . . . 6 *м*.
И. Глина синевато-серая, песчаная, карбонатная, с растительными остатками и раковинами . . . . . 6,4 *м*.
К. Суглинок коричневато-серый, облессованный, комковатый . . . . . 11,7 *м*.
Л. Песок коричневато-серый, алевритовый, слабо глинистый . . . . . 4,7 *м*.
М. Глина алевритовая, коричневато-серая. . . . . 1,1 *м*.

Минеральный состав отложений охарактеризованной скважины, по данным И. И. Задковой, весьма разнообразен. В интервале отложений 29,8—

45,5 *м* отмечается высокое содержание полевых шпатов (30%) среди основных породообразующих минералов. Значительную роль играют плагиоклазы ряда альбит—олигоклаз (8—14%). Кварца не более 52%. В шлифах наблюдаются интересные морфологические особенности минеральных зерен. Зерна кварца имеют причудливую неправильную или тонколинзовидную форму. Полевые шпаты свежие. Обычно совершенно не разложены пачки листочков зеленой слюды, резко выделяющиеся по размеру среди других обломков. В отложениях много зерен глауконита, которые имеют трещины синерезиса и неровные края. Зерна мелкие, грязно-зеленого цвета. Среди глинисто-слюдистой части много обрывков растительных тканей, обломков спикул губок, диатомовых и других органических остатков. Порода имеет плотную неясно параллельно-слоистую текстуру.

Тяжелая фракция составляет 2,3—3,2%. Резко превалирует эпидот (50% фракции). Много амфиболов (в сумме ~ 28%). Комплекс устойчивых к химическому выветриванию минералов находится в резко подчиненном положении. Лишь в верхней части разреза несколько повышается содержание турмалина (до 3,5%) и минералов метаморфических пород — ставролита и дистена. Постоянно присутствует апатит. Из аутигенных минералов в глинистых породах разреза наблюдаются пирит и марказит чаще всего ассоциирующие с органическими остатками. Рентгеноструктурный анализ показал, что среди глинистых минералов преобладает каолинит и лишь на глубине 38 *м* увеличивается количество гидрослюды, а содержание каолинита и монтмориллонита снижается до подчиненных значений. Глинистые чешуйки в этой части разреза имеют оптическую ориентировку, близкую к решетчатой.

В образцах из глин интервала 22,7—29,1 *м* коллоидно-дисперсная часть составляет 90% (дисперсная подготовка образцов к анализу). Агрегатный и микроагрегатный анализы показывают высокую агрегированность породы. В тонких шлифах иногда можно наблюдать в породе массу мелких угловатых обломочков глины. Эти глинистые обломки играют основную роль в составе легкой фракции (36—71%) при подчиненном количестве зерен кварца и полевых шпатов.

Содержание тяжелой фракции возросло по сравнению с подстилающим горизонтом (2,4—6,6%), по-видимому, за счет аутигенного пирита, псевдоморфозы которого и инкрустации по растительным остаткам здесь нередко встречаются. Заметно повысилось количество черных рудных минералов (до 24%), циркона (до 10%), турмалина (до 9%), количество неустойчивых минералов резко снизилось.

Коллоидно-дисперсная часть породы имеет сложный состав и представлена смесью сильно разбухающих смешанно-слойных минералов монтмориллонитового состава, гидрослюды, каолинита и хлорита. Основная масса плотных разностей глин состоит из агрегата глинисто-слюдистых частиц. Листочки слюды не разложены, имеют свежий вид и довольно ясную решетчатую текстуру. Среди грязно-зеленой основной массы — кусочки и обрывки лигнитизированной растительной ткани. Никаких значительных изменений вокруг растительных остатков не наблюдается. Диагенетические образования в породе представлены стяжениями пирита и тонкокристаллического карбоната.

Отложения, залегающие выше (интервал 16,7—22,7 *м*), значительно отличаются как по гранулометрическому, так и минералогическому составу. В гранулометрическом спектре породы при любом способе подготовки образцов к анализу резко преобладают частицы 0,1—0,05 *мм* (43—80%). Медианный диаметр зерен равен 0,05 *мм*.

Минеральный состав фракции 0,1—0,05 *мм* по сравнению с таковым нижележащих горизонтов отличается повышенным содержанием устойчи-

вых компонентов в легкой и тяжелой фракциях. Среди легких минералов стало больше кварца (50—70%). Однако содержание полевых шпатов обычно выше 25%. Есть слюда, переотложенные зерна глауконита. Выход тяжелой фракции невелик — 1—2%. Эпидот по-прежнему является здесь главенствующим минералом (50—60%). Черные рудные составляют заметную часть фракции (до 25%). Повысилось содержание циркона (до 8,6%) и турмалина (до 3,3%). Количество роговой обманки уменьшилось (до 10%). Прочих компонентов в сумме всегда меньше 10%.

Выход глинистой фракции в породе не превышает 30%. Рентгеноструктурный анализ образцов фракции меньше 0,001 *мм* показал довольно четкие базальные рефлексы монтмориллонита и каолинита. Роль гидрослюды чрезвычайно мала. Большой интерес представляют петрографические особенности пород этого горизонта. Минеральные зерна наряду с изометричными часто имеют причудливую палочковидную, клиновидную и удлиненно-изогнутую форму. Иногда они резко выделяются по своему размеру из общей массы. Листочки слюды совершенно не разложены. Цементирующая глинистая масса пелитоморфна, имеет точечную поляризацию и содержит массу тонкорассеянного карбоната. Более крупные зернышки карбоната несут следы окатанности. Известно, что взвешенная муть рек аридной зоны обычно содержит в своем составе массу карбонатных частиц. Вверх по разрезу этого горизонта карбонаты постепенно из породы исчезают. В кровле толщи цемент глинисто-слюдистый. Листочки слюды имеют бурый цвет и, как правило, несут следы разложения.

Отложения в интервале 11,3—16,7 *м* по гранулометрическому составу, согласно данным дисперсного анализа образцов пород из этой толщи, относятся к алевритистым пелитам.

Тонкодисперсная фракция, составляющая основную массу породы, имеет сложный состав. В основании толщи преобладает гидрослюда, вверх по разрезу возрастает количество монтмориллонита. Чешуйки гидрослюды имеют ориентировку, близкую к перпендикулярной. Местами она близка к параллельной. В верху толщи глинистые минералы изменены вторичными процессами. В глинистой части наблюдается флюидная текстура, сгустки глинистой массы, колломорфные пленочки вокруг минеральных зерен.

В интервале 11,3—12,5 *м* глинистая масса имеет интенсивно бурый цвет, несет следы разложения. Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит. Присутствуют каолинит, гидрослюда и хлорит.

Для минерального состава фракции 0,1—0,05 *мм* характерно увеличение количества устойчивых минералов снизу вверх по разрезу. Так, в подошве кварц составляет 55%, а выше — 66—71%. Напротив, количество полевых шпатов максимальное (38%) в нижнем горизонте толщи, а вверх по разрезу снижается (24—26%). Встречаются также измененные листочки слюды, обломки кремнистых пород, разложенные зерна глауконита и т.д.

Выход тяжелых минералов невелик (1—2%). В верхних горизонтах их несколько больше (до 3,8%), по-видимому, за счет пирита (?). По-прежнему среди них превалируют эпидот (48—65%), черные рудные (13,33%). Амфиболы в сумме составляют не более 10%.

Из диагенетических образований встречены хорошо оформленные округлые стяжения скрытокристаллического карбоната, монокристаллы кальцита, стяжения полуторных окислов Fe. В толще встречаются также комковатые разности глин.

Пачки глин и суглинков в интервале 11,3—5,8 *м* по гранулометрическому составу являются тонкоалевролитовыми. Содержание фракции 0,01—0,05 *мм* при дисперсной подготовке образца составляет до 31,2%; при микроагрегатной — 42—60%. Пелитовых частиц — 66—75%. Тонкодисперсная часть породы состоит из смеси разбухающего минерала из группы

монтмориллонита, смешанно-слойного минерала и каолинита. В породах нередко наблюдаются участки с оптически ориентированными листочками гидрослюды (ориентировка, близкая к перпендикулярной, размеры ячеек 0,03×0,03). Интересно, что в ячейки обычно захватываются и зерна терригенных минералов — кварца, полевых шпатов и др. Листочки гидрослюд при этом имеют свежий вид. Это, по всей вероятности, свидетельствует о существовании довольно холодного климата во время образования этих пород. Прослеживаются начальные стадии образования колломорфной и агрегатной структуры глинистой массы, являющиеся, по-видимому, наложенным процессом, говорящим о последующем изменении режима тепла и влаги области седиментации в сторону сухости.

Минеральный состав терригенной части пород отличается полимиктовостью в низах толщи (кварц 50%, полевые шпаты 34—39%, слюды 3%, прочие компоненты 13%). В тяжелой фракции резко увеличилось количество роговой обманки — 34%. В верхах разреза снова повышается роль устойчивых минералов. Наблюдаются мелкие мергелистые конкреции.

Органическое вещество, встречающееся в виде мелких комочков, почти не разложено, не активно, что свидетельствует о недостатке влаги (Ренгартен, 1965).

Разрез скв. 18 (интервал 0,8—6,8 *м*) заканчивается покровными отложениями, которые по гранулометрическому спектру можно отнести к алевритистым пелитам (дисперсная подготовка образца к анализу). Микроагрегатный анализ показывает высокое содержание лессовой фракции (0,01—0,05 *мм*), что отвечает составу типичных лессов (39—55%).

Среди глинистых минералов здесь преобладает монтмориллонитовый сильно разбухающий минерал. Во всех образцах отмечается диоктаэдрическая гидрослюда, в середине разреза толщи она преобладает. В верхней части разреза на глубине 0,8 *м* возрастает содержание каолинита. Органического вещества в породе обычно очень мало (0,20—0,35%). В составе кластических минералов повышено количество неустойчивых минеральных компонентов. Среди легких минералов фракции 0,1—0,05 *мм* велико содержание полевых шпатов (до 42%). Повышено содержание глинисто-слюдистых обломков (по-видимому, за счет агрегатов). И. И. Задкова допускает возможность заноса глинистых агрегатов воздушным путем.

Увеличился выход тяжелой фракции (до 5,0%). Наряду с эпидотом (50—61%) и черными рудными (10—21%) постоянно присутствует в повышенных количествах роговая обманка. Устойчивые минералы (циркон, турмалин) в сумме составляют всегда ~ 10%.

Из аутигенных образований значительную роль играют маловодные окислы железа в виде микроскопических сгустков, буро-оранжевых в отраженном свете, и бесформенные стяжения тонкокристаллического карбоната (мергель).

Новообразования тонкокристаллического карбоната образуют стяжения в виде бордюров вокруг пор, что характерно для степных почв (Kubiena, 1956, Парфенова и Ярилова, 1962).

Интервалы осадков, установленные по гранулометрическому и литологическому составу, в общих чертах совпадают со стратиграфическими границами четвертичных образований Тобольского материка.

Имея представление о типичном строении разрезов, расположенных севернее равнины Ишимской степи, мы позволим себе сделать дополнения и высказать некоторые предположения относительно приведенного выше разреза. Слои А и Б, вероятнее всего, представляют собой единый слой покровных лессовидных суглинков, отделенных от нижележащих пород резкой границей. Это предположение хорошо согласуется с материалами И. И. Задковой. Залегающий ниже серый суглинок широко распространен

во многих разрезах и описывается обычно как погребенная почва, связанная с нижележащими отложениями постепенным переходом. Остатком погребенной почвы является, по всей вероятности, и глина слоя Е. Погребенная почва (слой Е), возможно, фиксирует перерыв в осадконакоплении между озерными отложениями самаровской и тазовской эпох, а почва В — между осадками тазовского времени и покровными образованиями. Песок (слой Л) по литологическому составу и ряду текстурных признаков сходен с тобольской свитой.

Глина слоя И, из которой нами извлекались и определялись раковины пресноводных моллюсков, содержит тонкие прослойки растительного детрита. Здесь определены следующие виды: *Limnaea* cf. *stagnalis* (L.), *Valvata* (*Cincinna*) cf. *piscinalis* Müll., *Bithynia* sp. ind. (крышечки), *Pisidium* (*Eupisidium*) cf. *amnicum* Müll., *P.* (*E.*) cf. *pusillum* (*Gmelin*) Enyns. Отложение осадка, судя по его облику, а также видовому составу моллюсков, происходило в застойной обстановке зарастающего мелководного водоема вблизи берега. В суглинке много крышечек вальват и битиний, свидетельствующих о том, что моллюски временно обсыхали. Хотя видовой состав не позволяет дать определенного заключения о возрасте осадков, содержащих раковины, присутствие *Limnaea stagnalis* (L.) и *Pisidium amnicum* (Müll.), по мнению В. А. Николаева (1963), указывает на возраст не древнее позднего плиоцена (эоплейстоцена).

Слои Л, М, а возможно, и суглинок слоя К имеют, по данным палинологов НТГУ, позднеолигоценовый возраст.

В охарактеризованной скважине основание толщи пород, имеющих возраст не древнее позднего плиоцена, а возможно, и более молодой, расположено на глубине, во всяком случае превышающей 29 *м*, или на абсолютных отметках, более низких чем 87 *м*. Эти отложения лежат прямо на олигоцене. Верхняя часть третичных пород здесь глубоко размыта и перекрыта толщей позднеплиоценовых и четвертичных отложений значительной мощности. Верхняя часть разреза скважин сходна с разрезами левобережья широтного отрезка Иртыша и западной части Объ-Иртышского междуречья.

Итак, юго-западная часть Ишим-Иртышского междуречья сложена в основном породами третичного возраста, а северо-восточная имеет иное строение. Здесь, вблизи Иртыша, раннеплиоценовые, а отчасти и более древние породы глубоко размыты и перекрыты толщей более молодых отложений значительной мощности. Выводы об условиях формирования рассмотренных отложений на основании изучения состава пород даны в IV и V главах.

Ишим-Иртышское междуречье расчленено несколькими древними долинами. Одна из них прослеживается на расстоянии свыше 80 *км* севернее и северо-восточнее оз. Шаглы-Тенгиз и исчезает в 150 *км* западнее Иртыша на абсолютных отметках 120 *м*. На дне долины местами ясно видно русло, по которому еще недавно происходил сток избытка вод из озера. Здесь много также соленых озер, некоторые из них соединены ныне высохшими древними потоками. По этой древней долине ранее протекала р. Чаглинка. Воды ее в заключительные этапы стока не достигали района современной долины Иртыша. Предположение о связи долины Чаглинки с Камышловским логом (Москвитин, 1940) ошибочно. В целом история долины Чаглинки сложная. В пределах Кокчетавской возвышенности эта долина очень древняя. В ней залегают серые глины с мергельными конкрециями, имеющие возраст раннеплиоценовый или более древний. Значит, в то время долина уже существовала. Участок долины к северу от возвышенности моложе. Он выработан в раннеплиоценовых глинах. По-видимому, этот участок долины, котловина озера и ложбина к северу от него приурочены

к первоначально единой позднеплиоценовой-раннечетвертичной долине, позже сильно измененной.

Другой древней долиной является Камышловский лог. Он имеет ширину 2—5 *км* при относительной глубине 10—20 *м* и прослеживается на расстоянии свыше 450 *км* от района, расположенного в 10—15 *км* к востоку от долины Ишима, до долины Иртыша близ г. Омска. Мы полагаем (Волков и Березкина, 1957; Волков, 1960), что Камышловский лог является долиной, по которой сток происходил с запада на восток. Он образовался в позднем плиоцене, на что указывают находки грубозернистого позднеплиоценового аллювия на склонах и дне лога.

В ранне- и среднечетвертичное время долина была в значительной степени выполнена аллювиальными, озерными, отчасти делювиальными и субаэральными отложениями. Сток по долине в то время был главным образом транзитным. В лог впадал лишь один сравнительно крупный приток. Он дренировал северо-западную часть равнины Ишим-Иртышского междуречья. Сток по долине Камышловского лога возобновлялся и в позднечетвертичное время. Тогда произошло новое врезание, образовалась наиболее пониженная часть дна лога, где видны следы деятельности потока, ширина которого в среднем участке долины превышала 100 *м*. Этот поток также был транзитным. Он питался водами Кокчетавской возвышенности. В новейшее время сток по долине прекратился, а наиболее пониженная часть дна лога превроатилась в цепь замкнутых бессточных котловин, занятых озерами.

В северной части Ишим-Иртышского междуречья от района г. Ишима к долине Иртыша протягивается в широтном направлении широкое ложбинообразное понижение, имеющее относительную глубину 15—20 *м* при ширине 30—50 *км*. Склоны этой ложбины резко асимметричны. Южный склон довольно крутой, а северный — весьма пологий и неясно очерченный. Дно ложбины в целом слабо наклонно на восток и постепенно переходит в верхнюю часть пологого западного склона долины Иртыша в районе верхнего и среднего течения р. Оша. Наиболее понижена южная часть дна, расположенная у подножия крутого южного склона ложбины. Здесь находятся крупные озера Ик, Салтаим и Тенис и верховья р. Оша. Часть берегов озер, несомненно, является остатками яров, подмывавшихся широким речным руслом. Весьма отчетливые следы этого русла, образующего несколько правильных излучин, совершенно ясно видны с самолета на дне озер. Ширина этого русла составляла около 700—800 *м*, а радиус его излучин был близок к 3 *км*.

Совершенно очевидно, что озера Ик, Салтаим и Тенис образовались на месте поймы и русла древней реки, по которой происходил сток с запада на восток. Эта река была настолько многоводной, что едва ли могла питаться только местными водами. Вероятнее всего, это были низовья Ишима, являвшиеся прямым продолжением на восток широтного отрезка долины Ишима, расположенного в районе г. Ишима. Дно этой древней долины расположено на абсолютных отметках, близких к 110—115 *м*, и возвышается над современным руслом Ишима более чем на 40 *м*. Русло, ясные следы которого наблюдаются на дне озер, образовалось в средне- или позднечетвертичное время, иначе оно бы не сохранилось. Следовательно, врез долины Ишима во время стока по древней долине, т. е. в какой-то момент средне- или позднечетвертичного времени, был, по крайней мере, на 40—45 *м* меньше, чем теперь. Следы русла, сохранившиеся на дне озер, свидетельствуют о том, что протекавший здесь поток был более чем в 10 раз многоводнее современного Ишима.

Современные долины Ишимской степи

Сеть современных долин Ишимской степи резко подразделяется на местную и транзитную. Местные долины имеются лишь в северной части ее. Транзитные долины Тобола, Ишима и Иртыша пересекают равнину в меридиональном направлении, почти не принимая притоков. Большинство мелких речек и ручьев северной части Ишимской степи располагается на дне древних долин и иных понижений древнего рельефа. Речки Суерь, Кизак и Емец берут начало и протекают по дну древних ложбин стока, р. Емуртла, верховья Вагая, его левые притоки Каш и Суетяк, левые притоки Ишима Карасуль, Ик и некоторые другие заложились на дне межгривных понижений, так как направление указанных речек совпадает с преобладающей ориентировкой грив. Тюкалка стекает с южного склона древней ложбины и далее проходит по ее дну. Правый приток Ишима Ир, мелкие речки района озер Салтаим и Тенис, левые притоки Иртыша Бызовка, Нюхаловка, Оша и др. также текут в понижениях между гривами. Местные реки Ишимской степи весьма молоды. Они имеют лишь одну террасу (первую надпойменную) и еще не успели переработать понижения, по которым проходят.

Транзитные долины Тобола, Ишима и Иртыша имеют сложное строение. Отложения и рельеф долин отражают изменения природной обстановки той территории, которая входила и входит в их водосборные бассейны.

Ширина долины Тобола на участке от устья Убагана до района г. Ялуторовска протяженностью около 200 *км* составляет около 25 *км* и мало меняется. На указанном участке Тобол имеет почти симметричную долину довольно крутыми высокими склонами и сравнительно плоским дном. В районе устья Убагана днище долины расположено на отметках, близких к 90—95 *м*. В северном направлении оно постепенно снижается до 60—65 *м* близ северного края равнины Ишимской степи. Врез долины на юге близок к 80 *м*, а на севере — к 70 *м*. Склоны долины расчленены многочисленными долинами ручьев и балками. Их больше к западу от долины. Мелкие потоки восточного склона не проникают верховьями в глубь равнины Ишимской степи, дренируя окраинную полосу ее шириной 30—40 *км*. Лишь на севере правые притоки Тобола более значительны (Кизак, Суерь, Емуртла и др.). Наиболее понижена восточная часть долины, где проходит русло со старицами, поймой и первой террасой. В пределах относительно повышенной западной части много неглубоких котловин, занятых солеными озерами, солончаками и низовыми болотами. Эту повышенную часть дна долины следует рассматривать как вторую надпойменную террасу. Участки этой террасы иногда встречаются и в восточной части долины.

А. П. Сигов (1954) и П. Я. Кошелев (1959) выделяют в пределах долины Тобола еще одну, третью, надпойменную террасу, очень высокую, неясно отграниченную от равнины междуречья, имеющую позднеплиоценовый возраст. Мы полагаем, что эта краевая часть равнины междуречья имеет сложное строение. Здесь присутствуют как отложения самого древнего потока, располагавшегося на месте современной долины Тобола, так и многочисленных мелких притоков, впадающих в этот поток. В связи с этим указанную поверхность нельзя считать обычной речной террасой.

Строение второй надпойменной террасы своеобразно. Особенно широко развита эта терраса в южной части описываемого участка долины Тобола, западные районы которого несколько возвышены и располагаются на абсолютных отметках 93—98 *м*, а у основания западного склона близки к 100 *м*. Поверхность террасы резко переходит в довольно крутой склон

долины. В некоторых местах здесь, так же как и ниже по течению, от нижней части склона отходят постепенно снижающиеся валообразные повышения северо-восточного простирания, имеющие ширину несколько сотен метров при относительной высоте несколько метров. Терраса, имеющая приблизительно такие же высотные отметки, расположена у основания склонов эрозионного останца южнее устья р. Куртамыш. Эта же терраса прослеживается и севернее. Обширный участок ее расположен севернее Кургана (восточнее устья р. Ик). Здесь неровная поверхность террасы в виде

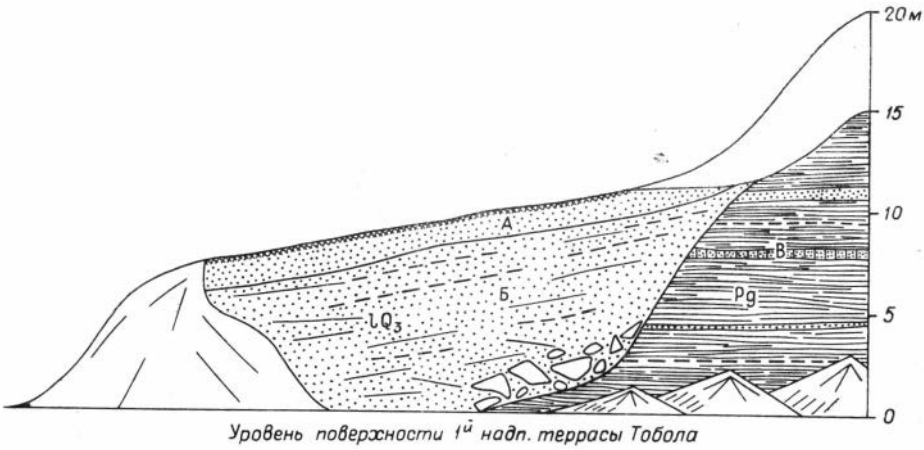


Рис. 28. Разрез второй надпойменной террасы и нижней части восточного склона долины Тобола в 5 *км* к востоку от г. Кургана. Пояснения в тексте.

широкой полосы перегораживает поперек всю западную часть долины. Ширина террасы в этом месте около 15 *км*. В районе причленения террасы к западному склону долины ее поверхность имеет высотные отметки, близкие к 100—110 *м*, а по мере удаления на восток снижаются до 80—70 *м*. Русло р. Ик в районе выхода его на террасу разбивается на ряд рукавов, которые в пределах дна долины вновь соединяются в единое русло. Юго-восточнее пос. Меншиково терраса протягивается в нижней части восточного склона долины в виде полосы шириной 4—6 *км*. Поверхность террасы довольно определенно наклонна к осевой части долины и имеет в месте причленения ее к крутой средней части склона долины высотные отметки, близкие к 100—110 *м*, а близ уступа, отделяющего ее от первой террасы, 75—80 *м*.

Отложения второй надпойменной террасы неоднородны по составу. В целом преобладают осадки существенно алевритового и песчаного состава. Довольно определенно выдерживается постепенный переход к более крупнозернистым осадкам по мере приближения к склонам долины. Приведем краткое описание отложений второй надпойменной террасы Тобола.

В 5 *км* к востоку от г. Кургана по дороге в г. Петропавловск в неглубоком карьере, вскрывающем место причленения второй надпойменной террасы к восточному склону долины, вскрыт следующий разрез (рис. 28):

А. Песок сортированный, светло-серый, среднезернистый, затронут почвенными процессами. Слоистость косая, перемежающаяся, плохо выражена. Слой переходит с террасы на склон долины. Основание всюду резкое . . . . . 2 *м*.

Б. Песок желтовато-серый, с прослоями алеврита. Степень сортировки материала высокая. Прослои материала различной крупности хорошо выдерживаются и имеют толщину 20—50 *см*. Каждый прослой постепенно увеличивается в мощности по мере приближения к склону долины. В пределах каждого прослоя материал в том же направлении становится все более и более крупнозернистым. Близ основания

склона долины встречаются прослои крупно- и грубозернистых песков, а местами и гравия. В основании слоя в месте причленения его к нижней части склона долины наблюдаются крупные обломки и глыбы черного и бурого песчаника. Часть обломков заметно окатана. Максимальная мощность слоя . . . . . 8 *м*.

В. Глины липкие, тонкодисперсные, темно-серые и буровато-черные, с тонкими горизонтальными прослойками серого мелкозернистого песка и алеврита, местами сцементированными до состояния рыхлого песчаника. В промоине выше места причленения террасы встречена плита песчаника с ядрами и раковинами крупных гастропод палеогенового облика. Глыбы в основании слоя Б накопились в результате размыва слоя В. Вскрытая мощность глин . . . . . 15 *м*.

Слой Б не может рассматриваться как отложения потока. Состав, характер слоистости песков, изменение состава осадка по мере удаления от края террасы, а также характер границы слоя с нижележащими древними породами склона долины свидетельствуют о том, что начальные этапы формирования слоя сопровождались абразией нижней части склона, а накопление самих песков и алевритов протекало в прибрежной части обширного водоема. Небольшие обнажения отложений террасы в области восточного склона долины наблюдались нами вдоль дороги из Кургана в Ялуторовск. Эти отложения представлены хорошо сортированными песками прибрежно-озерного типа.

В целом наши наблюдения показали, что вторая надпойменная терраса в пределах участка долины Тобола от устья Убагана до г. Ялуторовска имеет следующие основные особенности строения:

1. Тыловой шов террасы не снижается вниз по долине, а всюду располагается на абсолютных отметках 100—110 *м*.

2. У тылового шва площадки террасы не наблюдается террасового понижения — остатков древнего русла. Напротив, поверхность террасы близ склонов долины заметно повышается.

3. На поверхности террасы, значительно переработанной последующими процессами, местами сохранились древние формы рельефа побережий (бухты, мысы, береговые и прибрежные валы и т. д.). Они видны на крупномасштабных картах и на местности.

4. Для песчаных отложений террасы не характерна косая слоистость аллювиального типа с наклоном пачек слойков вниз по долине. Облик осадков указывает на формирование их в условиях абразии и волновых процессов прибрежной части крупного озерного водоема.

Хорошо сортированные отложения преимущественно песчаного состава распространены в нижней и средней частях склонов долины Тобола, по-видимому, до более высоких абсолютных отметок, чем 100—110 *м*. Желтовато-серые и желтовато-бурые песчаные и супесчаные преимущественно горизонтальнослоистые отложения наблюдались нами в верхних частях склонов оврагов, расчленяющих склоны долины Тобола, до отметок, близких к 120—125 *м*.

Севернее г. Кургана появляется еще одна террасовидная поверхность, которую мы в дальнейшем будем называть промежуточной. Тыловой шов ее всюду близок к 70 *м*. Вначале эта поверхность мало отличается по высоте от первой надпойменной террасы, но в северном направлении относительная высота ее постепенно возрастает, и она обособляется все более определенно. Полоса такой террасовидной поверхности хорошо прослеживается в западной части долины Тобола западнее и севернее пос. Меншиково, где первая надпойменная терраса имеет отметки 60—62 *м*, а промежуточная терраса 65—70 *м*. Близ тылового шва промежуточной террасовидной поверхности часто наблюдаются изогнутые в плане дугообразно неширокие слабо наклонные к осевой части долины площадки, ограниченные на севере невысокими валообразными мысами, обращенными своими окончаниями на северо-восток у западного и северо-запад у восточного склонов

долины. Комплекс этих форм рельефа образовался при сочетании слабого течения в северном направлении и волновых процессов в прибрежной зоне сравнительно мелководного водоема эстуарного типа («губы»). Одна из таких береговых форм изображена на рис. 29. Отложения промежуточной террасовидной поверхности чаще всего представлены хорошо сортированными песками прибрежно-озерного типа. Следовательно, она, так же как и вторая надпойменная терраса Тобола ниже соединения его с Убаганом, не является обычной речной террасой, а образовалась в прибрежно-озерных условиях. Как будет показано, это предположение подтверждается многими особенностями строения рельефа и отложений других долин бассейна низовьев Иртыша.

Первая надпойменная терраса имеет довольно плоскую поверхность и почти повсюду достаточно определенно отграничена от более древней части дна долины ясным эрозионным уступом. Граница террасы с поймой, над которой она слабо возвышается, наоборот, весьма нечеткая. Часто никакого заметного уступа между обеими поверхностями нет. Они фактически образуют единую наиболее пониженную поверхность дна, протягивающуюся в виде полосы, почти повсеместно прижатой к восточному (правому) склону долины.

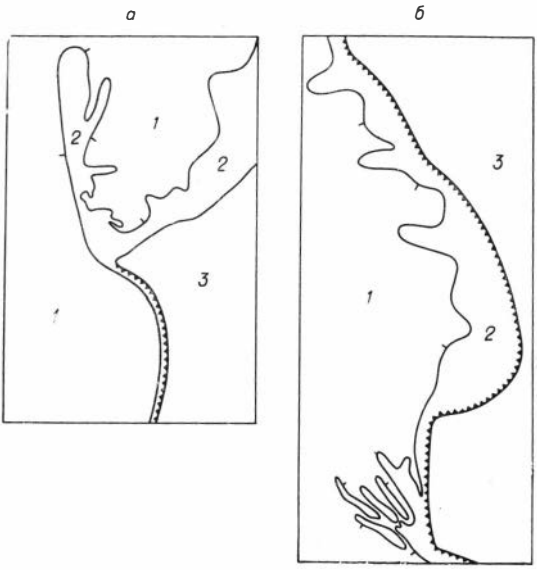


Рис. 29. Древние озерные береговые косы у основания верхних уступов первых надпойменных террас в долинах Тобола и Ишима.

а — долина Тобола в 15 *км* к северо-северо-востоку от пос. Меншиково, *б* — долина Ишима в 30 *км* к северо-востоку от пос. Абатское. *1* — пойма и первая надпойменная терраса, *2* — промежуточная террасовидная поверхность, *3* — вторая надпойменная терраса и междуречье. Поверхность береговых кос расположена на абсолютных отметках, близких к 70 *м*.

Хотя по общему высотному положению первая надпойменная терраса слабо отличается от поймы, многие детали строения указывают на то, что она формировалась в природных условиях, резко отличных от современных. На поверхности первой террасы встречаются вытянутые понижения. Часто они располагаются вблизи основания верхнего склона террасы и изгибаются в плане дугообразно подобно речным излучинам. Указанные понижения, несомненно, являются остатками русла, блуждавшего по дну долины во время формирования первой террасы. Во многих местах сами понижения на месте древнего русла не сохранились, но верхний уступ террасы, основанием которого служит тыловой шов ее поверхности, изогнут в плане в виде правильных дуг. Такие участки верхнего склона террасы были ярами, подмываемыми древним руслом.

Отчетливые следы потока времени формирования первой надпойменной террасы прослежены нами на меридиональном участке долины Тобола в следующих местах: непосредственно ниже устья Убагана непрерывно на протяжении около 70 *км* (рис. 30), к юго-востоку от пос. Утятское, к северу от г. Кургана, в 15—20 *км* южнее устья р. Суерь, в 20 *км* к югу от

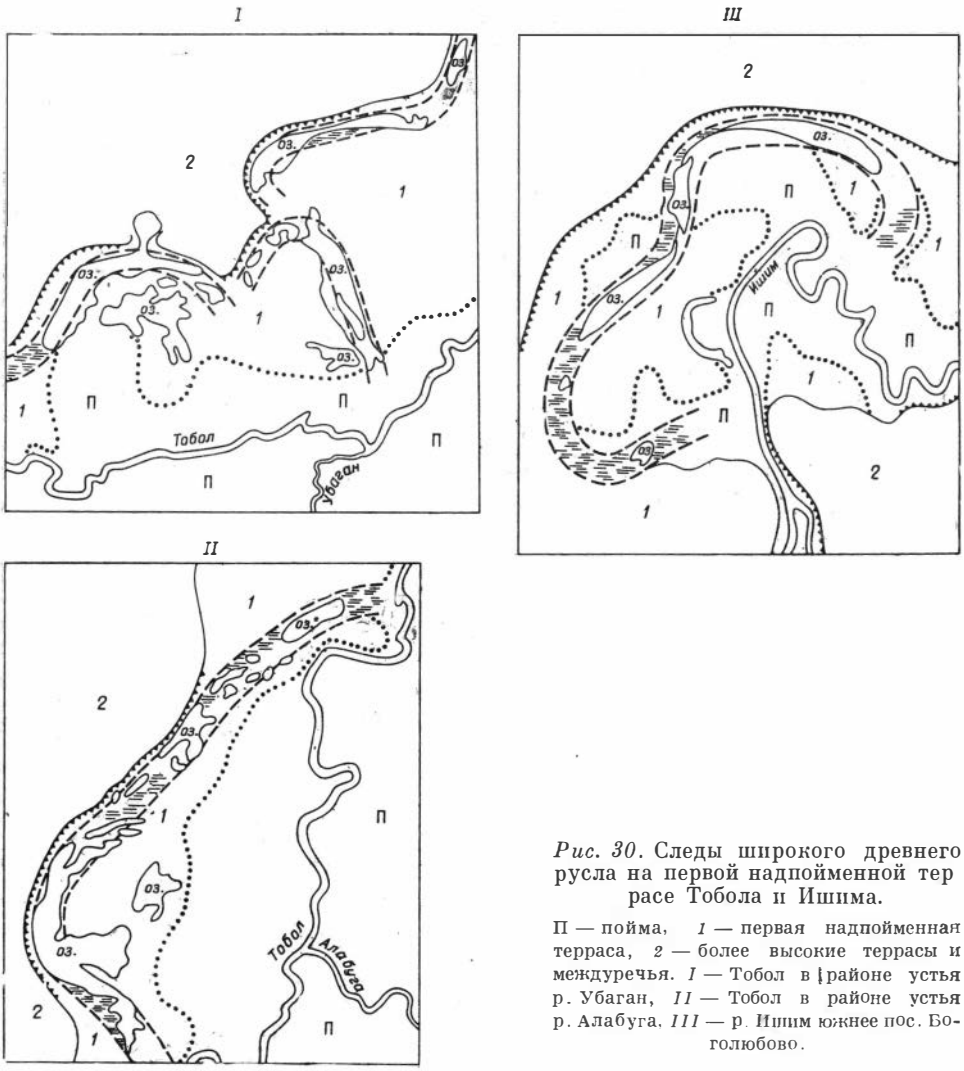


Рис. 30. Следы широкого древнего русла на первой надпойменной террасе Тобола и Ишима.

П — пойма, *1* — первая надпойменная терраса, *2* — более высокие террасы и междуречья. *I* — Тобол в районе устья р. Убаган, *II* — Тобол в районе устья р. Алабуга, *III* — р. Ишим южнее пос. Боголюбово.

г. Ялуторовска и во многих других местах. Повсюду ширина древнего русла приблизительно одинакова — от 400 до 600 *м*, а радиус свободных излучин его близок к 2,5—4 *км*. Ширина современного русла Тобола — от 50 до 100 *м*, а радиус свободных излучин — от 300 до 500 *м*. Следовательно, во время формирования первой надпойменной террасы по днудолины блуждало русло, ширина которого в 5—7 раз превосходила ширину современного Тобола.

Пойма Тобола возвышается над меженью реки на 3—6 *м*. Поверхность ее изобилует старицами и болотистыми понижениями. Ширина стариц более или менее соответствует ширине современного русла, что указывает на формирование поймы в условиях стока, близкого к современному. Ширина поймы изменчива. Она имеет наибольшую ширину в следующих районах: устье р. Убаган (около 6 *км*), в 10—20 *км* севернее пос. Звериноголовское (до 7 *км*), в 10—20 *км* южнее г. Кургана (до 15 *км*), устье р. Суерь и севернее (свыше 15 *км*). Главнейшие сужения поймы следующие: район пос. Звериноголовское и 5 *км* к северу от него (около

1 *км*), район пос. Утятское, где поперек долины проходит определенно очерченный вал с пологими склонами (местами менее 500 *м*), севернее г. Кургана (2—3 *км*). Во многих местах видно, что пойма формируется отчасти за счет постепенного подтопления первой надпойменной террасы. Например, многие понижения древнего широкого русла первой террасы в настоящее время в половодье заливаются и входят, таким образом, в пределы поймы.

Итак, долина Тобола севернее впадения в него Убагана имеет три надпойменные террасы: вторую надпойменную террасу, промежуточную террасовидную поверхность и первую надпойменную террасу (рис. 31). Первая из указанных террас имеет сложное строение и генезис. Это речная терраса, формировавшаяся в условиях стока, значительно более обильного, чем теперь, и испытавшая в поздние этапы формирования подтопление озерными водами. Тыловым швом террасы являются остатки форм рельефа берегов (абразионных уступов, пляжей, кос, береговых валов и т. д.). Абсолютные отметки тылового шва этой террасы не снижаются в направлении течения реки, а сохраняют одинаковую высоту, близкую к 105 *м*. Следует ожидать, что в районе оз. Кушмурун, где дно долины

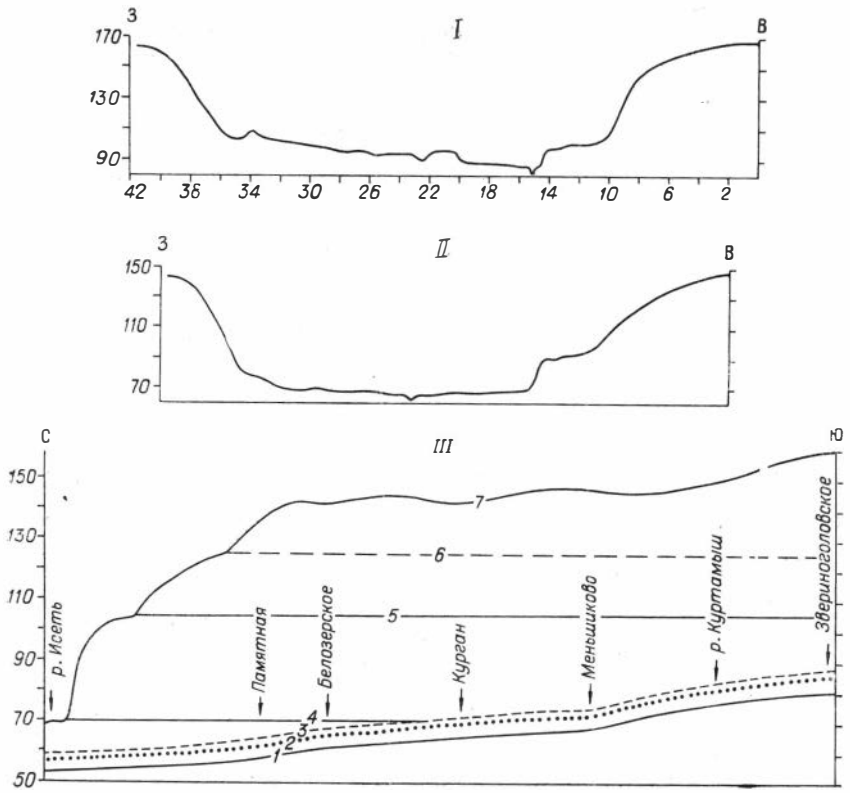


Рис. 31. Террасы низовьев долины Тобола.

I — поперечный профиль через долину южнее г. Кургана, *II* — то же, близ устья р. Суерь, *III* — совмещенный продольный профиль террас Тобола и поверхности Ишим-Тобольского междуречья: *1* — современное русло, *2* — поверхность поймы, *3* — поверхность первой надпойменной террасы, *4* — тыловой шов промежуточной террасовидной поверхности, *5* — тыловой шов второй надпойменной террасы, *6* — верхняя граница распространения песков на склонах долины, *7* — поверхность равнины Ишим-Тобольского междуречья.

Убагана расположено приблизительно на таких же отметках, озерная терраса переходит в дельтовую и речную. Промежуточная террасовидная поверхность, которая появляется севернее Кургана, повсюду имеет отметки тылового шва, близкие к 70 *м*, и также образовалась в результате озерной деятельности. Первая надпойменная терраса является речной, формировавшейся в условиях стока, в несколько раз более обильного, чем теперь. Пойма формировалась при стоке, близком к современному.

История формирования долины Тобола к северу от устья Убагана, по нашим представлениям, длительная и сложная. Эта долина появилась, вероятно, в позднем плиоцене. Грубозернистый аллювий, широко распространенный близ долины Тобола, выделенный А. П. Сиговым (1954) в особую (кустанайскую) свиту, отлагался главным образом в мелких местных потоках, имевших значительные уклоны и высокие скорости течения. По-видимому, эти потоки впадали в значительно врезанную долину. В самом конце плиоцена или в начале четвертичного периода ее врез увеличился. П. Я. Кошелев (1959, 1960) неправ, считая мощность отложений долины Тобола незначительной.

Исследования геологов Северо-Казахстанского геологического управления (Бобоедова, Илларионов, 1964) подтвердили правильность представлений А. П. Сигова (1958) о существовании значительного переуглубления этой долины, выполненного толщей четвертичных отложений. Оставляя пока в стороне вопрос о природе Убаган-Тургайской сквозной долины к югу от устья Убагана, мы полагаем, что позднеплиоценовая и раннечетвертичная река, существовавшая на месте меридионального отрезка Тобола, текла, как и современный Тобол, с юга на север. Она питалась водами районов Южного Зауралья и северной части Тургайской равнины. Об этом свидетельствует план строения долин указанных районов и южной части Западно-Сибирской низменности.

В среднечетвертичное время на месте узкой и глубоко врезанной долины сформировалась значительно более широкая и мелкая. При этом верхняя часть склонов и отложений древней долины была срезана боковой эрозией потока. Этот поток, подобно раннечетвертичному, тек в северном направлении. Остатки древней узкой долины, выполненной отложениями, часть которых, несомненно, накапливалась в субаэральной обстановке в условиях слабого развития процессов стока (Бобоедова, Илларионов, 1964), оказались погребенными под толщей аллювия где-то в левой (западной) части новой широкой и менее врезанной долины. В это время потоки, блуждающие по дну долин системы Тобола, были весьма многоводны. Только очень многоводные потоки могли выполнить грандиозную работу по размыву и выносу огромного объема материала, слагавшего равнину, по которой проходят долины системы Тобола.

Вторая половина среднечетвертичного времени ознаменовалась вторжением в долину Тобола с севера озерных вод. Меридиональная часть долины Тобола и долина Убагана оказались затопленными и превратились в эстуарий («губу»). В этот залив впадали потоки верховьев долин системы Тобола. Дальнейшие исследования должны показать, как высоко поднимались озерные воды в максимальную стадию озерной трансгрессии. Нам представляется, что пески прибрежного типа распространены на склонах долины Тобола до отметок, близких к современной высоте внутридолинного Арало-Иртышского водораздела (126 *м*). Не исключено, что в то время уже существовала сквозная Убаган-Тургайская долина и по ней происходил сток в южном направлении.

Более ясные следы деятельности озерных вод, относящиеся, по-видимому, к концу средне- и началу позднечетвертичного времени, сохранились в доли-

не Тобола на абсолютных отметках, более низких чем 110 *м*. Дно долины Тобола и низовьев Убагана в то время представляло собой залив (эстуарий). Абразионная деятельность, возможно, отчасти сочетавшаяся со слабым течением на север, несколько срезала склоны долины и оставила в нижней части их комплекс прибрежно-озерных и береговых форм рельефа. Вторая надпойменная терраса, первоначально речная, была переработана в условиях эстуария. После исчезновения озера ее поверхность была переработана также субаэральными процессами.

Во второй половине позднечетвертичного времени шло формирование промежуточной террасовидной поверхности и первой надпойменной террасы. Формирование наиболее низкой части дна долины Тобола и его притоков на ранних этапах проходило в условиях постепенного увеличения речного стока. В его максимум по дну долин блуждали потоки, ширина которых в несколько раз превосходила ширину современных русел. Боковой эрозией оказались затронуты лишь вторая надпойменная терраса и местами самая нижняя часть правого (восточного) склона долины, что указывает на кратковременность обильного стока. На юге, где дно долины располагалось на абсолютных отметках, превосходящих 70 *м*, образовалась единая ступень первой надпойменной террасы. Севернее г. Кургана формирование речной первой надпойменной террасы было прервано озерной ингрессией, оставившей абразионно-аккумулятивную поверхность, ограниченную на абсолютных отметках, близких к 70 *м*, береговой линией, комплексом прибрежных и береговых форм рельефа. Озерная трансгрессия была кратковременной, поэтому основные неровности поверхности дна долины в сглаженном виде сохранились. После исчезновения озера обильный сток по долине некоторое время продолжался.

Формирование поймы охватывает голоцен. Оно происходило и происходит не только за счет боковой эрозии Тобола, но и вследствие подтопления половодьями древних участков дна долины, в частности первой надпойменной террасы. По-видимому, в ранние этапы формирования поймы реки были менее многоводными, чем теперь, а их половодья были ниже.

Долина Ишима, как и большинства других рек Западно-Сибирской низменности, асимметрична. Почти повсюду ее левый (западный) склон пологий, а правый (восточный) — более крутой. Ширина долины изменчива, но в целом она постепенно возрастает вниз по течению от 5—10 *км* в районе северного края Кокчетавской возвышенности до 10—15 *км*, а местами и 20 *км* в районе г. Ишима. На всем более чем 300-километровом протяжении (от устья р. Иман-Бурлук до района г. Ишима) р. Ишим не принимает значительных притоков. Отдельные овраги, балки и мелкие долины появляются севернее Петропавловска, но они дренируют лишь узкую приречную полосу равнины.

К северу от Кокчетавской возвышенности к долине Ишима примыкает сниженная часть междуречья, которая часто описывается как самая верхняя терраса. Эта поверхность не имеет ясно выраженного тылового шва. Переход ее к междуречью постепенный, хотя близ склонов долины она на 10—15 *м* ниже, чем равнина вдалеке от долины. Под маломощным плащом лессовидных отложений здесь обычно залегают раннеплиоценовые глины с мергельными конкрециями, местами с размывом перекрытые тонким слоем грубозернистого руслового позднеплиоценового (битекейского) аллювия. Последний иногда вверх по разрезу постепенно переходит в горизонтально-слоистые алевриты и суглинки зеленовато- и буровато-серого цвета, формировавшиеся в старичной, озерной или пойменной обстановке. В других местах эта верхняя часть аллювия не сохранилась. Охарактеризованная поверхность, так же как и в районе долины Тобола, образовалась, вероятно, главным образом в результате деятельности ме-

стных мелких потоков, впадавших в основной, транзитный, и не является обычной речной террасой.

Долина Ишима почти повсеместно отделена от придолинного понижения довольно крутыми высокими склонами. Наиболее пониженная часть дна долины повсюду прижата к правому склону, который обычно круче левого. Кроме придолинного понижения можно выделить две надпойменные террасы и пойму.

Вторая надпойменная терраса обычно протягивается в западной части долины в виде полосы, ширина которой в целом постепенно возрастает вниз по течению реки, но участки террасы встречаются и в восточной части долины. Склоны долины, примыкающие к тыловому шву второй террасы, часто образуют в плане правильные дугообразные изгибы, обращенные выпуклостью в сторону междуречья. Иногда соседние дуги верхнего уступа террасы, которые в дальнейшем мы будем называть амфитеатрами, оконтуривают далеко вдающиеся в пределы долины выступы междуречной равнины. Ясные амфитеатры верхних склонов террасы встречаются в южной части долины, к югу от г. Петропавловска. Один из них расположен северо-восточнее пос. Николаевка. Радиус дуги, которую он образует в плане, близок к 5—7 *км*. Неровная поверхность второй террасы у основания уступа имеет отметки поверхности 120—135 *м*. Другой амфитеатр радиусом около 9—10 *км* образует восточный склон долины к северо-востоку от пос. Явленка. Терраса у основания уступа здесь наклонна в сторону русла и имеет отметки 115—125 *м*. Два сближенных друг с другом амфитеатра верхнего уступа второй террасы образуют восточный склон долины Ишима непосредственно южнее г. Петропавловска (рис. 32). Южный амфитеатр имеет радиус 7—8 *км*, а северный (к северу от него расположен город) — 5—6 *км*. Поверхность террасы с озерными котловинами имеет здесь отметки 95—115 *м*. Несколько амфитеатров образуют верхние уступы второй надпойменной террасы и к северу от г. Петропавловска. Плохо сохранившийся амфитеатр западного склона долины расположен в 25 *км* севернее Петропавловска, где отметки второй террасы близки к 90—115 *м*. Четкие правильные дугообразные в плане изгибы левого и правого верхних уступов второй террасы расположены в районе поселков Ильинское и Яровская (соответственно в 60 и 75 *км* к северу от г. Петропавловска). В указанном районе амфитеатры верхнего уступа второй террасы располагаются и западнее и восточнее современного русла Ишима. Радиус кривизны их близок к 8 — 10 *км*.

Рис. 32. Террасы Ишима к югу от г. Петропавловска.

П — пойма, старицы и русло, *1* — первая надпойменная терраса, *2* — вторая надпойменная терраса, *3* — равнина Ишим-Иртышского междуречья.

Правильная (в плане) дугообразная форма амфитеатра верхних усту-

пов второй надпойменной террасы Ишима свидетельствует о том, что они, подобно таковым первой надпойменной террасы Тобола, образовались в результате бокового врезания реки. Во время формирования террасы каждый амфитеатр был подмываемым яром, возвышающимся над излучиной русла, глубоко вдававшейся в пределы междуречной равнины. Вследствие того, что кривизна свободных излучин потока находится в определенной зависимости от его многоводности и ширины, имеется возможность дать приблизительную оценку ширины, а значит, и многоводности потока, существовавшего во время формирования второй надпойменной террасы.

Радиус кривизны амфитеатров, измерявшийся по их бровкам, по-видимому, несколько преувеличен. В процессе последующей денудации склоны становились положе, а бровки их несколько смещались в сторону междуречья. Величина такого смещения не превышает 1 *км*, так как на этом расстоянии от бровки склона обычно располагается его основание, и делювий сменяется отложениями террасы. Значит, радиус кривизны свободных излучин русла, образовавшего амфитеатры, был близок к 7 *км*, а само русло имело ширину 1—2 *км*, т. е. превосходило ширину современного Ишима в 20—40 раз (Волков, 1962, 1963 и др.). Ширина пояса меандрирования (удвоенный радиус кривизны свободной излучины) этого русла была около 15 *км*, т. е. почти соответствовала ширине современной долины Ишима. По-видимому, именно в то время образовалось широкое плоское днище долины, сохранившееся ныне отчасти в виде второй террасы. Поток этот функционировал, по всей вероятности, непродолжительное время, иначе он создал бы еще более широкую долину.

Поверхность второй надпойменной террасы Ишима неровная и постепенно снижается вниз по течению реки от 125—135 *м* близ северного склона Кокчетавской возвышенности до 75—85 *м* близ долины Иртыша. Характерно, что по окраинам долины поверхность террасы обычно более высокая, чем в ее внутренних частях. По-видимому, в заключительные этапы формирования террасы произошло понижение базиса эрозии и некоторое врезание русла. Терраса осложнена различными вторичными формами рельефа. Особенно интересны замкнутые котловины, занятые солеными озерами, болотами и солончаками. Таких котловин особенно много к северу от г. Петропавловска, где они образуют единую цепочку шириной около 2—3 *км*, протягивающуюся в западной части долины параллельно ее общему направлению. Цепочка котловин образовалась, вероятно, на месте древней переуглубленной долины, отложения которой уже после формирования поверхности второй террасы претерпели некоторое уплотнение.

Севернее г. Петропавловска близ склонов долины встречаются наклонные площадки, постепенно сливающиеся с поверхностью второй террасы (западнее пос. Яровская, юго-восточнее пос. Копотилово и в других местах). Линия причленения этих площадок к склонам долины (тыловой шов) располагается на отметках, близких к 105—110 *м*. Севернее г. Ишима эти приподнятые края второй террасы постепенно переходят в полосу наклонной равнины, которая ограничивает с севера равнину Ишимской степи.

Вторая надпойменная терраса Ишима севернее Кокчетавской возвышенности сложена различными в генетическом и возрастном отношении отложениями разнообразного состава (от песков до тяжелых суглинков и глин). Верхняя часть аллювия террасы почти всюду срезана денудацией, а поверхность отложений террасы перекрыта отложениями, генетически не связанными с деятельностью потока. Приведем некоторые разрезы отложений второй надпойменной террасы Ишима.

Близ северных склонов Кокчетавской возвышенности, в 5 *км* к востоко-северо-востоку от пос. Николаевка в относительно приподнятой краевой

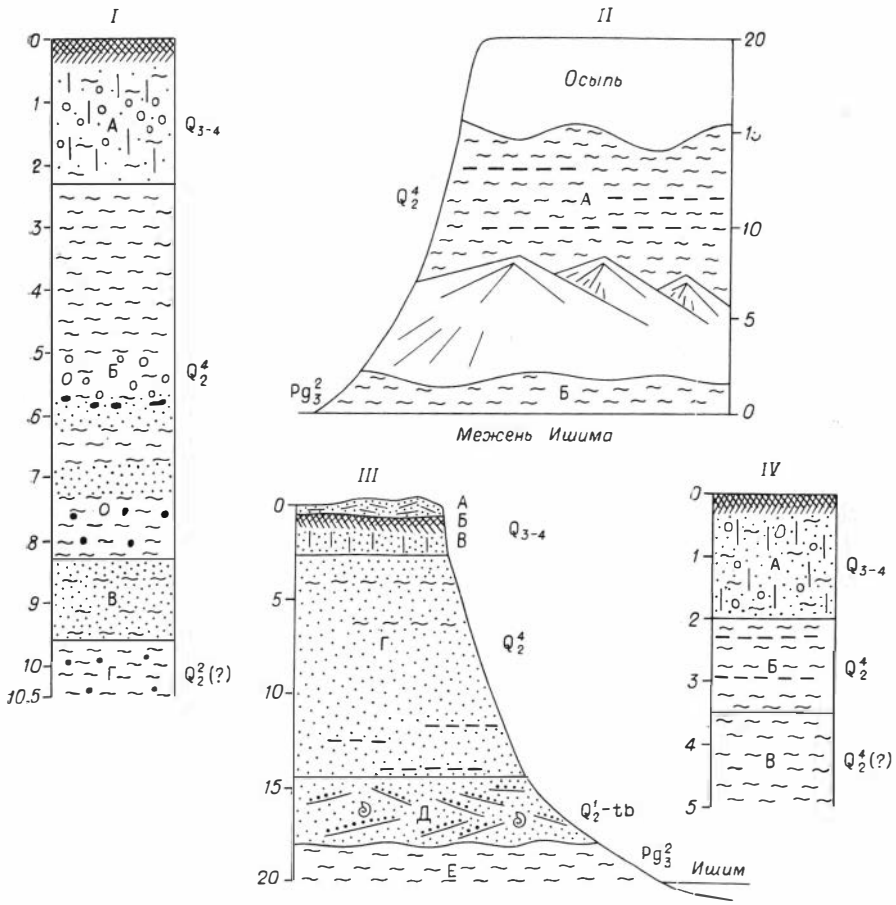


Рис. 33. Разрезы второй надпойменной террасы Ишима.

I — в 5 *км* к восток-северо-востоку от пос. Николаевка, *II* — в 20 *км* к югу от г. Петропавловска, *III* — в 7 *км* к северу от г. Петропавловска, *IV* — в 15 *км* к югу от г. Ишима.

части второй террасы, имеющей отметку, близкую к 125 *м*, скважина вскрыла следующие слои (рис. 33, *I*):

А. Прикрытый почвой суглинок, светлый, желто-бурый, слабо опесчаненный. На глубине 1—1,5 *м* встречаются скопления извести (белоглазка). Внизу — прослоек сильно глинистого песка толщиной 0,2 *м*. Основание резкое . . . . . 2,3 *м*. (с почвой).

Б. Суглинок тяжелый, желтовато-серый, неоднородный. Чередуются прослойки более легкого и тяжелого суглинка. Встречаются ржавые пятна, а с глубины 5 *м* песчано-карбонатные конкреции до 3 *см* в поперечнике. На глубине 6 и 7 *м* от устья скважины — прослойки глинистого песка. С глубины 7,5 *м* опесчаненность слабая. Основание резкое . . . . . 6 *м*.

В. Песок серый и желтовато-серый, со ржавыми пятнами и прослойками буровато-серого тяжелого суглинка. В средней и нижней частях слоя цвет песков становится голубовато-серым. В основании — размыв . . . . . 1,3 *м*.

Г. Суглинок тяжелый, пластичный, голубовато-серый, однородного состава, с черными пятнами . . . . . 0,8 *м*.

Слой А представляет собой субаэральные отложения. Слой Б формировался, по-видимому, в озерных или старичных условиях. Слой В — русловый аллювий. Суглинки слоя Г встречены в некоторых других раз-

резах и скважинах, пройденных на дне долины, и являются, по-видимому, озерными или старичными отложениями, выполняющими долину, существовавшую ранее формирования второй террасы.

В 15 *км* к югу от г. Петропавловска вторая терраса осложнена поперечным по отношению к направлению долины валом, поверхность которого располагается на абсолютных отметках 105—115 *м*. Наиболее пониженная часть дна долины, занятая руслом Ишима, поймой и первой надпойменной террасой, сужается здесь до 1,5 *км*. Несколько севернее сужения русло подмывает вторую надпойменную террасу. Здесь в средней и нижней частях обрыва высотой около 20 *м* обнажены следующие слои (рис. 33, *II*):

А. В интервале 7—15 *м* над меженным уровнем воды в русле (около 110 *м*) обнажен суглинок темный, буровато-серый, с частыми тонкими горизонтальными прослойками светлого желтовато-серого алеврита. По-видимому, эти слоистые осадки слагают большую часть склона террасы, так как ниже, в осыпи, песчаного материала нет.

Б. На высоте 0,5 *м* над меженным урезом воды и на дне русла обнажен плотный легкий суглинок, неслоистый, темно-серый, с раковистым изломом, в русле дает вертикальные обрывы . . . . . 1,5 *м*.

Слой А является озерными, эстуарными или авандельтными отложениями, формировавшимися в спокойных условиях. Слой Б сходен с палеогеновыми породами оснований разрезов района г. Петропавловска. Это породы цоколя второй террасы. Таким образом, в данном разрезе отложения террасы имеют мощность около 20 *м*, причем в основном это озерные или эстуарно-дельтовые осадки.

В 7 *км* к северу от северной окраины г. Петропавловска (в 1 *км* к югу от пос. Новопавловский) в склонах короткого, но глубоко врезанного оврага и русла Ишима вскрыты отложения, слагающие окраину междуречья и вторую надпойменную террасу. Здесь вскрыт и район причленения террасы к склону долины. Полого наклонный край междуречья ограничен уступом относительной высотой 10—15 *м*. У его основания на абсолютных отметках, близких к 105 *м*, располагается тыловой шов второй террасы. Поверхность ее снижается к осевой части долины от 22—25 до 12—14 *м*. Она отделена от первой надпойменной террасы уступом высотой 3—5 *м*.

В разрезе ясно видно, что третичные породы междуречья в месте причленения террасы к склону долины сильно размыты. Продолжением склона долины вниз является наклоненная под углом до 30° поверхность размыва, скрывающаяся под толщей отложений террасы.

В обрыве русла, вскрывающего отложения террасы, сверху вниз обнажены следующие слои (рис. 33, *III*):

А. Песок рыхлый, желтовато-серый, разнозернистый, мелко- и тонкозернистый, с тонкими прослойками гумуса. Мощность слоя неравномерная за счет неровностей поверхности террасы . . . . . до 0,7 *м*.

Б. Почвенный горизонт (чернозем) супесчаного состава с резкой поверхностью и постепенным переходом в нижележащие отложения . . . . . 0,5 *м*.

В. Песок неслоистый, глинистый, карбонатный, желто-бурый, пористый, со следами корней. Основание резкое . . . . . 1,5 *м*. Слой непрерывно переходит с террасы на междуречье.

Г. Песок глинистый, желто-серый. Слоистость в верхней части слоя более или менее параллельна наклонной поверхности террасы, а в нижней близка к горизонтальной. Мелкие пачки слойков имеют толщину несколько сантиметров, реже первые десятки сантиметров. В нижней части пачки материал грубее, видны знаки ряби, в верхней — более мелкий (обычно глинистый алеврит). Вверху — часто прослоек суглинка несколько миллиметров толщиной. Такие пачки, ритмично чередуясь друг с другом, прекрасно выдерживаются по простиранию разреза. В целом материал вниз по разрезу, а также по мере приближения к тыловому шву террасы

постепенно становится более крупнозернистым, причем каждая пачка слойков постепенно увеличивается в мощности. Близ основания слоя — равномерный переход к мелко-косослоистым пескам с прослойками алеврита. В основании слоя — размыв . . . . . .в среднем 12 *м*.

Д. Песок грубозернистый, косослоистый, прекрасно сортированный. Встречаются прослойки гравия, глиняных окатышей, гальки кристаллических и осадочных пород до 3 *см* в поперечнике. В песках встречаются раковины пресноводных моллюсков, большая часть которых поломана и окатана. Среди этих раковин нами определены: *Viviparus politropis* Lindh., *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgisorum* Lindh., *B.* cf. *aenigmatica* Lindh., *Goniochilus bogatshevi* Lindh., *Unio pronusv.* Martens, *U.* cf. *protractus* Lindh. Кроме того, присутствуют тонкостенные створки *Pisidium* cf. *amnicum* (Müll.), *Pisidium* sp. ind., *Sphaerium* sp. ind. и раковины *Valvata piscinalis* Müll. (в массе), *Gyraulus gredleri* (Bielz.), *Radix* (sp. ind., *Planorbis* sp. ind. Эти мелкие тонкостенные раковины наиболее характерны для четвертичных отложений, хотя видовой состав их не дает возможности определить более точно возраст вмещающих их пород. В основании слоя — размыв . . . . . 3,5 *м*.

Е. Горизонтально- и струйчато-слоистые серые суглинки, слагающие нижнюю часть всех разрезов в районе г. Петропавловска. Суглинки слагают и дно русла . . 2 *м*.

Слои А, Б и В накапливались в субаэральной обстановке позже формирования отложений террасы. Все особенности строения террасы и условия залегания слоя Г свидетельствуют о том, что накопление его происходило в озерных или эстуарных условиях. Грубозернистые пески с гравием и галькой, залегающие ниже (слой Д), являются русловым аллювием реки с быстрым течением. В момент накопления песков урез воды в русле был выше, чем теперь. Не только самый аллювий, но и подошва его располагаются выше меженного уреза воды современного Ишима. Русловые пески (слой Д) протягиваются до наклонной поверхности размыва, являющейся продолжением вниз склона долины. Значит, образование склона долины в основном синхронно слою Д. Накопление же вышележащих глинистых песков, прислоняющихся к этой поверхности размыва, происходило уже позже формирования склона и не сопровождалось его существенным разрушением.

В районе пос. Яровская западный склон долины образует в плане обширную дугу, благодаря чему долина вдается глубоко в пределы равнины междуречья. Поверхность второй надпойменной террасы здесь наклонна к осевой части долины и неровная. Близ основания склона она имеет отметки 110—110 *м*, а восточнее близ уступа, отделяющего ее от первой надпойменной террасы,— 90—95 *м*. Скважины, пройденные на террасе близ основания склона долины, вскрыли на глубине до 6 *м* от поверхности почвы глинистые пески, опесчаненные алевриты и легкие буровато-серые суглинки, нередко имеющие тонкую, по-видимому горизонтальную, слоистость. Восточнее, поодаль от уступа, до такой же глубины вскрыты слабо опесчаненные зеленовато-бурые и желтовато-серые суглинки. К восток-юго-востоку от пос. Яровская к восточному склону долины также прислонена наклонная поверхность второй террасы. В склонах оврага и нескольких буровых скважинах недалеко от склона долины вскрыты желтовато-серые слабо глинистые пески, местами имеющие неясную слоистость, близкую к горизонтальной. Мы полагаем, что верхняя часть отложений второй террасы в районе пос. Яровская представлена осадками озерного ингрессионного залива, некогда занимавшего низовья долины Ишима.

В 8 *км* к восток-северо-востоку от пос. Новотравное (в 15 *км* к югу от г. Ишима) на сильно неровной поверхности второй надпойменной террасы Ишима на дне понижения, слабо вытянутого вдоль простирания долины, скважина ручного бурения вскрыла следующие слои (рис. 33, *IV*):

А. Суглинок песчанистый, светлый, неслоистый, желтовато-бурый, с карбонатными конкрециями и ржаво-бурыми пятнами. Нижняя часть слоя водонасыщена. Основание резкое . . . . . 2 *м*.

Б. Суглинок бурый, песчанистый, с прослойками алеврита и разнозернистого желто-серого и серого песка. Основание слоя резкое . . . . . 1,5 *м.*
В. Суглинок легкий, буровато-серый, монолитный, слюдистый, с раковистым изломом. Вскрытая мощность . . . . . 1,5 *м.*

Слой А является субаэральными осадками, перекрывающими неравномерно денудированную поверхность отложений террасы. Слой Б, несомненно, русловый аллювий террасы. Суглинок слоя В встречен другими скважинами и является, вероятно, отложениями древней долины Ишима, образующими цоколь террасы. Таким образом, в данном месте сохранилась лишь самая нижняя часть отложений террасы. Полученные нами материалы показывают, что вторая надпойменная терраса Ишима имеет сложное строение. На юге это речная терраса, сформированная потоком, в десятки раз более широким и многоводным, чем современный Ишим. Севернее тыловой шов террасы перестает снижаться и повсюду сохраняет отметку, близкую к 105 *м.* Краевая часть поверхности террасы наклонна к осевой части долины и сложена в верхней части разреза озерными, эстуарными, возможно отчасти дельтовыми, отложениями. Невысокий поперечный вал на поверхности второй террасы в 15—20 *км* к югу от г. Петропавловска, к которому приручено сильное сужение поймы и первой террасы, является остатками древнего бара или дельты. По-видимому, такую же природу имеют и некоторые другие образования подобного рода.

Первая надпойменная терраса Ишима там, где его долина пересекает равнину Ишимской степи, вместе с поймой и современным руслом реки образует ясно обособленную наиболее пониженную часть дна долины. Эта часть ограничена от более древней части дна ясно выраженными верхними эрозионными уступами первой террасы, что указывает на активное проявление эрозии во время формирования указанной террасы. От поймы первая терраса, напротив, почти повсюду отграничена весьма слабо.

На юге, близ Кокчетавской возвышенности ширина первой надпойменной террасы редко превосходит 1—2 *км.* Местами верхние уступы террасы тянутся строго параллельно друг другу (район пос. Марьевка, в 2 *км* к востоку от пос. Николаевка, в 3 *км* к юго-западу от пос. Покровка и в некоторых других местах), а ширина террасы оказывается повсюду близкой к 400—500 *м.* Указанные участки террасы, несомненно, являются остатками широкого древнего русла, берега которого сохранились в виде верхних уступов этой террасы.

Севернее первая терраса имеет различную ширину. От пос. Явленка до пос. Соколовка (в 40 *км* к северу от г. Петропавловска) ширина террасы в среднем составляет 3—5 *км.* Резкое сужение нижней ступени дна долины (до 1,5 *км*) расположено лишь в 15—20 *км* к югу от г. Петропавловска. В районе пос. Соколовка поперек долины почти вплоть до ее восточного склона протягивается пологий вал, осложняющий вторую надпойменную террасу. Здесь пойма исчезает, а первая надпойменная терраса сужается до 700—900 *м.* В 20 *км* ниже по течению от этого сужения, в 5 *км* северо-восточнее пос. Кустовое расположено еще одно. Здесь ширина первой террасы вместе с поймой и руслом не превышает 600—700 *м.* Ниже по течению терраса сильно расширяется. Участки ее во многих местах разбросаны среди пойм в виде островов неправильной конфигурации. Общая ширина террасы вместе с поймой здесь во многих местах достигает 10 *км.*

Первая терраса слабо отличается по высоте от поймы, но резко отлична от нее по строению поверхности. Местами на поверхности первой террасы ясно видны остатки древнего русла, которое ее сформировало. Это вытянутые понижения, занятые озерами, болотами и мокрыми лугами.

Хорошо сохранившийся участок русла расположен в районе пос. Боголюбово (см. рис. 16) и южнее пос. Копотилово (Волков, 1962, 1963). В других местах само русло не сохранилось, зато совершенно отчетливо видны следы его бокового врезания в область более древних участков долины и междуречья в виде правильных дугообразных в плане изгибов верхнего уступа террасы. Такие амфитеатры верхнего уступа встречаются на всем рассматриваемом участке долины Ишима. Они, несомненно, являются остатками яров, подмывавшихся руслом во время формирования террасы.

Остатки древнего русла на первой надпойменной террасе повсюду имеют приблизительно одинаковую ширину, близкую к 300—400 *м*. Радиус кривизны излучин этого русла и остатков древних яров (в плане) также повсюду одинаков. Он близок к 2—3 *км*. Совершенно очевидно, что во время формирования первой террасы по дну долины Ишима в районе Ишимской степи проходило русло шириной 300—400 *м*. Современный Ишим имеет ширину 50—80 *м*, а радиус кривизны его свободных излучин в среднем близок к 300—500 *м*. Следовательно, ширина этого древнего русла первой террасы превосходила ширину современного Ишима в 5—7 раз.

Отложения первой террасы отличаются от аллювия поймы Ишима высокой степенью сортировки материала и хорошей выдержанностью по простиранию отдельных слоев. Все эти особенности указывают на то, что осадки первой террасы отлагались более многоводным по сравнению с современным потоком, в котором однообразие условий седиментации сохранялось на сравнительно обширных участках дна.

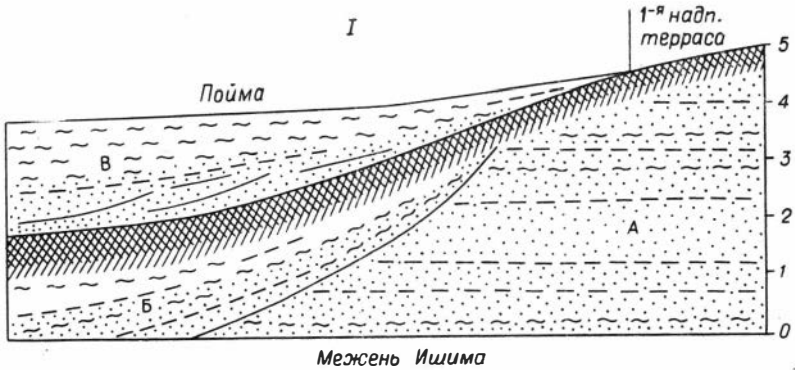
В северной части рассматриваемого участка долины Ишима на поверхности первой террасы до абсолютных отметок, близких к 70 *м*, ясно видны следы озерной ингрессии в виде разнообразных прибрежных и береговых форм рельефа, сложенных прибрежно-озерными отложениями. Близ верхних уступов первой террасы во многих местах наблюдаются наклонные к осевой части долины площадки, сложенные хорошо сортированными песками. Эти приподнятые края террасы, несомненно, являются остатками древних пляжей. Чаще всего поверхность таких площадок позже была переработана ветром и превратилась в мелкобугристый рельеф, занятый теперь сосновыми борами. Встречаются также косы с мысами, вытянутыми вниз по долине (см. рис. 15). Эти формы образовались в результате совместного воздействия слабого течения и волновых процессов.

Другой особенностью строения первой террасы является то, что верхняя часть ее осадков несет ясные следы субаэрального режима в обстановке теплого и сухого климата. Верхняя часть отложений террасы, обычно представленная песками и алевритами, имеет желтовато-бурый цвет, обогащена скоплениями карбонатов и окислов железа в виде конкреций на месте корней и слабого цемента в некоторых слойках. Практически всюду осадки первой террасы венчаются хорошо развитой дифференцированной на отдельные горизонты гумусированной почвой черноземного типа мощностью до 1 *м* (обычно 0,4—0,5 *м*). В северной части рассматриваемого участка долины (район г. Ишима и севернее его) эта почва местами настолько обогащена растительными остатками травянистых растений, что в сухом состоянии горит подобно торфу. Наличие почвы позволяет уверенно отличать первую террасу от поймы, где хорошо развитой почвы нет. Таким образом, разграничительный признак, указанный для пойм и первых надпойменных террас Н. Н. Соколовым (1958), оказался весьма эффектным при изучении долины Ишима, и, как будет показано, других долин юга Западно-Сибирской низменности.

Пойма Ишима возвышается над меженным урезом реки на 3—6 *м*. Ее поверхность, как уже указывалось, обычно слабо отграничена от первой террасы. Чаще всего ясно выраженного уступа между обеими поверхностями нет. На пойме много стариц, ширина которых не превышает ширины современного русла, что указывает на образование поймы при стоке, близком к современному.

Аллювий поймы пестрый по составу. Преобладают супеси и суглинки. Слои имеют обычно небольшую мощность и быстро выклиниваются. Нередко встречаются прослои, обогащенные гумусом, изредка — почвенные горизонты болотного типа. Все эти прослойки резко отличаются по мощности и облику от единого почвенного покрова первой надпойменной террасы.

В местах причленения поймы к первой террасе нами неоднократно наблюдалось перекрытие отложений и почвенного горизонта первой террасы аллювием поймы. Приведем один из таких разрезов, расположенный в 11 *км* к северу от г. Петропавловска (рис. 34). Здесь в обрыве лево-



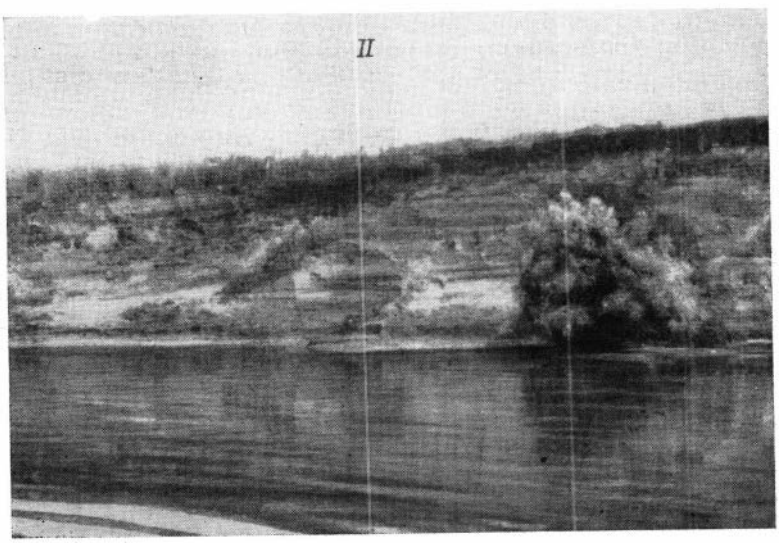


Рис. 34. Характер причленения поймы к первой надпойменной террасе:

I — в 11 *км* к северу от г. Петропавловска на р. Ишиме, *II* — на правом берегу Тобола в 4 *км* выше пос. Асланы. Почвенный горизонт с размывом уходит под осадки поймы (фото И. А. Волкова).

го берега Ишима вскрыт разрез первой надпойменной террасы и обширного понижения на ней. Хорошо отсортированный, почти горизонтально-слоистый желтовато-серый аллювий террасы (А) в районе понижения осложнен глубоким врезом, отчасти выполненным русловым аллювием (Б). Отложения террасы и понижения прикрыты хорошо развитой богато гумусированной почвой черноземного типа. За пределами понижения она залегает на поверхности и имеет мощность около 0,5 *м*. В понижении мощность почвы несколько больше (0,6—0,7 *м*), а ее поверхность расположена на 2,5—3 *м* ниже. На склоне понижения почва превращается в погребенную, так как на ней залегают серые алевриты и суглинки современной поймы (В). У края понижения они имеют мощность несколько десятков сантиметров, а в центральной части понижения — около 2 *м*. Почвенный горизонт древнее перекрывающих его осадков поймы. Он формировался, несомненно, в субаэральных условиях, вне зоны подтопления полыми водами. Следовательно, во время образования почвы уровень половодий был, по крайней мере, на 2—2,5 *м* ниже современного. Позже уровень половодий повысился и стали накапливаться осадки поймы. Накопление пойменного аллювия происходило здесь за счет последовательного затопления половодьями относительно пониженного участка первой террасы, ранее не заливавшегося.

Перекрытие хорошо развитого почвенного слоя первой террасы осадками современной поймы наблюдалось неоднократно. Оно показывает, что сток ранее начала формирования пойменного аллювия был менее интенсивным, чем в настоящее время, а половодья были менее высокими.

Приведенное выше краткое описание строения рельефа и отложений современных транзитных речных долин, пересекающих меридионально равнину Ишимской степи, свидетельствует о единстве основных этапов формирования этих речных систем, дренирующих огромные пространства Южного Урала, Зауралья и Казахстана.

Наиболее четко в морфологии долин и строении развитых в них отложений отражены события второй половины четвертичного периода. Образование современных широких ящикообразных долин Тобола и Ишима, несомненно, связано с этапом исключительно обильного стока. Широкие, в десятки раз более многоводные по сравнению с современными потоки выполнили огромную работу по размыву пород, слагающих равнину междуречья, выносу материала и созданию широких днищ современных долин, ограниченных верхними уступами вторых надпойменных террас. Позже дно долин было изменено эоловыми процессами. Формирование первых надпойменных террас было связано с этапом нового обильного поверхностного стока. Это усиление стока было менее интенсивным, чем предыдущее. Все же ширина потоков того времени превосходила современную в несколько раз. Позже формирования первых надпойменных террас произошло некоторое замирание стока и широкое развитие получили почвообразовательные процессы. Формирование пойм сопровождалось новым оживлением процессов стока и повышением уровней половодий, в результате чего наиболее пониженные участки первой террасы стали заливаться в половодья и на них начал накапливаться пойменный аллювий.

Другой важной особенностью строения долин Тобола и Ишима являются несомненные признаки неоднократного вторжения в них с севера озерных вод. Эти вторжения более или менее совпадали во времени с периодами обильного стока или следовали непосредственно за ними.

Едва ли приходится сомневаться в том, что резкие колебания интенсивности стока, сопровождавшиеся в долинах Тобола и Ишима выработ-

кой определенных форм рельефа и геологических тел, происходили в обеих долинах одновременно и являлись следствием глубоких изменений климата. Необходимо подчеркнуть, что во время оживления процессов поверхностного стока долины Тобола и Ишима в пределах Ишимской степи не утрачивали характера транзитных долин и в них не сбрасывались воды с центральных участков низменных равнин Ишимской степи. Основные источники питания потоков располагались, как и теперь, в пределах возвышенностей верховьев бассейнов этих рек. Для Тобола это были Тургай и Южный Урал, а для Ишима — Казахская складчатая страна. Обоснование времени основных этапов формирования обеих долин приведено ниже, после описания строения остальных ступеней рельефа и долины Иртыша.

О ПРИРОДЕ СЕВЕРНОГО КРАЯ ПЛИОЦЕНОВОЙ ПЛАСТОВОЙ РАВНИНЫ ИШИМСКОЙ СТЕПИ

С севера равнина Ишимской степи ограничена уступом, имеющим высоту 25—30 *м*. Местами он настолько пологий, что превращается в широкую полосу наклонной равнины. Уступ протягивается от долины Тобола в районе г. Заводо-Петровского на восток через районы пос. Аромашево на Вагае и пос. Викулово на Ишиме. Далее он проходит по левобережью правого притока Ишима р. Барсук и переходит на востоке в западный склон долины Иртыша.

В западной части Тобол-Вагайского междуречья в районе г. Заводо-Петровского и пос. Лесной уступ местами имеет крутизну несколько градусов. Подножие уступа располагается на отметках, близких к 105—110 *м*, а далее простирается плоская заболоченная равнина, слабо наклонная к северу. Уступ в виде заливов заходит в долины мелких речек и ручьев, расчленяющих край относительно возвышенной равнины Ишимской степи. На западе уступ и равнина у его основания переходят соответственно в склон и вторую надпойменную террасу Тобола. Вдоль нижней части уступа на абсолютных отметках, близких к 100—110 *м*, во многих мелких долинах и между ними прямо на поверхности или неглубоко от нее залегают разнозернистые пески, нередко содержащие гравий и гальку. Дно многих ручьев песчаное, а местами гравийное и галечное. В 4 *км* к северу от пос. Каменка у основания склона на абсолютных отметках, близких к 105 *м*, расположен пологий вал, имеющий относительную высоту 2—3 *м* при ширине 0,8—1 *км* и протягивающийся в восток-северо-восточном направлении. Шурфы и скважины ручного бурения вскрыли в районе вала разнозернистые хорошо сортированные светло-серые и желтовато-серые пески. Хорошо сортированные косослоистые пески с гравием и мелкой галькой встречены в шурфах на абсолютных отметках, близких к 110 *м*, также близ пос. Лебедевка и во многих других местах. Хотя нам не удалось наблюдать непосредственного налегания этих сравнительно грубозернистых отложений на третичные породы, есть все основания полагать, что они с размывом прислонены к нижней части уступа, сложенной этими породами. Во всяком случае, грубозернистые толщи в разрезах пластовой равнины Ишимской степи почти не встречаются.

В восточной части Тобол-Вагайского междуречья уступ теряет свою крутизну и обращается в полосу наклонной равнины, абсолютные высотные отметки которой уменьшаются в северном направлении от 130—140 до 95—105 *м*. На отметках, близких к 100—105 *м*, расположено несколько вытянутых в северо-восточном направлении пологих валообразных возвышений, разделенных обширными неглубокими понижениями, так

что изогипсы здесь имеют характерную асимметрично волнистую конфигурацию (см. рис. 47).

Между долинами Вагая и Ишима, севернее равнины Ишимской степи также проходит полоса наклонной равнины. На абсолютных отметках, близких к 100—105 *м*, здесь расположены очень пологие и широкие валообразные возвышения, вытянутые и постепенно снижающиеся в северо-восточном направлении. Изогипса (100 *м*) как бы оконтуривает две обширные «бухты», каждая из которых в восточной части оканчивается широким тупым «мысом». Уклоны поверхности последних с севера местами достигают 2 *м* на 1 *км*. Севернее основания наклонной равнины Вагай-Ишимского междуречья расположена заболоченная равнина, поверхность которой постепенно снижается на север, в сторону Иртыша. Эта равнина простирается и к востоку от долины Ишима, где ее выровненность настолько совершенна, что колебания высотных отметок обычно составляют всего 3—5 *м*.

Нет сомнения в том, что в пределах Тобол-Вагайского и Вагай-Ишимского междуречий у основания уступа и наклонной равнины расположены остатки единой береговой линии крупного озерного водоема, уровень которого более или менее длительное время сохранялся на абсолютных отметках, близких к 100—105 *м*. Непосредственно к востоку от долины Тобола берег был сравнительно приглубый, ограниченный абразионным уступом. Восточнее протягивался отмелый берег бухтового типа. Ориентировка мысов, разделяющих бухты, и конфигурация самих бухт свидетельствуют о том, что преобладали западные ветры, при которых волны подходили к берегу с северо-запада и основное направление берегового потока наноса было с запада на восток.

Ясные следы озерной деятельности видны в пределах Ишим-Иртышского междуречья. Севернее долинообразного понижения, протягивающегося к Иртышу (см. выше), против пос. Викулово расположен вытянутый широтно останец плиоценовой пластовой равнины, верхняя часть которого имеет абсолютные высотные отметки, близкие к 130—135 *м*. С севера этот участок равнины ограничен высоким и сравнительно крутым уступом, протягивающимся южнее правого притока Ишима р. Барсук. Этот уступ начинается непосредственно от долины Ишима и протягивается прямолинейно на восток в широтном направлении, прослеживаясь непрерывно на протяжении около 60 *км*, причем его основание повсюду располагается на абсолютных отметках, близких к 105 *м*. На востоке уступ постепенно снижается и переходит в полосу наклонной на север и северо-восток равнины. Последняя соединяется с пологим левым (западным) склоном меридионального отрезка долины Иртыша, образуя с ним единую поверхность. Плоская равнина севернее основания уступа осложнена валами, имеющими относительную высоту несколько метров при ширине несколько сотен метров. Валы отходят от основания уступа под небольшими углами и имеют в плане закономерную дугообразную гидродинамически обусловленную форму. Совершенно очевидно, что уступ и валы являются следами береговой линии. Эта линия представляет собой прямое продолжение на восток береговой линии Тобол-Вагайского и Вагай-Ишимского междуречья.

Итак, от Тобола на восток до меридионального отрезка Иртыша вдоль всего северного края равнины Ишимской степи протягивается полоса прибрежных и береговых форм рельефа, приуроченных к единой береговой линии, оставленной обширным озером, имевшим уровень, близкий к 105 *м*. Следы деятельности озерных вод на таких же отметках достаточно ясно видны и в самих долинах Ишима и Тобола (см. выше).

Следовательно, в свое время в низовьях Иртыша располагался обширный озерный бассейн и равнина, простирающаяся севернее следов береговой линии, является древней абразионно-аккумулятивной озерной равниной.

Полоса наклонной равнины, по-видимому, в значительной степени также имеет абразионно-аккумулятивную природу. На это указывает не только само пограничное положение этой равнины, но и переходы ее по простиранию в древние абразионные уступы, плавное снижение поверхности в сторону центральной части дна бывшего водоема, наличие на ней форм рельефа, напоминающих береговые валы. Такие невысокие с пологими склонами гряды, сложенные глинистыми песками, обнаружены нами в восточной периферии останца пластовой равнины восточнее Ишима. Здесь (район пос. Цветково и к северу от него) одна гряда причленяется к северному, а другая к южному склонам останца, являясь как бы прямым продолжением их на восток, в сторону предполагаемого направления движения берегового потока наносов (рис. 35). Верхняя часть гряд расположена на абсолютной высоте, близкой к 126 *м*. Значит, береговая линия на отметках, близких к 105 *м*, вероятно, не была максимальной. В максимум трансгрессии уровень озера достигал отметок 125—130 *м*, т. е. был близок к современному высотному положению Арало-Иртышского водораздела (126 *м*), расположенного на дне сквозной Убаган-Тургайской долины южнее оз. Аксуат (Доскач, Левина, 1959; Кошелев, 1960).

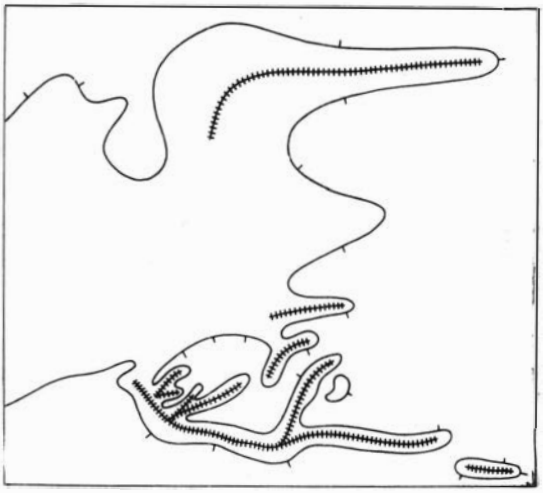


Рис. 35. Древние озерные береговые валы близ пос. Цветково на абсолютных отметках около 126—127 *м*.

По-видимому, в максимум трансгрессии озерные воды сбрасывались на юг, в бассейн Тургая и Арала. Новейшие исследования в районе Тургай-Убаганской долины подтверждают такое предположение (Бобоедова, Илларионов, 1964; Бобоедова, 1966). На это также указывает строение древних ложбин стока Ишим-Тобольского междуречья. Большинство этих ложбин прослеживается лишь на абсолютных отметках, превышающих 130 *м*. По-видимому, во время формирования ложбин базис эрозии был очень высоким. Позже, когда он понизился, сток по ложбинам уже прекратился, и они распались на серии бессточных котловин.

Как уже указывалось, в отличие от Ишимской степи наклонная равнина к северу от нее сложена с поверхности значительной по мощности толщей четвертичных отложений. Скважины, пройденные нами в пределах наклонной равнины на Ишим-Тобольском и Ишим-Иртышском междуречьях, под незначительным покровом лессовидных отложений повсюду встретили преимущественно суглинистые субаквальные отложения (зеленовато-бурые и серые неравномерно песчанистые суглинки, содержащие остатки прибрежно-водных растений). Характер этих осадков также указывает на важную роль озерных процессов в формировании наклонной равнины, имеющей отметки от 105—110 до 125—130 *м*.

ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ ШИРОТНОГО ОТРЕЗКА ИРТЫША И ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Севернее древней озерной береговой линии, осложняющей край плиоценовой пластовой равнины Ишимской степи на абсолютных отметках, близких к 105—110 *м*, до наиболее пониженной части дна долины Иртыша протягивается плоская равнина, имеющая абсолютные отметки поверхности 80—100 *м*. Сходная по высотному положению и строению равнина занимает также всю западную часть Обь-Иртышского междуречья, известную в литературе под именем Тобольского материка. Ограниченные по площади останцы, верхняя часть которых расположена на абсолютных отметках 75—95 *м*, встречаются и в самой пониженной части долины Иртыша. В целом указанная равнина образует обширную единую высотную ступень района наших исследований, характеризующуюся глубоким неравномерным размывом третичных пород и повсеместным распространением четвертичных отложений значительной мощности. Естественно выделяются три неодинаковых по площади района: равнина левобережья широтного отрезка Иртыша, останцы в пределах долины Иртыша и западная часть Обь-Иртышского междуречья (Тобольский материк). Третичные породы будут описаны сразу для всей равнины, так как разрезы их постоянны. Описание рельефа и четвертичных отложений будет дано отдельно по каждому из выделенных районов. Четвертичные отложения охарактеризуем кратко, так как этому вопросу уже посвящена специальная монография (Волкова, 1966).

ТРЕТИЧНЫЕ ПОРОДЫ

Третичные породы в пределах равнины левобережья широтного отрезка Иртыша почти не обнажены. Они выходят на поверхность в некоторых останцах внутри долины Иртыша и в разрезах Тобольского материка. Немногочисленные разрезы к югу от Иртыша особенно интересны, так как они помогают увязать строение третичных пород Обь-Иртышского междуречья и Ишимской степи. На левобережье широтного отрезка Иртыша и Тобольском материке нижние, а иногда и средние части обнажений сложены породами верхнего (отчасти, возможно, среднего) олигоцена и миоцена. Поверхность их повсюду сильно размыта и расположена в юго-восточной части материка на абсолютных отметках, близких к 80 *м*, на юго-западе — около 60—75 *м*, на меридиональном участке Иртыша (район поселков Надцы и Горная Суббота) — 25—30 *м*. Ниже пос. Горная Суббота третичные породы вдоль Иртыша не обнажены, но вскрыты скважиной в районе Ханты-Мансийска на глубине 12 *м* ниже уровня Иртыша. На левобережье Иртыша в районе пос. Уват третичные породы встречены скважиной на глубине 36 *м* ниже уровня реки. Общая амплитуда колебаний отметок поверхности размыва третичных пород составляет более 100 *м*. Максимальная видимая мощность близка к 25—30 *м*. Материалы бурения по линии Уват — Тобольск и Тобольск — Тевриз, полученные Г. К. Боярских, В. А. Туровым и Н. П. Дядюк, свидетельствуют о том, что общая мощность верхнеолигоценовых и неогеновых пород превосходит 100 *м*.

Верхнеолигоценовые отложения. Самые древние олигоценовые породы слагают до высоты 3—3,5 *м* бечевник Иртыша в 2 *км* ниже пос. Горная Суббота. Более молодые отложения широко распространены в разрезах широтного и меридионального отрезков Иртыша и останцев внутри его

долины. В. А. Николаев выделяет их соответственно под именем абросимовской и бещеульской свит.

В. А. Мартынов считает, что отложения, описанные раньше как бещеульская свита, имеют нижнемиоценовый возраст и как слои входят в состав нового, выделенного им, петропавловского горизонта.

Палинологические данные, полученные Л. А. Пановой, позволили ей установить спорово-пыльцевые комплексы, характерные для широколиственно-хвойной умеренно теплолюбивой растительности тургайского типа. Преобладает пыльца сем. *Pinaceae* с родом *Pinus* при значительном участии пыльцы сем. *Taxodiaceae*. Из покрытосемянных растений — пыльца сем. *Fagaceae* с родами *Guercus*, *Fagus*, *Castanea* вместе с пыльцой сем. *Juglandaceae* и *Betulaceae*. В комплексе присутствует пыльца трав довольно разнообразного состава. По мнению Л. А. Пановой, этот комплекс более молодой, чем комплекс разреза Горной Субботы, и типичен для туртасской свиты. Он хорошо сопоставляется также со спектрами широко развитой на юге Западной Сибири знаменской свиты, сходен со спектрами чаграйской свиты, установленными Э. А. Копытовой в южной окраине низменности и на севере Казахстана и выделенными Е. Д. Заклинской из третьей и четвертой свит К. В. Никифоровой Павлодарского Прииртышья. Таким образом, считать эти породы неогеновыми нет оснований. Нам представляется, что они завершают разрез позднеолигоценовых пород и являются самостоятельной свитой. Основанием для этого служит постоянство состава на больших пространствах, отличие от пород абросимовской свиты, своеобразие спорово-пыльцевых комплексов, которые отличаются от спектров абросимовской свиты и неогеновых пород.

Неогеновые породы. Севернее Ишимской степи неогеновые породы развиты слабо. Нами они встречены на юго-востоке материка близ пос. Колтырма, на меридиональном отрезке Иртыша у поселков Миссия, Надцы и на правом берегу Тобола близ пос. Липовка. По данным геологов НТГУ, они распространены в верховьях рек Демьянка и Туртас. Неогеновые породы залегают с размывом. Они представлены песками и алевритами. Мы относим эти образования к ишимской свите В. А. Николаева.

Результаты изучения третичных пород района исследований позволяют сформулировать следующие выводы.

1. В пределах всего района исследований, исключая самую южную его часть, толща третичных пород, выходящих на дневную поверхность, едина по основным особенностям строения

2. В Ишимской степи и на Тобольско-мам ерике толща третичных пород отчетливо подразделяется снизу вверх на следующие толщи, отвечающие, по-видимому, объему свит. Нижняя толща представлена плотными горизонтально-слоистыми алевритами и суглинками с отпечатками листьев. Выше залегает характерная толща пачечно-слоистых алевритов и суглинков, хорошо прослеживающаяся в большинстве разрезов Ишимской степи и Тобольского материка. Эта толща перекрыта мучнистыми трепеловидными песками, реже желтовато-серыми светлыми алевритами и песками. Эти отложения имеют небольшую и изменчивую мощность, но также ясно прослеживаются в пределах Ишимской степи, широтного отрезка долины Иртыша и Тобольского материка. Разрез третичных пород венчается серыми, реже буровато-серыми тонкодисперсными глинами с мергельными конкрециями. Эти глины широко распространены в пределах Ишимской степи на абсолютных высотных отметках, несколько превосходящих таковые Тобольского материка. В пределах последнего эти породы пока не обнаружены. В целом в бассейне низовьев Иртыша расчленение третичных пород по литологическим и общим внешним признакам хорошо укладывается в схему, предложенную В. А. Николаевым.

3. Судя по составу и условиям залегания отдельных толщ третичных пород, на всей территории района исследований каждое из указанных выше геологических тел является однородным в генетическом и возрастном отношениях. Анализ высотного положения нижних и верхних поверхностей этих тел свидетельствует о том, что залегание каждого из них близко к горизонтальному. Вместе с тем в северном направлении общая мощность каждого тела несколько увеличивается, а высотные положения верхних и нижних границ их несколько снижаются.

4. Находки в отдельных разрезах определенных органических остатков сами по себе еще не дают надежных оснований датировать по-разному в разных местах возраст прекрасно прослеживающихся в пределах всего района исследований литологически единых толщ. Вопрос о единстве формирования каждого геологического тела мы в значительной степени считаем решенным. Дальнейшие усилия должны быть сосредоточены на уточнении возраста и таксономического ранга каждого из них.

5. Наши исследования показали, что в пределах долины широтного отрезка Иртыша, к югу и к северу от нее указанные толщи достаточно отчетливо прослеживаются на сходных абсолютных высотных отметках. Из этого следует, что долина Иртыша имеет в основном эрозионное происхождение, т. е. является «выработанной» формой рельефа.

6. Состав и условия залегания позднеплиоценовых пород (битекейские слои) своеобразны. Эти грубозернистые русловые отложения залегают на более древних породах с резким и неравномерным размывом. Формирование их происходило в условиях глубокого неравномерного эрозионного расчленения возникших ранее преимущественно аккумулятивных равнин южной части Западно-Сибирской низменности.

ПОВЕРХНОСТЬ, ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И РЕЛЬЕФ

Равнина левобережья широтного отрезка Иртыша и западной части Обь-Иртышского междуречья сложена главным образом отложениями четвертичного возраста. Эти отложения в большинстве разрезов залегают на сильно и неравномерно размытой поверхности верхнеолигоценовых, реже неогеновых, пород. Состав, мощности и условия залегания четвертичных отложений тесно связаны с характером поверхности третичных пород и структурным планом указанной территории.

Минимальную мощность четвертичные отложения имеют в области развития останцев (20—25 *м*). К югу от широтного отрезка Иртыша и в разрезах Тобольского материка она местами превышает 50 *м*, а в переуглубленных участках долины (район пос. Уват) увеличивается до 100 *м*. В области погружения поверхности третичных пород между поселками Горная Суббота и Самарово четвертичные отложения имеют мощность 130—150 *м*. Таким образом, в целом мощность их увеличивается к северу. Абсолютные отметки подошвы четвертичных пород в том же направлении постепенно снижаются.

Состав и генезис отложений разнообразны. Распространены озерные, аллювиальные, на севере — озерно-ледниковые и изредка ледниковые отложения. Соотношение основных геологических тел показано на профиле (см. рис. 79). Достаточно определенно устанавливаются три типа разрезов, закономерно сменяющих друг друга в северном направлении. Отложения равнины левобережья широтного отрезка Иртыша, останцев внутри его долины и юга Тобольского материка формировались вдали от края ледника максимального оледенения. Для них характерны относительно малые мощности осадков, выпадение из разрезов отдельных слоев и свит, широкое

развитие облессованных осадков с погребенными гумусированными и почвенными горизонтами. В районе между поселками Горная Суббота и Самарово тип разрезов иной. Они отличаются наибольшей полнотой; значительная роль в осадконакоплении принадлежала материалу, принесенному талыми ледниковыми водами. Третий тип разреза отличается присутствием ледниковых отложений. Он характерен для района г. Ханты-Мансийска и пос. Самарово и правобережья широтного участка Оби.

Четвертичные отложения охарактеризованной территории изучены неравномерно. Осадки отдельных останцев, расположенных в пределах долины Иртыша, нами описаны впервые. То же можно отчасти сказать и о левобережной равнине широтного отрезка Иртыша, так как в работах Н. К. Высоцкого (1894), Л. В. Введенского (1933) и А. Г. Бер (1938) приведены лишь краткие характеристики строения четвертичных отложений вдоль долин. Строение же междуречных пространств, обычно лишенных обнажений, ими не рассматривалось. На картах четвертичных отложений Западной Сибири под редакцией С. В. Яковлевой (1961) и И. И. Краснова (1961) к югу от широтного отрезка Иртыша показаны озерно-аллювиальные образования среднечетвертичного возраста. В объяснительных записках разрезы междуречий не приведены, а описания четвертичных отложений весьма кратки и схематичны. Отложения Тобольского материка изучены лучше. Они описаны в работах Н. К. Высоцкого, Я. С. Эдельштейна, Р. С. Ильина, Л. В. Введенского, В. И. Громова, В. Г. Васильева, В. А. Дементьева, П. А. Никитина, А. Г. Бер, В. А. Николаева, С. В. Яковлевой, С. Б. Шацкого, В. Е. Останина, С. А. Архипова, Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского. Критический разбор и оценка основных положений указанных исследователей приведены в ряде наших работ (Волков, Волкова, 1964а, б; Волкова, Панова, 1964; Волкова, 1966). В 1956 г. в Ленинграде на Межведомственном стратиграфическом совещании была предпринята попытка создания единой стратиграфической схемы четвертичных отложений Сибири, а в 1961 г. на стратиграфическом совещании в Новосибирске была разработана схема четвертичных осадков Западной Сибири. Нами эта схема для низовьев Иртыша была существенно уточнена. Были выделены ледниковые и межледниковые слои, приведена довольно полная биостратиграфическая характеристика, уточнены границы и изменены объемы многих свит и слоев (Волкова, 1964, 1966). В настоящее время низовья Иртыша можно считать одним из основных страторегионов Западно-Сибирской низменности.

При описании четвертичных отложений мы считаем необходимым сохранить деление четвертичной системы на четыре части: нижнюю, среднюю, верхнюю и современную. Границы между ними совпадают с границами четырехчленной шкалы, принятой в существующих инструкциях Министерства геологии и охраны недр СССР. Обоснование выделения свит в разрезах Тобольского материка и их названия рассмотрены в специальной работе (Волкова, 1966). Мы не вводим новых наименований слоев и свит останцев и левобережной равнины. Они сопоставлены нами со свитами материка и описаны как их аналоги.

При расчленении четвертичных отложений нами использовался комплекс критериев. Прежде всего учитывались крупные изменения физико-географической среды, которые существенно влияли на ход геологических процессов и органический мир. Широко использовались геоморфологический, литологический и биостратиграфический методы. Комплексное использование данных всех методов при расчленении четвертичных отложений является, по нашему мнению, наиболее эффективным.

В условиях низовьев Иртыша, где осадки бедны органическими остатками, особое значение имеют данные палинологии. При рассмотрении спо-

рово-пыльцевых спектров возникает вопрос, какими причинами обусловлены изменения в их составе. Мы полагаем, что только резкие качественные изменения спектров указывают на крупные перемены в составе растительности, обусловленные колебаниями климата и изменениями физико-географической обстановки в различные эпохи. Изменения же количественных соотношений отдельных компонентов спектров часто объясняются чисто местными причинами. При изучении спектров мы использовали опыт ботаников, применяемый при изучении расселения и жизни растительных сообществ. Изучение хорологии древесных пород помогло ботаникам установить родственные связи растительности различных районов Советского Союза (Соколов, Связева, 1965). Используя их опыт, мы попытались наметить по спорово-пыльцевым спектрам черты сходства и различия в составе растительности, проследить качественные изменения ее, т. е. выявить существование различных растительных группировок и проследить их повторение или исчезновение во времени. Полученные данные наряду с данными других методов использовались в целях корреляции четвертичных отложений. Ниже рассматриваются рельеф и строение четвертичных отложений по основным районам.

Равнина левобережья широтного отрезка долины Иртыша

Как уже указывалось, южной границей равнины левобережья широтного отрезка Иртыша служат древний уступ и полоса наклонной равнины, у основания которых на абсолютных отметках, близких к 105—110 *м*, расположены следы озерной береговой линии. С севера равнина ограничена невысоким уступом, протягивающимся широтно. На западе границей ее является долина Тобола, а на востоке она постепенно переходит в пологий западный склон меридионального отрезка долины Иртыша. В целом равнина слабо наклонна к Иртышу и имеет в южной части абсолютные высотные отметки, близкие к 100 *м*, а в северной 75—80 *м*. Равнина слабо расчленена. Она пересекается неглубокими, сравнительно узкими долинами Вагая и Ишима и мелкими местными речками. Большая часть равнины

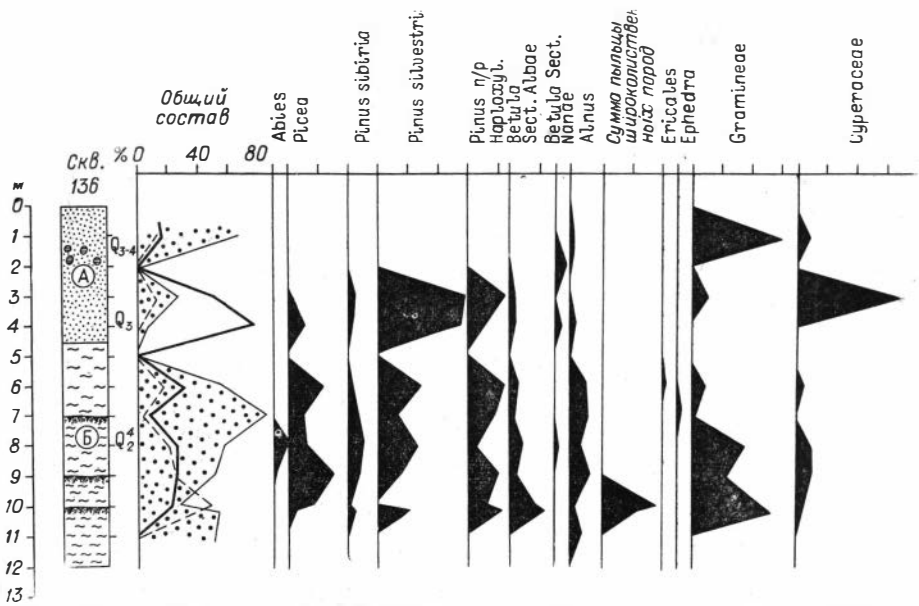


Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений скважины в

занята болотами. Хорошие естественные разрезы отсутствуют, что в сочетании с плохой проходимостью местности сильно затрудняет изучение ее геологического строения. Нами пробурено вручную большое количество скважин глубиной до 10—12 *м*. Особенно много скважин было пробурено в южной части равнины. Приведем несколько разрезов скважин и обнажений.

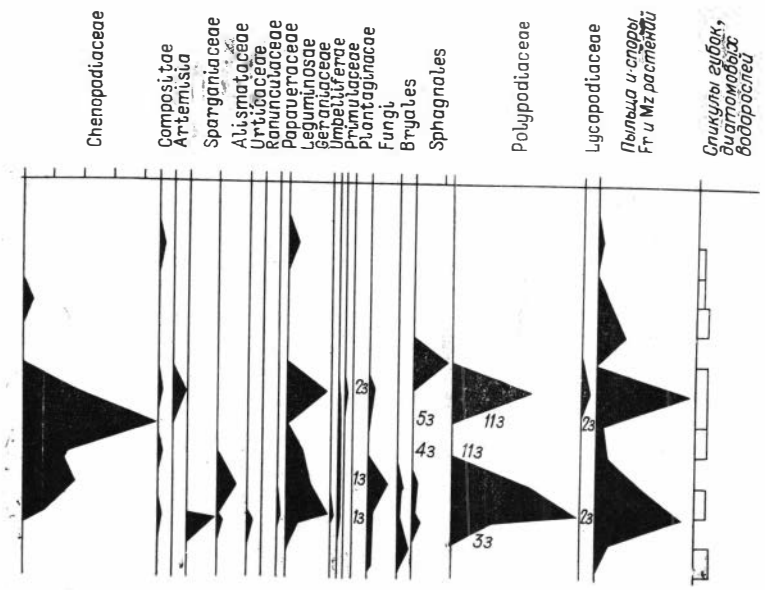
В 4,5 *км* к северо-северо-востоку от пос. Катай на междуречье рек Малая Тава и Барсук (правые притоки Ишима) в верхней части древней озерной косы Перейма скважиной 136 сверху вниз вскрыты следующие слои (рис. 36):

А. Песок глинистый, желто-бурый и серый. На глубине около 1,5 *м* — карбонатные конкреции. Основание резкое . . . . . 4,5 *м*.

Б. Суглинок серый, ниже 5 *м* — голубовато-серый. Есть черные примазки и гнезда растительного детрита, особенно много на глубине 7 и 9 *м*. На глубине 10 *м* — прослоек черного суглинка (погребенная почва) толщиной 0,3 *м*. Ниже — голубовато-серый суглинок . . . . . 7,5 *м*.

Литологические исследования, выполненные И. И. Задковой, показали, что в интервале 10—12 *м* (слой Б) структура пород меняется от алевропелитовой в основании горизонта до алевритисто-пелитовой в его кровле (при дисперсном методе подготовки образца к анализу). Микроагрегатная подготовка образца дает высокий (43—44%) выход тонкопылеватых частиц размером 0,01—0,05 *мм*; глинистые частицы составляют в сумме около 40%, а песчаные почти отсутствуют. Тонкодисперсная часть породы, являющаяся после разрушения агрегатов основной, представлена монтмориллонитом при подчиненной роли каолинита и небольшом количестве гидрослюды (количественные соотношения минералов глинистой фракции рассчитывались по Спегту и Брунтону — Speights, Brunton, 1961).

Среди кластических минералов легкой фракции (0,1—0,05 *мм*) наряду с кварцем (58—66%) значительную роль играют полевые шпаты (39—41%), при этом на долю плагиоклаза падает 15—21%. Тяжелая фракция содержит эпидот (44—50,5%), роговую обманку (4,7—13,5%), моноклин-



4,5 *км* к северо-северо-востоку от пос. Катай. Условные обозначения см. на рис. 37.

ный пироксен (0,2%), черные рудные (19,2—24%), лейкоксен (3,7—8%), циркон (3,9—7,7%), а также в незначительном количестве гранат, турмалин, рутил, сфен и др. Для пород этого интервала характерно уменьшение количества неустойчивых минералов снизу вверх по разрезу.

Представляет интерес поведение в разрезе таких компонентов пород, как углерод остаточный органический ($C_{орг}$), карбонаты и бор (B). В низах горизонта Б $C_{орг}$ имеет низкие значения (около 0,2%) при достаточно высоком суммарном содержании карбонатов (CO_2 = 2%). На глубине 10,5 *м* количество $C_{орг}$ резко повышается (до 0,8%). а сумма карбонатов снижается до минимума (десятые доли процента). Поведение этих компонентов позволяет допустить, что нижняя часть отложений (10,5—12 *м*) формировалась в условиях холодного и сухого климата, растительный покров был беден. Продукты разложения растительности не могли вынести карбонаты в растворах (Ренгартен, 1965). В конце времени формирования осадков (10—10,5 *м*) наступило потепление климата, о чем свидетельствует резкое увеличение в бассейне седиментации количества органического вещества. Карбонаты, по-видимому, разложились и были вынесены в растворах. Отложения интервала 10—12 *м* содержат мало бора (20—55 частей на миллион), что обычно считается характерным для пресноводных отложений.

Вверх по разрезу (5—9 *м*) по гранулометрическому составу порода остается прежней. При микроагрегатной подготовке образца велик выход тонкопылеватых частиц (43—56%), тонкодисперсная часть составляет 26—30%, песчаных зерен практически нет. Среди глинистых минералов преобладает в основании толщи монтмориллонит при подчиненном количестве каолинита и почти полном отсутствии гидрослюды. В середине толщи, наоборот, повышается роль каолинита, а в интервале 6—6,5 *м* преобладает гидрослюда. Состав легкой фракции (0,1—0,05 *мм*) мало отличается от такового подстилающей части осадков. Много полевых шпатов (33—40%), кварца (54—60%), присутствуют листочки слюды, спикулы губок, органогенный опал. Встречаются единичные зерна глауконита, мелкие, иногда с заметными трещинками синерезиса. Присутствуют роговая обманка, количество которой убывает снизу вверх от 11 до 2%, эпидот (37—49%), черные рудные (21—15%), циркон (3,3—4,8%) и др. Из аутигенных минералов в небольшом количестве встречается пирит (3,3%). Постоянно повышено количество лейкоксена. Содержание $C_{орг}$ колеблется (0,2—0,6%), постепенно уменьшаясь вверх по разрезу. Количество CO_2, наоборот, увеличивается в том же направлении от 1,5 до 3%. К основанию слоя Б приурочено максимальное (по отношению к отложениям всего разреза) содержание бора в глинистой фракции — 160 ед. на миллион. Количество его резко убывает уже в интервале 6—7 *м* и остается затем постоянным до современной поверхности слоя А.

Данные гранулометрического, минерального и геохимического состава отложений интервала 5—9 *м* позволяют И. И. Задковой высказать предположение о формировании отложений в условиях слабой динамики среды. Ею подтверждается вывод И. А. Волкова о существовании на данной территории озерного бассейна (Волков, Волкова, 1965). По мнению И. И. Задковой, климат во время формирования осадков при достаточной влажности, по-видимому, не был особенно теплым, о чем свидетельствуют карбонаты, которые в условиях активизации органических соединений при теплом климате перешли бы в раствор и мигрировали.

Отложения, залегающие выше (интервал 0,5—5 *м*), по составу резко отличаются от подстилающих пород. Здесь больше песчаных и алевритовых частиц. Для осадков нижней части слоя характерна алеврито-пелитовая структура: частицы меньше 0,01 *мм* составляют 60—70% веса

породы, грубоалевритовые — 30—35% (дисперсная подготовка образцов к анализу). Микроагрегатный анализ здесь дает, так же как и в нижележащих отложениях, довольно высокий (30—40%) выход тонкопылеватой («лессовой») фракции (0,01—0,05 *мм*). Эти породы перекрыты плохо сортированным осадком («миктитом»), в котором около 30% приходится на долю мелкопесчаных зерен (0,1—0,25 *мм*), крупнопылеватых частиц содержится 25—31%, пелитовых (меньше 0,01 *мм*) около 25—38%. Минеральный состав глинистой массы сложен. Рентгенограммы дают нечеткие рефлексы разбухающего минерала группы монтмориллонита, гидрослюды и каолинита. Состав песчано-алевритовой части породы изменился в сторону полимиктовости, которая максимальна в нижней части слоя и уменьшается вверх по разрезу. В легкой фракции снизу вверх количество кварца возрастает от 50 до 73%, а полевых шпатов убывает от 50 до 22%. Среди тяжелых минералов по сравнению с нижележащими осадками увеличивается количество роговых обманок. Присутствуют также эпидот (38—46%), циркон (4—9%), лейкоксен (5—8%) и др. Обращает на себя внимание большое по сравнению с предыдущими интервалами количество минеральных разновидностей. Количество $C_{орг}$ не поднимается в этом слое выше 0,2% при значительном содержании CO_2 (3—4%). Количество бора довольно постоянно (78—85 ед. на миллион). И. И. Задкова считает, что приведенные характеристики слоя А с известной долей условности позволяют предположить, что формирование данной толщи происходило в условиях аридизации климата.

По расчетам И. И. Задковой, коэффициент Фогта $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$, отражающий степень зрелости глинистой фракции, резко увеличивается (от 60 до 160) с глубины 2 *м* к поверхности слоя А. Это указывает на то, что процессы современного выветривания, по-видимому, распространились лишь до глубины 1,5—2 *м*. В целом выводы И. И. Задковой о климатической обстановке времени формирования отложений согласуются с данными, полученными В. С. Волковой на основании изучения пыльцы и спор.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из скважины, свидетельствуют о неоднократной смене растительности в период формирования этих осадков. В нижней части слоя Б спектры обедненные. Выше они становятся более богатыми. Всюду преобладает пыльца травянистых растений (30—85%). Второе место занимает пыльца древесных пород (до 20—25%), затем споры. В интервале 10—11 *м* пыльца трав представлена семью семействами. Спор более всего в интервале 9—10 *м*. Рассмотрим спорово-пыльцевую диаграмму более подробно.

В нижней части слоя Б (интервал 10,5—11 *м*) встречены единичные зерна. Нижний почвенный слой (глубина 10 *м*) формировался в условиях лесостепи. В спектрах содержится пыльцы древесных пород 15—20%, трав — до 30%. Преобладают споры (до 50—60%). Среди древесных пород много березы, меньше сосны, роль ели очень мала, до 20% пыльцы широколиственных пород (липа, вяз), возможно, переотложенной. Среди травянистых много пыльцы злаков, затем бобовых. Количество маревых не превышает 15%. Присутствуют сложноцветные, полыни, пыльца сем. *Umbeliferae*, *Papaveraceae*. Водные растения представлены сем. *Sparganiaceae* и *Alismataceae*. Для этой части разреза отмечается максимальное (до 85%) содержание спор папоротников. Спор зеленых и сфагновых мхов очень мало.

Состав спектра в интервале 9—10 *м* несколько меняется. Здесь преобладает пыльца травы (до 50%), затем споры (20—30%). Содержание пыльцы древесных пород остается прежним. Среди трав много маревых

и злаков. Уменьшается количество водных и прибрежно-водных растений. Среди древесных пород по-прежнему преобладают береза и сосна. Возрастает роль сибирского кедра и ели. Содержание пыльцы ели в спектрах возрастает почти вдвое, что, по-видимому, указывает на увеличение влажности климата. Споры принадлежат зеленым мхам и папоротникам.

Во время накопления среднего гумусового (почвенного) слоя климат был наиболее влажным, о чем свидетельствует резкое увеличение содержания пыльцы ели (до 30%). Содержание пихты не превышает 2%. Ведущее положение по-прежнему занимает пыльца сосны и березы. Пыльца трав принадлежит маревым (до 35%), злаковым (20—25%), бобовым (до 15%). Количество пыльцы осоковых не превышает 10%. Впервые для этого разреза отмечается появление пыльцы семейства частуховых и спор зеленых мхов, грибов и папоротников, последние составляют 45—50%.

Суглинки, залегающие между средним и верхним гумусовыми слоями (почвами), характеризуются постепенным увеличением (60—65%) количества пыльцы травянистых растений.

Максимум степистости и сухости отмечается для верхнего гумусированного горизонта (глубина 7 *м*). Состав пыльцы древесных пород здесь прежний, только в два раза сокращается количество пыльцы ели, возрастает роль сибирской сосны и ольхи. Состав пыльцы травянистых растений меняется. Появляется пыльца эфедры (до 4%), сем. *Plantaginaceae* и *Primulaceae*, резко возрастает количество маревых (до 80%) и исчезает пыльца бобовых. Роль злаков, осок и полыней в ассоциациях была невелика. Пыльца водных растений встречена в небольших количествах. Единичные зерна спор принадлежат сфагновым мхам и папоротникам. В целом спектр указывает на развитие открытых травянистых пространств с господством маревых.

В интервале 5—7 *м* среди пыльцы древесных растений много пыльцы сосны (65%), затем ели (до 20%) и очень мало — березы и ольхи. Среди пыльцы травянистых растений количество пыльцы сем. маревых не превышает 40%; примерно равные количества пыльцы злаков и осок. Сложноцветных, полыней, бобовых и верескоцветных мало. Пыльца водных и прибрежно-водных растений отсутствует.

Спектры слоя А иные. В нижней части слоя резко преобладает пыльца древесных пород (60—80%), меньше — трав (8—15%) и спор. Среди пыльцы древесных основная роль принадлежит сем. *Pinaceae* (*Pinus silvestris* L., *P.* n/p). *Haploxylon* составляют 70—75%, *P. sibirica* (Rupr.) Mayr — до 2—3% и *Picea* — до 10%. Пыльцы древовидной и кустарничковой березы не более 8%. Состав пыльцы трав беден, он представлен лишь 3 семействами. Преобладают осоковые (до 70%), меньше злаковых и маревых. Следовательно, во время накопления песков к югу от широтного участка Иртыша были развиты леса. Верхняя часть слоя А (интервал 1—2 *м*) формировалась во время развития степей. Пыльца древесных растений (до 12%) принадлежит березе и обыкновенной сосне. Травянистый покров в видовом отношении был беден. Преобладают злаки (до 60%), меньше сложноцветных, осоковых и бобовых. Пыльцы водных и прибрежно-водных растений нет.

В целом в охарактеризованном разрезе можно выделить 5 крупных этапов развития растительности, обусловленных колебаниями климата. Такие изменения установлены для следующих интервалов: 10,3—11 *м*, 10—10,3 *м*, 5—10 *м*, 2—4,5 *м*, 1—2 *м*. Из почв только та, которая залегает на глубине 10—10,3 *м*, совпадает с глубоким изменением природной обстановки и условий осадконакопления. Два других гумусированных слоя, вероятно, намывные. Намеченные по данным палинологии стратиграфические границы примерно совпадают с границами, установленными

И. И. Задковой по различным материалам литологических исследований.

Стратиграфическое положение осадков и характер спорово-пыльцевых спектров позволяют сопоставить их с отложениями верхней части Тобольского материка. Суглинки слоя Б сопоставляются с колтырминской свитой, отлагавшейся в озерном бассейне в эпоху тазовского оледенения. Эта свита широко распространена на юге материка (Волкова, 1965). Осадки слоя А представляют собой сложное образование. Нижние четыре метра являются отложениями берегового вала и формировались в конце средне- —начале позднечетвертичного времени. Отложения с карбонатными конкрециями — это переработанные ветром в конце позднечетвертичного времени — начале голоцена осадки береговых валов.

Сходный разрез встречен скважиной в 3 *км* к восток-северо-востоку от пос. Катай. Здесь также вскрыты однородные голубовато-серые суглинки, имеющие на глубине 10—10,7 *м* хорошо выраженную погребенную почву. Почвы на глубине 7 и 9 *м* ясно не выражены, что подтверждает предположение о намывном их характере в рассмотренном выше разрезе.

В 4,5 *км* к юго-юго-востоку от пос. Ачимово, западнее левого притока р. Барсук в краевой части заболоченной равнины вскрыт разрез, аналогичный приведенным выше. Здесь скважиной встречены следующие слои (рис. 37):

А. Суглинок желтовато-бурый, тяжелый, на глубине 2—3 *м* более легкий, но без песка. Вверху есть карбонатные конкреции до 1 *см* в поперечнике . . . . . 3,5 *м*.
Б. Суглинок зеленовато-серый, на глубине 5 *м* голубовато-серый. Здесь встречаются черные примазки растительных остатков. Количество их увеливается вниз по разрезу и достигает максимума на глубине 8 *м*. На глубине 8,5 *м* черные пятна внезапно исчезают и следует голубовато-серый суглинок с линзами песков 6,5 *м*.
В. Песок темно-серый, мелкозернистый . . . . . 0,3 *м*.

Спорово-пыльцевые спектры отложений неоднородны. Песчаные отложения слоя В накапливались в условиях лесостепи и сухого климата, о чем свидетельствует отсутствие пыльцы ели и пихты. Среди травянистых растений ведущее значение имеют маревые. Пыльцы злаковых и бобовых мало. Споры принадлежат грибам, папоротникам, сфагновым и зеленым мхам.

В спектрах суглинков слоя Б в нижней части (интервал 8—10 *м*) преобладает пыльца травянистых растений (до 85%). Пыльца древесных пород (10—15%) принадлежит сосне, ели, березе. Пыльца травянистых растений представлена маревыми (до 60%), затем злаками (10—40%) и бобовыми (до 15%). Увеличивается количество пыльцы водных и прибрежно-водных растений. На глубине 4—8 *м* в спектрах преобладает пыльца травянистых растений (60%), затем древесных пород (20—35%). Спор не более 15—18%. Состав пыльцы древесных пород остается прежним, но на глубине 5 и 7 *м* встречена пыльца ольхи и ивы, отмечается увеличение количества пыльцы ели до 30% и уменьшение пыльцы пихты. Таким образом, слой Б накапливался также в условиях лесостепи, но при постепенном возрастании роли древесных пород.

Пыльца трав разнообразна и принадлежит 14 семействам. Более всего пыльцы маревых (до 60%). Ее содержание весьма устойчиво во всех образцах. Примерно в равных количествах (10—15%) присутствует пыльца злаковых и бобовых. Есть пыльца сложноцветных и полыней. Очень разнообразна пыльца водных и прибрежно-водных растений, принадлежащая сем. *Sparganiaceae*, *Potamogetonaceae*, *Alismataceae*, *Hydrocharitaceae*. В отложениях с глубины 7—8 *м* встречена пыльца нимфейных. Растения указанных семейств характерны для заболачиваемых водоемов.

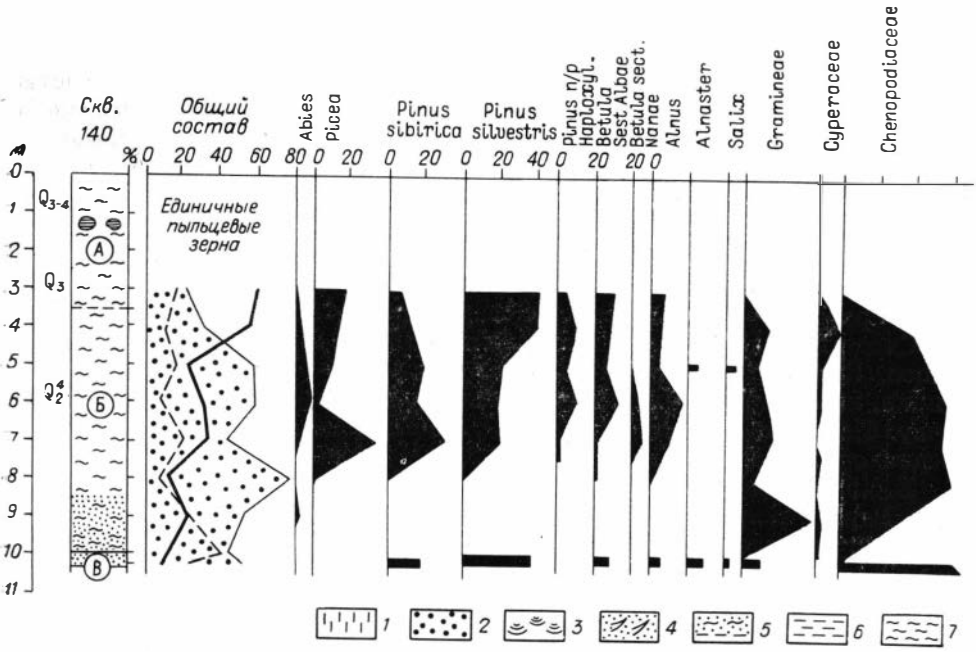
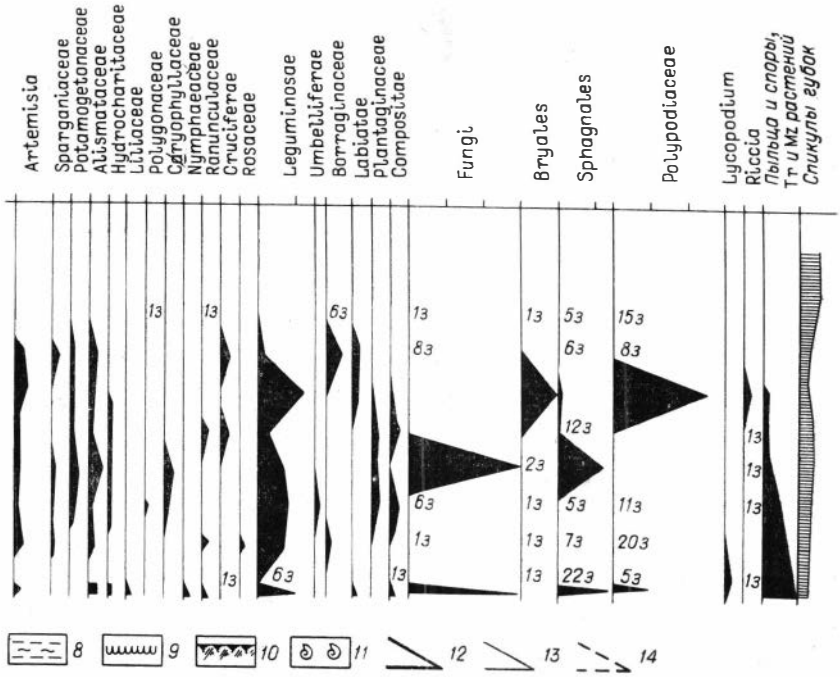


Рис. 37. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отло-

1 — покровные лессовидные супеси, суглинки, *2* — песок, *3* — чередование песков и супесей листо суглинок, *8* — чередование суглинков и супесей, *9* — гумусированные прослои, *10* — погребен пород, *13* — сумма пыльцы травянисто-кус

По-видимому, осадки накапливались в озерном водоеме в заключительные стадии его существования. Споры немногочисленны и принадлежат сфагновым, зеленым мхам и папоротникам. В ряде образцов отмечены споры *Ricca* sp. Повсюду много переотложенной пыльцы третичных растений и спикул губок. В целом изменения в составе спектров этой части разреза, по-видимому, обусловлены переменой климата.

Отложения верхней части слоя Б и нижней части слоя А (интервал 3—4 *м*) характеризуются спектром лесного типа. Здесь господствует пыльца древесной растительности (до 60%). Почти в равных количествах содержатся споры и пыльца трав. Основу спектра древесной растительности составляет пыльца семейства сосновых (сосна обыкновенная — 40%, сосна сибирская — 8—12%, сосна n/p *Haploxylon* — до 10%). Есть пыльца пихты (2—4%), ели (12—16%). Немного пыльцы древовидной и кустарничковой березы. По составу пыльцы древесных пород спектр близок к современному спектру пойменных наилков среднетаежной зоны низовьев Иртыша (Волкова, 1965). Травянистые растения представлены пыльцой маревых (до 40%), осок (до 12%), злаков и полыней. В небольших количествах обнаружена пыльца сем. *Cruciferae*, *Leguminosae* и *Borraginaceae*. Для этой части разреза характерно присутствие пыльцы водных и прибрежно-водных растений сем. *Sparganiaceae*, *Potamogetonaceae* и *Alismataceae*. Споры встречены в виде единичных зерен и принадлежат папоротникам, сфагновым и зеленым мхам. Следовательно, растительность времени формирования указанных отложений представлена древесными породами не менее 5 родов и травами 11 семейств. Верхняя часть слоя А (интервал 0—3 *м*) содержит лишь единичные зерна пыльцы и спор, что не позволяет восстановить состав растительности.



жений скважины в 45,*км* к юго-юго-востоку от пос. Ачимово.

ватой текстуры, *4* — косослоистые пески, *5* — суглинок песчанистый, *6* — супесь, *7* — ная почва, *11* — раковины пресноводных моллюсков, *12* — сумма пыльцы древесных тарничковых растений, *14* — сумма спор.

Несколько иное строение четвертичных отложений наблюдалось в районе пос. Каточиги (обн. 130), на правом берегу р. Барсук, где обнаружены следующие слои (рис. 38):

А. Суглинок желтовато-бурый, с ясной горизонтальной слоистостью. Есть тонкие прослои глинистого песка. В основании — прослой песка, серого, струйчатослоистого, с растительным детритом и раковинами пресноводных моллюсков *Planorbis planorbis* (L.) и *Limnaea stagnalis* (L.), встречены также *Galba palustris* Müll., *Gyraulus gredleri* (Bietz.), *Armiger crista* (L.) (определения И. А. Волкова)...4 *м*.

Б. Переслаивание желтовато-бурого и голубовато-серого суглинка с супесями и тонкозернистыми песками. Много следов корней и черных примазок. В основании слоя встречаются окатыши глины . . . . . 8 *м*.

В. Суглинки и супеси, желтовато-серые, со струйчатой слоистостью и прослойками тонкозернистых песков. Вниз — постепенный переход в бурые и желтовато-бурые листоватые суглинки. Видимая мощность . . . . . 3 *м*.

К четвертичным отложениям здесь относятся слои А и Б. Суглиносупеси слоя В по спорово-пыльцевым комплексам уверенно сопоставляются с комплексами верхнеолигоценовых отложений низовьев Иртыша (Волкова, Панова, 1964).

Нижняя часть слоя Б (глубина 7—12 *м*) накапливалась в то время, когда леса занимали небольшие площади и были приурочены к долинам рек и берегам озер. На огромных пространствах господствовали зеленомошные болота, состав трав был исключительно беден. Верхняя часть слоя (глубина 4—7 *м*) формировалась в условиях большей облесенности территории. Пыльцы древесных пород здесь содержится 40—60%, трав 10—20%. Количество спор не превышает 20%. Среди пыльцы древесных пород стало больше пыльцы ели, пихты, березы и ольхи. Присутствует пыльца ивы. Среди трав господствуют маревые, лебедовые. Есть споры

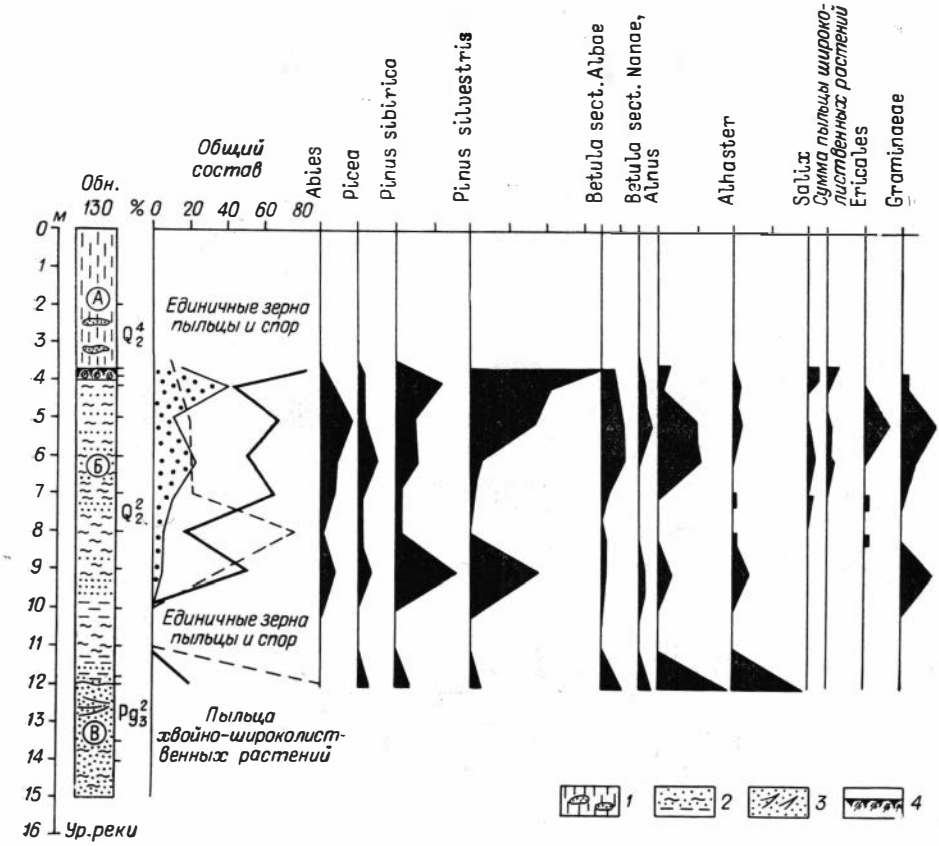


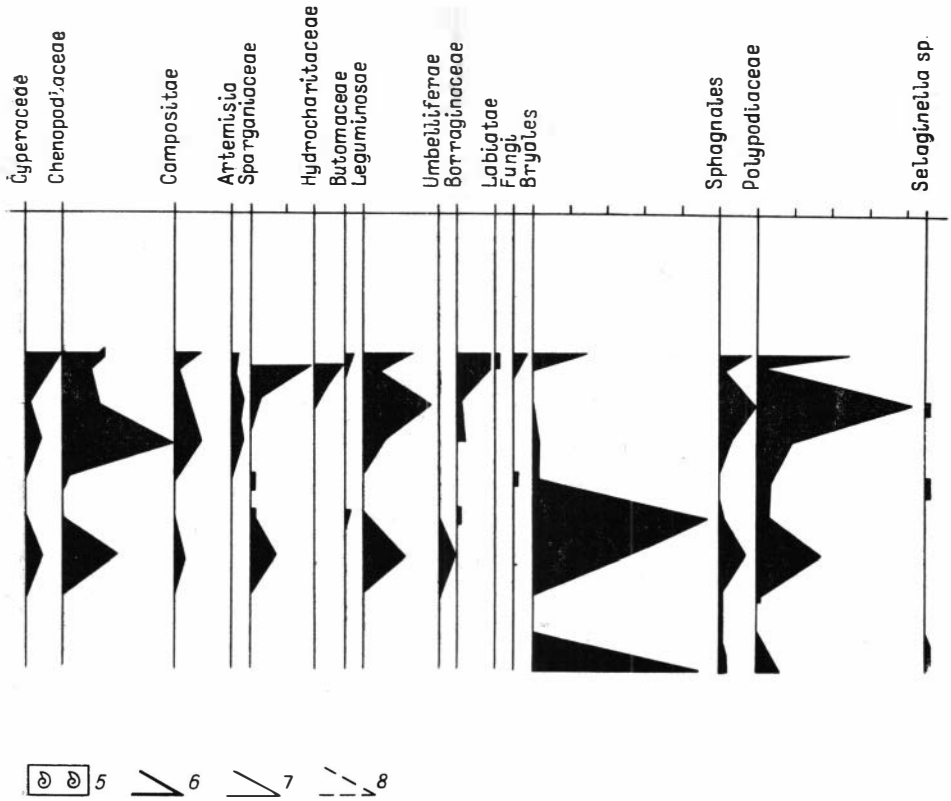
Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма четверти

— лессовидный суглинок с линзами песков, *2* — переслаивание суглинков и песков, *3* — суглин
6 — сумма пыльцы древесных пород, *7* — сумма пыльцы

папоротников, сфагновых, зеленых мхов и *Selaginella sibirica.* Осадки слоя А содержат пыльцу и споры только в самой нижней части, где количество пыльцы древесных пород достигает 85%, трав — 12%, спор — 10%. Среди пыльцы древесных преобладает пыльца сосны, затем сибирской сосны, ольхи и ивы. Встречено немного пыльцы пихты и ели. Пыльца трав принадлежит только 9 семействам. Ведущее место занимают осоковые, бобовые и маревые. Состав спор указывает также на развитие лесной растительности. Преобладают споры папоротников и зеленых мхов. Характер спорово-пыльцевых спектров и состав раковин указывают на климат, близкий к современному.

На основании стратиграфического положения осадков, их текстурных и литологических особенностей и палинологических данных можно сделать вывод, что в данном разрезе вскрыты горизонты четвертичных отложений, залегающие ниже, чем в двух предыдущих. Слоистые суглинки слоя Б следует сопоставить с осадками чурымской (казаковской) свиты Тобольского материка, накопление которой происходило в озерном бассейне в эпоху максимального (самаровского) оледенения.

Итак, в строении левобережной равнины принимают участие озерные отложения самаровской и тазовской эпох. Озерные отложения самаровского времени накапливались в условиях развития слабо облесенных заболоченных пространств, которые в конце сменились разреженными



чных отложений обнажения у пос. Каточиги.

ки и супеси с прослоями песков, *4* — погребенная почва, *5* — раковины пресноводных моллюсков, травянисто-кустарничковых растений, *8* — сумма спор.

северотаежными лесами. Озерные осадки тазовского времени формировались в условиях развития своеобразной лесостепной и степной растительности, которая отличалась от растительности ныне существующих степей и лесостепей. Изменения спорово-пыльцевых спектров в пределах выделенных толщ отражают, по-видимому, как изменения климата, так и изменения динамики среды осадконакопления, связанные с колебаниями береговой линии бассейна.

Останцы в пределах долины Иртыша

Южнее широтного отрезка Иртыша на дне его долины встречаются ограниченные по площади останцы, имеющие поперечник от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров при относительной высоте от 20 до 50—60 *м*. Абсолютные отметки верхней части останцев колеблются в пределах 75—105 *м*. Многие останцы расположены среди болот и весьма трудно доступны. Большинство их определенно тяготеет к рекам, в частности к их правым (восточным) берегам. Восточнее низовьев долины Ишима (район поселков Скрипкино, Ермаки, восточнее пос. Орехово и др.) несколько останцев образуют прерывистый вал, ограничивающий долину Ишима с востока. Он резко асимметричен, так как западные склоны останцев крутые, а восточные — пологие. Верхняя часть

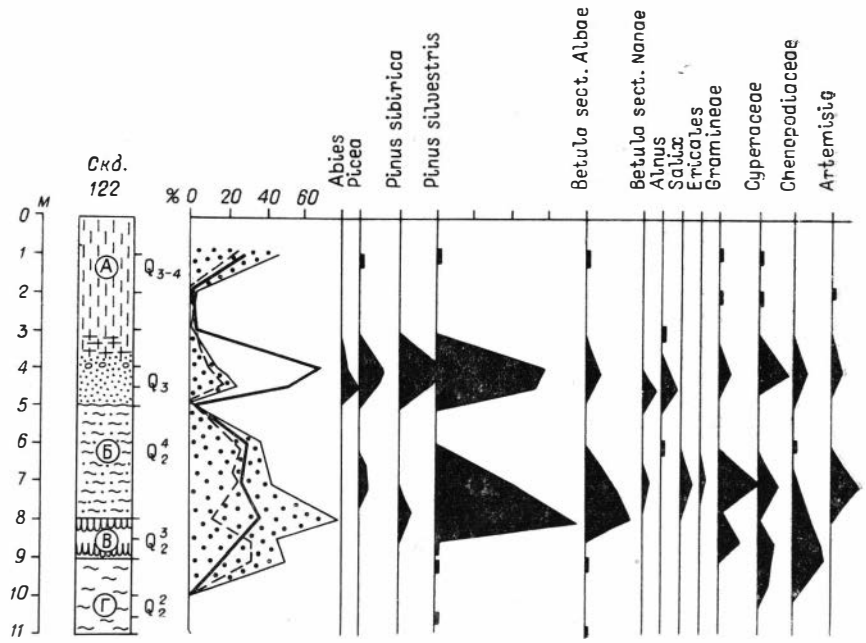


Рис. 39. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скважины в 2 *км*

вала возвышается на 20—30 *м* над дном долины Ишима и Иртыша. Группа останцев расположена на правобережье р. Агитки (правый приток р. Вагай). Два останца (Березовый и Пихъюговый холмы) находятся юго-западнее г. Вагай. Четко обособленные останцы есть на право- и левобережье низовьев Тобола (район поселков Липовка, Качипово и Елань). Наиболее крутые обычно западные склоны останцев. Нижняя часть склонов пологая и образует наклонную площадку, окаймляющую останец с юга, востока, а отчасти и севера. В районе пос. Липовка строение останца вскрыто в береговом обрыве Тобола и на склонах оврага, расчленяющего его западную, наиболее высокую часть. Отложения, слагающие останцы, до настоящего времени почти не изучались. И. А. Волкову удалось разбурить некоторые останцы и охарактеризовать строение слагающих их осадков. Кроме того, были подробно изучены обнажения останца в районе пос. Липовка.

В скважине, пробуренной на правобережье низовьев Ишима в 2 *км* к северу-востоку от оз. Зобнино, в верхней части вскрыты следующие слои (рис. 39):

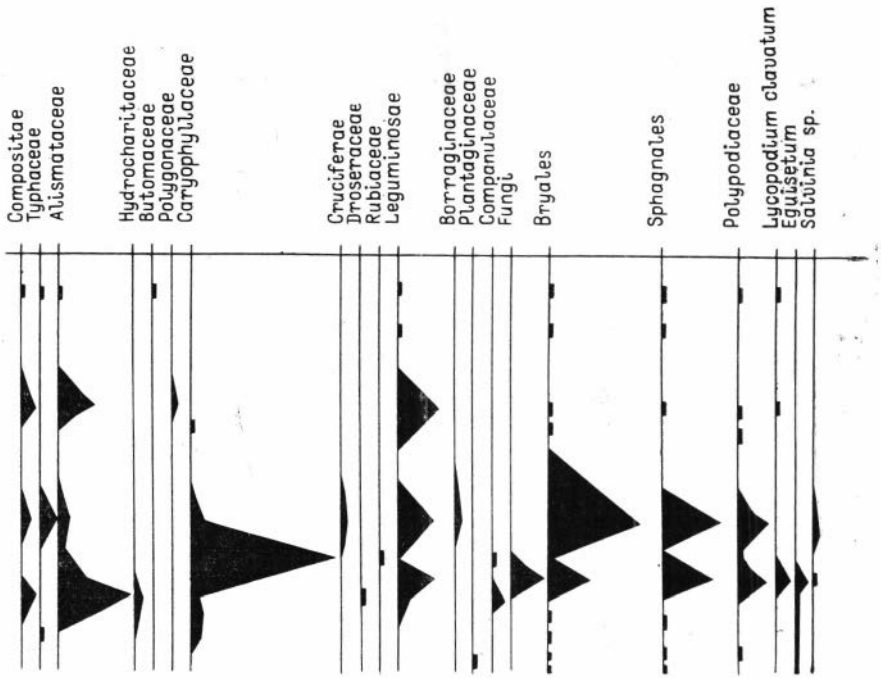
А. Суглинок желтовато-бурый, сильно опесчаненный, неслоистый. Есть пятна ожелезнения по корешкам растений. На глубине 4 *м* — карбонатные конкреции, ниже — постепенный переход в желто-бурый глинистый песок . . . . . 5 *м*.

Б. Суглинок желтовато-серый, с охристыми пятнами. Местами — тонкие горизонтальные прослои песка . . . . . 5 *м*

В. Суглинок серый, гумусированный (погребенная почва) . . . . . 2 *м*.

Г. Суглинок желтовато-бурый, на глубине 1,5 *м* черные примазки, ниже исчезающие. Слоистость горизонтальная . . . . . 2 *м*.

На склоне останца пройдена вторая скважина, дополняющая разрез первой. Устье ее расположено на 12 *м* ниже первой. Здесь вскрыты следующие слои:



к северо-востоку от оз. Зобнино (условные обозначения см. рис. 37).

Д. Суглинок желтовато-бурый, аналогичный слою В . . . . . 2 *м*.
Е. Песок желтовато-бурый и серый, слоистый . . . . . 9 *м*.
Ж. Суглинок серый и голубовато-серый, местами черный, в нижней части опесчаненный и сильно водонасыщенный . . . . . 6 *м*.

Общая мощность отложений останца, вскрытых в скважинах, равна 25 *м*. Спорово-пыльцевая диаграмма, полученная для верхней скважины, имеет много общего с диаграммой скважины близ пос. Катай. Здесь также максимального развития безлесные травянистые пространства достигли во время формирования почвенного слоя В. Пыльца древесных пород здесь присутствует в виде единичных зерен. Среди трав господствовали гвоздичные, затем бобовые. В нижней части почвы — до 40% пыльцы водных растений. Споры зеленых, сфагновых мхов и папоротников присутствуют в равных количествах. В отдельных образцах обнаружены споры *Salvinia natans* All. Большое количество пыльцы водных растений свидетельствует, по-видимому, о формировании почвы на месте зарастающего водоема. Слой Б формировался в условиях своеобразной лесостепи. Наряду с пыльцой трав есть пыльца ели, пихты, сосны, березы, ольхи и ивы. Споры принадлежат зеленым, сфагновым мхам, отчасти папоротникам. Отложения нижней части слоя А характеризуются лесными спектрами, а верхней — степными.

Сходство спорово-пыльцевых диаграмм позволяет сделать вывод о том, что отложения останцев и левобережной равнины накапливались в сходных физико-географических условиях.

В 3 *км* к югу от южного берега оз. Зобнино скважина на поверхности останца, имеющего 100 *м* абс. высоты, в 300 *м* от уступа вскрыла следующие слои:

А. Песок желто-бурый, глинистый. Основание резкое . . . . . 2,5 *м*.
Б. Чередование серых глинистых песков и желтовато-бурых песчанистых суглинков.

Встречаются ржавые пятна. В отличие от отложений других скважин осадки имеют более песчаный состав и лишены гумусированных примазок и погребенных почв . . . . . 9,5 *м*.

Отложения этой скважины имеют мало пыльцы и спор. Лишь в отдельных образцах можно высчитать процентный состав основных групп растительности. Все же проследить изменение состава по разрезу возможно. Самая нижняя часть слоя Б накапливалась в холодном климате, когда широко развиты были зеленомошные и сфагновые болота. Характерно присутствие пыльцы кустарничковой березы. Во всех образцах есть *Pediastrum* sp., а также спикулы губок, радиолярии и большое количество пресноводных водорослей. Присутствие кремнистых спикул губок свидетельствует о сильном перемыве третичных морских отложений, возможно, люлинворской свиты, которая изобилует ими. Не исключено, что перемыв был многократным, так как спикул много и в континентальных олигоценовых породах. Спикулы губок и другой органогенный опал в четвертичных отложениях Тобольского материка в больших количествах встречается только в озерных отложениях тазовского времени (колтырминская свита). Пополнение органогенного опала в то время происходило, вероятно, не только за счет приноса из третичных пород, но и за счет скопления пресноводных диатомовых водорослей с кремнистым скелетом (Бузулуцков и Волкова, 1964). Большое количество органогенного опала позволяет рассматриваемые отложения сопоставлять с колтырминской свитой Тобольского материка. На глубине 10 *м* отложения содержат большое количество спор и очень мало пыльцы древесных пород и трав. Выше, на глубине 4—6 *м*, наоборот, преобладает пыльца древесных пород, второе место занимают травы и третье — споры. Во всех образцах встречена пыльца сосны, сибирского кедра, березы, ели, пихты и ольхи. Местами есть пыльца ивы. Палинологические данные свидетельствуют о формировании толщи в условиях слабой облесенности.

Глинистые пески слоя А содержат много пыльцы травянистых растений (до 60%) и мало пыльцы древесных пород и спор. Соотношение пыльцы и спор говорит о развитии безлесных ландшафтов. Различный состав спектров обусловлен, по-видимому, изменением климата. Присутствие педиаструмов, пресноводных водорослей и общее строение толщи свидетельствуют о накоплении ее в озерном водоеме. Эти отложения синхронны как возрасту, так и генезису отложений скважин, охарактеризованных выше.

Аналогичные осадки и более низкие горизонты четвертичных пород обнажены у пос. Ермаки. Здесь вскрыты следующие слои:

А. Суглинок желто-бурый, песчанистый,на глубине 1,5 *м* переходит в желто-бурый песок, горизонтально- и струйчато-слоистый, пронизанный следами корней. Основание резкое, с погребенными клиньями в нижележащий слой . . . . . 2 *м*.

Б. Суглинок желто-бурый, горизонтально-слоистый. Основание резкое, с короткими погребенными клиньями в нижележащий слой . . . . . 1 *м*.

В. Горизонтальное переслаивание зеленовато-бурого алеврита и суглинка с мелкозернистым зеленовато-серым песком. Каждая пачка слойков сверху глинистая, а ниже — более песчанистая. В основании слоя — песок с мелкой глиняной галькой, растительной трухой и раковинами пресноводных моллюсков *Gyraulus gredleri* (Bietz), *Valvata piscinalis* (Müll.), *Corbicula fluminalis* Müll., *Sphaerium rivicola* (Lam.), *S.* sp. ind., *Pisidium amnicum* (Müll.), *Succienae putris* (L.), *Vallonia pulchella* (Müll.). Основание резкое . . . . . 2 *м*.

Г. Песок желто-серый, хорошо промытый. Есть горизонтальные и косые прослои (0,3—0,4 *м*) глинистого песка . . . . . 2 *м*.

В этом разрезе вскрыты слои различного возраста и генезиса. К озерным отложениям эпохи максимального оледенения относятся отложения, залегающие выше осадков с *Corbicula fluminalis* Müll. Поскольку граница между слоями А и Б резкая и хорошо выражены клинья, мы считаем их также разновозрастными. Возможно, слой А накопился в конце максимального оледенения (тазовское время). Отложения с *Corbicula fluminalis* Müll. и нижележащие слои нами сопоставляются с тобольской свитой, широко распространенной в низовьях Иртыша. Строение разреза показывает, что озерная равнина подстилается аллювием. В ряде останцев мощность четвертичных образований небольшая. Так, на Тоболе близ пос. Сорокино в склоне останца, имеющего 90 *м* абс. высоты, вскрыты следующие слои (рис. 40):

А. Супесь желтовато-серая, с неясной горизонтальной и перистой слоистостью, облессованная, пронизанная следами корней. В основании — карманы и клинья в нижележащий слой . . . . . 3 *м*.
Б. Супесь зеленовато-бурая, основание резкое . . . . . 2 *м*.
В. Супесь серая, внизу черная, гумусированная (погребенная почва), вдается в нижележащий слой в виде карманов и клиньев . . . . . 2 *м*.
Г. Супесь желтовато-серая, неравномерно окрашена железистыми растворами. Много следов корней . . . . . 3 *м*.
Д. Резко ограниченный сверху и снизу прослой хорошо сортированного серого мелкозернистого песка . . . . . 0,5 *м*.
Е. Супесь желтовато-бурая, плотная, с неясной горизонтальной слоистостью. В основании слоя — слабо гумусированный прослой (0,3—0,5 *м*) с неясной нижней и верхней границами . . . . . 5,5 *м*.
Ж. Горизонтальное тонкое переслаивание серой супеси и мелкозернистого желтовато-бурого песка, основание резкое . . . . . 8 *м*.
З. Суглинок темно-серый, листоватый, гумусированный. В основании — ортштейновый черный прослой (0,1 *м*), Нижняя и верхняя границы слоя резкие . . . . 1 *м*.
Ниже — породы неогена и палеогена.

Таким образом, мощность четвертичных отложений здесь равна 25 *м*. Осадки представлены двумя разновозрастными толщами. Слои Б, В и Г нами сопоставляются с озерными отложениями тазовского времени, а нижняя часть разреза относится к самаровскому этапу.

Слои Ж и Е содержат большое количество пыльцы и спор. Отмечается постепенное увеличение содержания пыльцы древесных пород вверх по разрезу. В спектрах слоя Ж среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сосны (20—25%), березы и ивы. Есть пыльца кустарничковой ольхи и березы. Среди пыльцы трав преобладают злаковые, осоковые и маревые. Много разнообразных водных и прибрежно-водных растений. Местами есть пыльца сем. *Ericaceae*, *Polemoniaceae* и споры сфагновых и зеленых мхов.

Слой Е накапливался во время широкого распространения лесов. В спектрах содержится до 70—75% пыльцы древесных растений (обыкновенная сосна, сибирский кедр, пихта и ель), пыльцы трав — 20—25% (злаковые, осоковые и водные растения), споры —5—10% (папоротники). Аналогичные спорово-пыльцевые спектры имеют озерные отложения самаровского времени на Иртыше (казаковская свита В. С. Волковой).

Верхняя часть толщи (интервал 0—10 *м*) содержит единичные зерна пыльцы и спор. Здесь есть раковины пресноводных моллюсков *Limnaea stagnalis* (L.) *Radix acicularis* (L.), *Galba palustris* Müll., *Planorbis planorbis* (L.), *Gyraulus gredleri* (Bietz), *Armiger crista* (L.). Состав раковин, обилие пыльцы водных растений, присутствие *Pediastrum* sp. и пресноводных диатомей позволяют считать отложения озерными.

Итак, результаты изучения строения отложений равнины левобережья широтного отрезка Иртыша и останцев внутри его долины позволяет сделать следующие выводы.

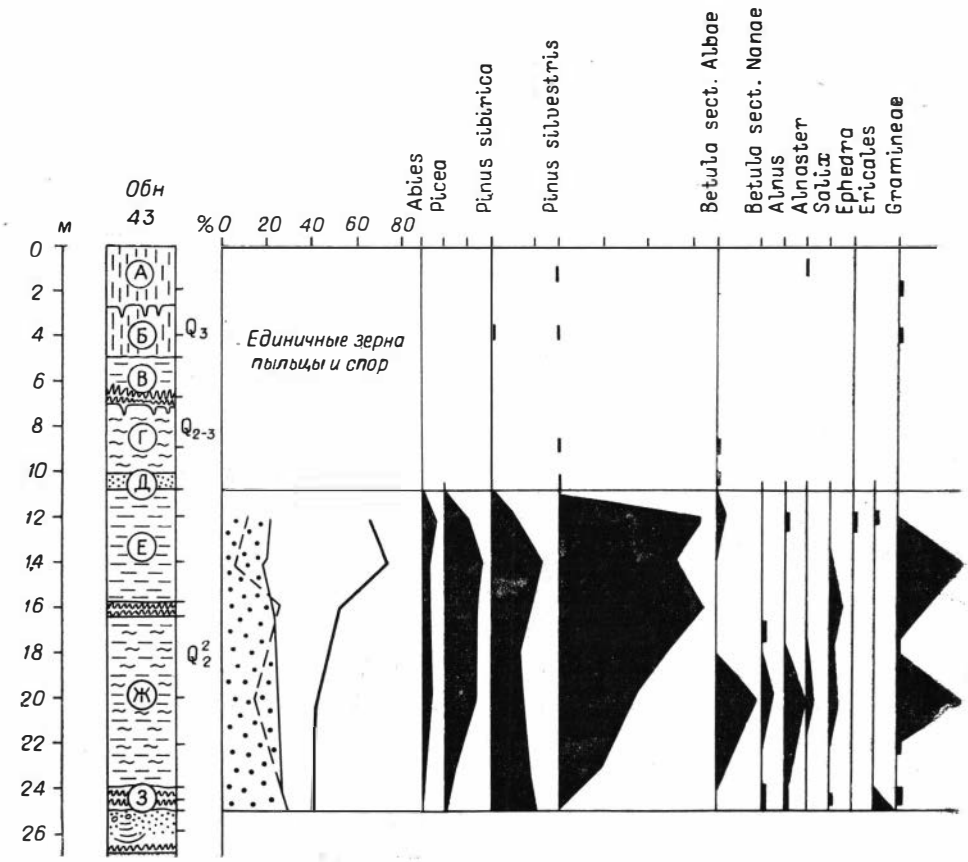


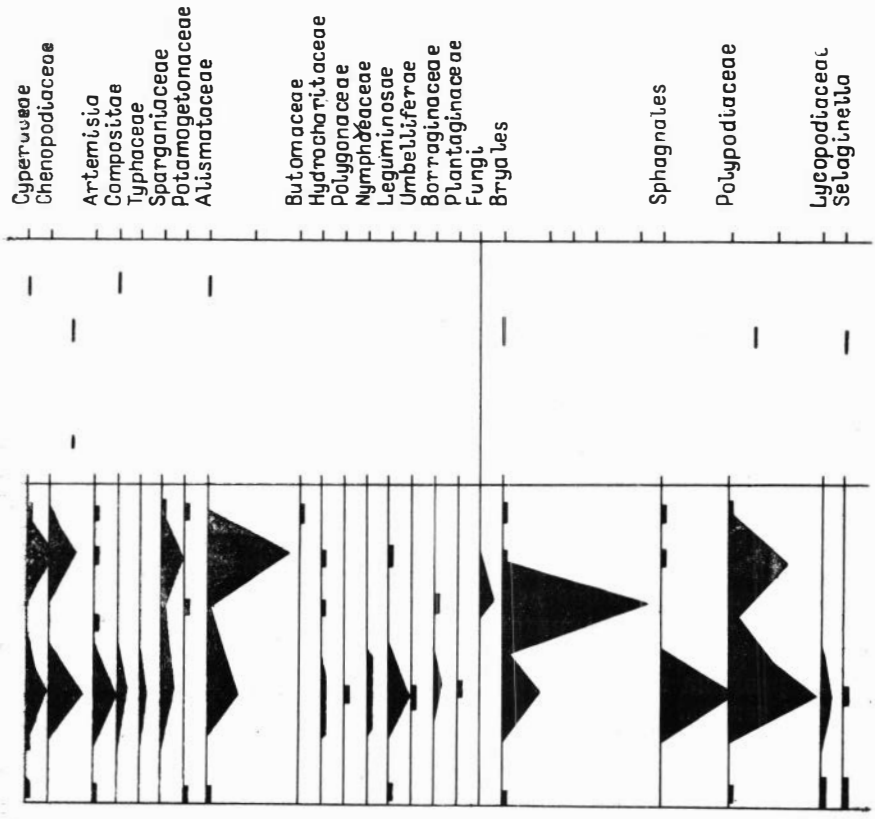
Рис. 40. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений обна-

1. В разрезах останцев и равнины вскрыты 2 толщи озерных осадков. На левобережной равнине хорошо представлена верхняя толща, синхронная озерным отложениям тазовского времени Тобольского материка. Останцы имеют более полные разрезы. Здесь есть озерные осадки тазовского и самаровского времени, а местами — нижележащий аллювий тобольской свиты.

2. Во всех разрезах среднечетвертичные отложения перекрыты позднечетвертичными лессовидными суглинками и супесями озерного, отчасти эолового генезиса.

3. Выделено 4 типа спорово-пыльцевых спектров, отражающих смену растительности во времени. Первый тип характерен для озерных отложений самаровского времени. Он говорит о разреженных лесных пространствах и обширном заболачивании. Спектры отложений тазовского времени свидетельствуют о своеобразной лесостепной растительности с участием ели, пихты, сибирской сосны и плаунка *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. Значит, климат был значительно более влажным, чем климат современной лесостепи Западной Сибири.

Отложения береговых валов и иных прибрежных озерных отложений тазовского времени характеризуются лесными спектрами. Такой характер спектров, возможно, отчасти обусловлен расселением растительности на определенных элементах рельефа. Не исключено также, что эти относительно более молодые осадки формировались в несколько иной клима-



жения к с.-в. от пос. Сорокино (условные обозначения см. рис. 37).

тической обстановке. Четвертый тип спектров установлен для покровных лессовидных отложений. Он говорит о распространении степной растительности. Установленные спорово-пыльцевые спектры отражают характер растительного покрова весьма приближенно. Для более уверенной интерпретации нужны новые данные.

4. В прошлом равнина была распространена более широко. Останцы внутри долины Иртыша представляют собой части этой равнины, отчлененные древними реками. Ранее максимального оледенения значительные пространства равнины являлись широкой речной террасой пра-Иртыша и его притоков. В конце максимального оледенения и в тазовское время долины и междуречья были затоплены водами огромного озерного бассейна (Мансийское озеро-море). В начале позднечетвертичного времени освободившаяся от воды озерная равнина вновь была прорезана реками. Современная долина низовьев Иртыша, таким образом, имеет позднечетвертичный возраст.

Западная часть Обь-Иртышского междуречья

(Тобольский материк)

Западная часть Обь-Иртышского междуречья — это расчлененная местными реками равнина, слабо наклонная на север. С юга и запада равнина ограничена ее уступом высотой 30—50 *м*, обрывающимся к руслу,

пойме и террасам Иртыша. Восточная граница материка нами условно проведена по левобережью Васюгана. Северный сниженный край равнины отграничен от долины Оби уступом высотой 10—15 *м*, не везде ясно выраженным. На северо-западе вдоль долины Иртыша материк в виде выступа шириной около 10 *км* вдается на север до широты пос. Репелово.

Наиболее возвышенная юго-восточная часть материка имеет отметки, превосходящие 120 *м*. Эта часть междуречья, ограниченная с запада и северо-запада довольно ясным уступом, выделяется нами как высокий уровень материка. Сходные по высотным отметкам участки равнины встречаются в западной части материка к востоку от поселков Уват и Кошелево (110—120 *м*) и на севере его — в верховьях рек Туат, Яха, Мончем-Яха и Вах (105—110 *м*). Отличительная особенность участков высокого уровня материка — значительная расчлененность их склонов. В верховьях многих рек глубокие и узкие овраги расчленяют равнину на изолированные плосковерхие останцы. Эта расчлененная равнина обычно слабо заболочена.

Остальная часть междуречья, выделяемая нами как основной уровень Тобольского материка, менее высокая, в южной части она имеет отметки, близкие к 85—100 *м*, а на севере — 75—80 *м*. Вдалеке от долин равнина плоская и сильно заболочена. Реки, расчленяющие равнину, имеют сравнительно широкие долины с пологими склонами. Самая значительная река — правый приток Иртыша Демьянка, система которой дренирует центральную часть материка. Есть все основания считать, что в прошлом равнина материка простиралась на запад и юг значительно дальше, чем теперь.

Разрезы отложений Тобольского материка отчасти или целиком сложены четвертичными осадками. В разрезах высокого уровня четвертичные отложения имеют относительно небольшие мощности, в разрезах основного уровня, напротив, слагают большую часть или весь разрез от бровки до уреза Иртыша. В настоящем разделе будет рассмотрено строение этих отложений в стратиграфической последовательности напластования свит и слоев. В основу выделения геологических тел положены материалы по биостратиграфии и литологии, полученные при изучении разрезов широтного отрезка Иртыша от пос. Колтырма до Тобольска и меридионального — от Тобольска до устья (Волкова и Панова, 1964; Волкова, 1966).

Семейкинская свита. В разрезах Тобольского материка самым древним горизонтом четвертичных отложений является толща зеленовато-серых глин и суглинков (сизые суглинки, по П. А. Никитину), залегающая на размытой поверхности верхнеолигоценовых пород под тобольской свитой. Эта толща, видимая мощность которой не превышает 15 *м*, накапливалась при низком положении базиса эрозии. Абсолютные отметки ее поверхности не превышают 32 *м*, а сохранилась она лишь в областях погружения поверхности третичных пород. На меридиональном отрезке Иртыша эти отложения вскрыты между поселками Чембакчино и Семейка. В последнем обнажении разрез их наиболее полный, поэтому мы описываем их под именем семейкинской свиты (Волкова, 1966).

Семейкинская свита состоит из двух пачек. Нижняя представлена плотной зеленовато-серой, иногда голубовато-серой глиной, реже суглинком и алевритом, с тонкими (1—5 *мм*) прослойками серого слюдистого песка. Сухая порода распадается на плитки с параллельными плоскостями. Встречаются караваеобразные конкреции сидерита до 0,3 *м* в поперечнике. Видимая мощность пачки 8—10 *м*. Верхняя пачка сложена голубовато-серым неслоистым суглинком с линзами, прослоями гумуса и намывного торфа. Иногда суглинок черный за счет обогащения гумусом и расти-

тельными остатками. Мощность верхней пачки достигает 5 *м*. Характер перехода между пачками из-за оползней проследить не удалось.

П. А. Никитиным (1938) в глинах разреза у пос. Семейка определены плоды и семена из 4 образцов коллекции Р. С. Ильина (1936). Только 2 образца имели точную привязку к разрезу, но тождество флоры всех образцов подтверждало принадлежность их к одной толще. Флора описана П. А. Никитиным под именем флоры сизых суглинков. Флора из обнажения у пос. Семейка позволила П. А. Никитину сделать вывод о накоплении осадков в миндельское время. Позднее на основании находок флоры в стратиграфической схеме четвертичных отложений 1961 г. был выделен демьянский ледниковый горизонт, к которому были отнесены суглинки у поселков Семейка и Чембакчино в полном объеме.

Изучение пыльцы и спор из нижней и верхней пачек показало, что осадки накапливались длительное время и в различных климатических условиях. Спектры нижней пачки слоистых суглинков (рис. 41, интервал 98—92 *м*) свидетельствуют о развитии лесной растительности. Преобладает пыльца древесных пород (березы, сосны, ольхи). Есть немного пыльцы сибирского кедра, ели и пихты, дуба, вяза и липы.

В верхней части слоистых отложений (рис. 41, 92—90 *м*) и в верхней пачке гумусированных суглинков (интервал 86—84 *м*) содержание пыльцы древесных пород уменьшается до 11—20%, возрастает количество пыльцы трав (до 50%) и спор (до 30%). Выше по разрезу (интервал 84—82 *м*) содержание пыльцы древесных пород вновь возрастает (до 40%). В группе древесной пыльцы соотношение меняется: становится больше пыльцы кедра, сосны и меньше — ели и березы. Следовательно, толща слоистых и неслоистых суглинков накапливалась в различных климатических условиях. Смена вверх по разрезу семейкинской свиты лесной растительности лесостепной с участием кустарниковых видов березы и ольхи и сфагновых мхов свидетельствует, по-видимому, о похолодании климата в период накопления верхней пачки. Вероятно, семенная флора сизых суглинков принадлежит только верхней пачке. Нижняя формировалась в достаточно благоприятных климатических условиях. Холодная фаза климата, выделенная нами для времени накопления верхней пачки, сама по себе не является еще доказательством существования ледниковой эпохи, хотя это не исключено. Похолодание связано с оледенением горных областей, окружающих низменность. Мы полагаем, что ледниковые отложения древнее максимального оледенения в низовьях Иртыша отсутствуют. Морены раннечетвертичного оледенения, а соответственно, и стратотип их следует искать в краевых частях низменности. В соответствии с этим выделение в унифицированной стратиграфической схеме 1961 г. ледникового демьянского горизонта в низовьях Иртыша следует считать ошибочным.

Условия накопления описываемых отложений пока изучены слабо. Авторы полагают, что положение эрозионных понижений, выполненных семейкинской свитой, предопределено структурными особенностями района и характером новейших тектонических движений. В разрезах вскрыта лишь самая верхняя часть выполняющих понижения отложений, формировавшаяся в неглубоких озерных бассейнах. Большая же часть этих отложений залегает, вероятно, ниже уреза воды Иртыша. Накопление их началось еще в позднем плиоцене и продолжалось в первую половину раннечетвертичного времени. Семейкинской свите, по-видимому, синхронны суглинки с раковинами пресноводных моллюсков, вскрытые скважиной на пологом западном склоне долины Иртыша близ пос. Смыково. Нижнюю пачку семейкинской свиты следует сопоставлять с кочковской свитой Кулунды. Верхняя пачка, накапливавшаяся в период похолодания климата, и является несколько моложе.

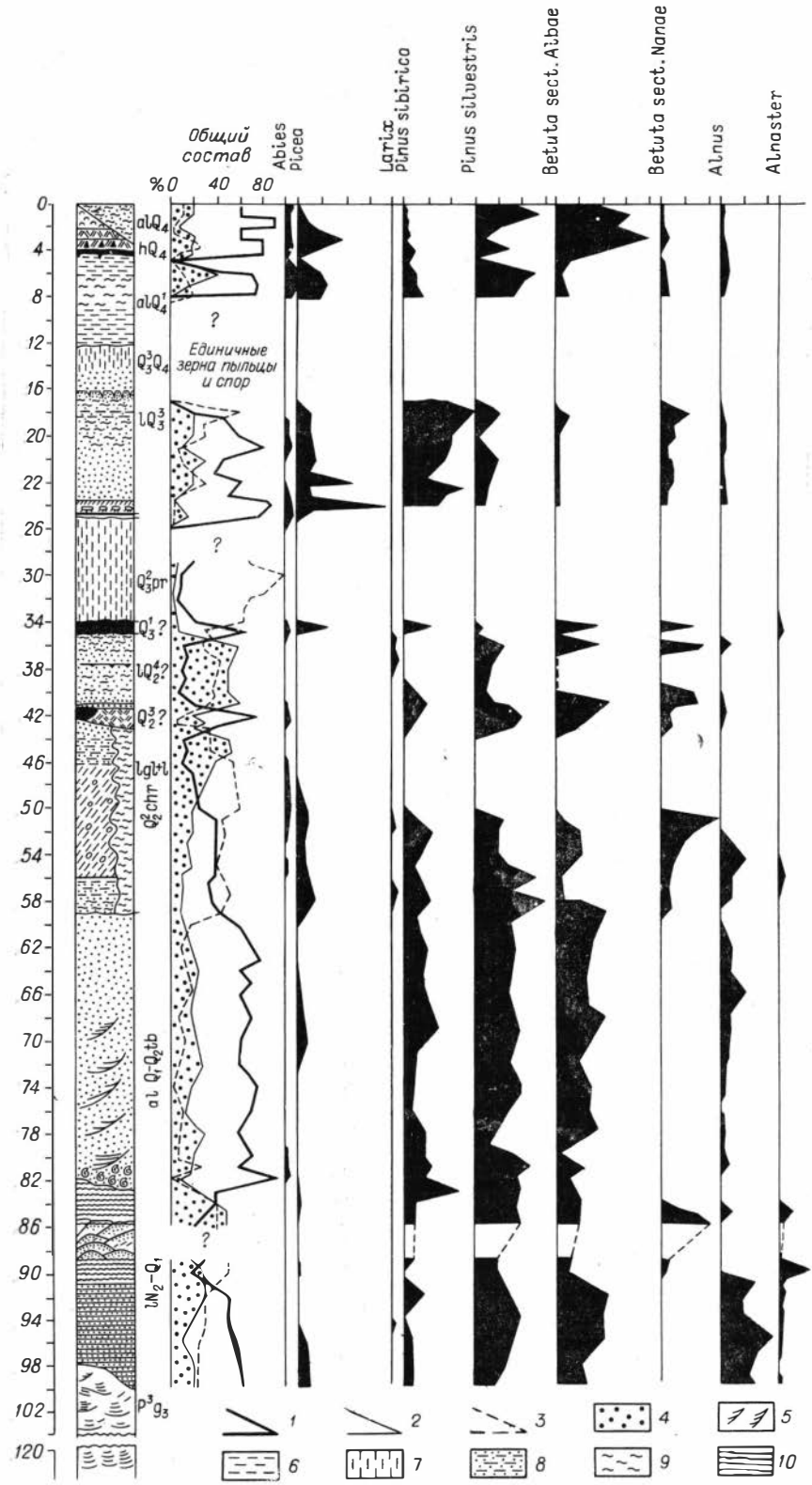
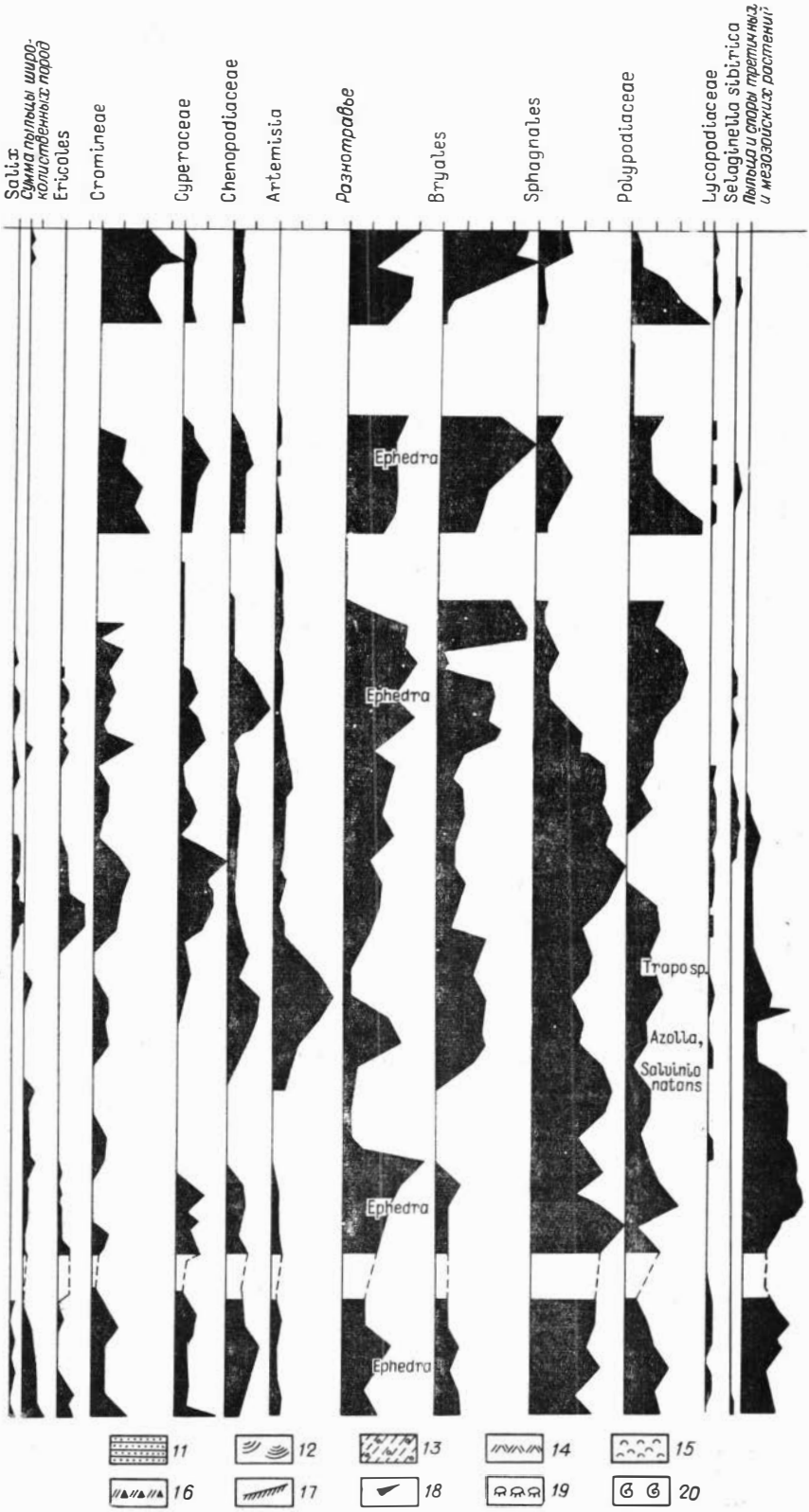


Рис. 41. Обобщенная спорово-пыльцевая диаграмма

1 — сумма пыльцы древесных пород, *2* — сумма пыльцы травянисто-кустарничковых совидные супеси и суглинки, *8* — супесь ленточно-слоистая, *9* — суглинок, *10* — суглинок слоистые, *13* — супеси слоистые, оскольчатые, с галькой, *14* — торф сильно уплотнен *18* — погребенная почва, *19* — пни погребен



сводного разреза четвертичных отложений низовьев Иртыша.

растений, *3* — сумма спор, *4* — песок, *5* — косая и диагональная слоистость, *7* — лес- и глина неслоистые, *11* — суглинок и глина горизонтально-слоистые, *12* — супеси песчаноный, *15* — торф сфагновый, *16* — торф осоково-сфагновый, *17* — супесь гумусированная, ные, *20* — раковины пресноводных моллюсков.

Тобольская свита. Под именем тобольской свиты здесь рассматриваются песчаные аллювиальные и озерно-дельтовые отложения, широко распространенные в разрезах Тобольского материка. Тобольская свита вскрывается почти во всех разрезах правого берега Иртыша, а также по Демьянке, Туртасу, Биче и другим притокам Иртыша. Она встречается и в разрезах останцев внутри долины Иртыша. В большинстве разрезов тобольская свита залегает с резким размывом в основании на породах верхнего олигоцена.

В районе поселков Чембакчино — Семейка аллювий тобольской свиты замещается озерно-дельтовыми отложениями, залегающими на семейкинской свите. Во всех разрезах осадки перекрыты озерными отложениями эпохи максимального оледенения. Мощность свиты колеблется от 25—35 до 60—70 *м*.

Обычно тобольская свита сложена двумя пачками песков — нижней грубозернистой косослоистой и верхней тонкозернистой неслоистой, реже горизонтально-слоистой. Нередко в основании нижней пачки залегает прослой галечника. Гальки представлены обломками сидеритизированной древесины и глиняными окатышами. Встречаются также гальки кварца, кварцита, диабазового порфирита, эпидот-хлоритовых сланцев, амфиболов, перидотитов и габбро. Обычно гальки сцементированы песчано-железистым цементом. Иногда в составе конгломератов присутствуют железистые песчаники, аналогичные песчаникам чаграйской свиты. Состав галек свидетельствует о приносе их с Урала и Казахстана.

Нижняя пачка состоит из желтовато-серых, иногда светло-серых крупно- и среднезернистых хорошо промытых песков. Наблюдается чередование косых пачек до 1—1,5 *м* толщиной, отделенных друг от друга прослоями растительного детрита и торфа до 0,5 *м* толщиной. В песках много растительных остатков, кусков обугленной древесины, шишек, плодов и семян. Встречаются стволы деревьев. В нижней части пачки нередки прослои голубовато-серых суглинков 0,5—1,5 *м* мощности, уходящие под урез рек. Эти суглинки часто ошибочно принимают за слои, имеющие самостоятельное стратиграфическое значение. Мощность нижней пачки 5—25 *м*.

Верхняя пачка сложена песками желтовато-серыми, кварцевыми, мелкозернистыми и тонкозернистыми, с линзами и тонкими прослоями глин и суглинков, реже суглинками и глинами. Слоистость мелкая, косая, реже горизонтальная, затухающая вверх по разрезу. Древесины и прослоев торфа нет. Мелкие растительные остатки рассеяны по всей толще. Размыв в основании верхней пачки отсутствует. При общем постоянстве строение свиты в разрезах широтного и меридионального отрезков Иртыша все же несколько различно.

На широтном отрезке материал более грубозернистый, чаще встречаются прослои гравия и гальки, указывающие на сильный размыв третичных отложений в период формирования свиты. Своеобразен разрез у пос. Колтырма, вскрывающий высокий уровень материка (абс. отметки 120—135 *м*). Мощность тобольской свиты здесь не превышает 6—7 *м*. Отложения представлены глинистым желтовато-бурым песком. Песчаная толща имеет слоистость знаков ряби, обычно образующихся в мелководных зонах и на косовых отметках. Спорово-пыльцевые спектры типичны для среднетаежной зоны. Эти отложения, вероятно, являются разновидностью пойменных и отчасти русловых отложений и отвечают верхней части свиты.

В разрезе у пос. Казаковка мощность свиты также небольшая, в обнаженном склоне основной поверхности Тобольского материка здесь вскрыты следующие слои:

А. Лессовидная бурая пористая супесь . . . . . 5 *м*.
Б. Погребенная почва (темно-коричневая супесь), заходит в виде клиньев шириной до 10 *см* и длиной до 0,5 *м* в лежащий ниже слой . . . . . 0,6 *м*.
В. Песок желтый, мелкозернистый, неслоистый, с углистыми частицами и растительными остатками . . . . . 2,5 *м*.
Г. Погребенная почва (темно-коричневая супесь), входит в нижележащий слой в виде клиньев . . . . . 0,6—1,5 *м*.
Д. Суглинок зеленовато-серый, плотный, с линзами желтого мелкозернистого песка. В верхней части слоя — известковые стяжения. В породу вкраплен вивианит. Основание резкое . . . . . 5—7 *м*.
Е. Чередование серых песков и голубовато-серых суглинков . . . . . 3 *м*.
Ж. Песок светло-серый, мелкозернистый, горизонтально-слоистый . . . . . 2 *м*.
З. Гумусированная супесь с пропластками мелкозернистого песка, входящая в нижележащий слой в виде клиньев длиной 0,4—0,5 *м* . . . . . 1 *м*.
И. Тобольская свита — глина голубовато-серая, плотная, с известковистыми конкрециями и прослоями мелкозернистого песка. Слоистость горизонтальная 3—3,5 *м*.
К. Песок разнозернистый, косослоистый, с намывной древесиной, прослойками торфа. Встречается кварцевая галька. Основание резкое . . . . . 6—8 *м*.
Л. Бещеульская (туртасская) свита— глина голубовато-серая, слюдистая, с тонкими прослойками белого кварцевого песка. Видимая мощность . . . . . 10—15 *м*.

Отложения тобольской свиты отличаются следующими особенностями состава. Окатанность обломочного материала весьма изменчива (от средней до хорошей). Тяжелая фракция представлена циркон-амфибол-ильменит-эпидотовым комплексом. Е. В. Шумилова (Николаев, Шумилова, 1962) считает, что этот комплекс характерен для тобольской свиты всего нижнего Прииртышья. В легкой фракции преобладают кварц, полевые шпаты с примесью переотложенного глауконита. Вверх по разрезу содержание последнего постепенно уменьшается. Состав минералов тяжелой фракции указывает, что снос материала в тобольское время происходил в основном с Северного Казахстана. Рентгеноструктурный анализ показал, что основными породообразующими минералами глинистой фракции являются гидрослюды с незначительным содержанием каолинита и гематита. Каолинит, по-видимому, переотложен из древних пород Северного Казахстана и других районов сноса. Данные палинологии говорят о том, что песчаные отложения и нижняя часть глин слоя И накапливались во время развития таежной растительности. По характеру спектров отложения, вскрытые у пос. Казаковка, отвечают верхней части тобольской свиты других разрезов, причем верхняя часть глин формировалась в условиях прогрессивного похолодания климата, о чем свидетельствует резкое сокращение количества пыльцы древесных пород и увеличение содержания спор.

Ниже по течению Иртыша мощность тобольской свиты в разрезах постепенно возрастает. Хорошо прослеживаются обе пачки (поселки Скородум, Крапива, Аллагул, Преображенское, Черное). Нижняя пачка разнозернистых песков, обогащенных гравием и галькой, содержащих древесину и растительную труху, отлагалась в русле со значительными скоростями течения. Верхняя пачка преимущественно мелко- и тонкозернистых песков с прослоями суглинка накапливалась в более спокойной обстановке (в старицах, озерах, возможно, отчасти в пойменных условиях). На меридиональном участке Иртыша (поселки Нефедово, Надцы, Горная Суббота) строение свиты такое же. Нижняя пачка здесь нередко отчасти уходит под урез воды, а верхняя перекрыта озерными супесями и суглинками эпохи максимального оледенения.

Спорово-пыльцевые спектры обнажения у пос. Надцы показали, что в нижней пачке (интервал 14—26 *м*) преобладает пыльца древесных пород (70—80%). Много пыльцы сосны, меньше— березы и ели и еще меньше — сибирской сосны. Постоянно присутствует пыльца липы, вяза (очевидно, непереотложенная), встречаются споры *Salvinia natans* All., мас-

сулы *Azolla interglacialica* Nikit. В целом спектр свидетельствует о таежной растительности с примесью широколиственных пород. Спектр верхней пачки (интервал 9—14 *м*) несколько иной. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сибирской сосны (30—40%), меньше — обыкновенной сосны (20—30%), ели (до 10%) и березы. Состав пыльцы травянистых богатый. Преобладает пыльца разнотравья, маревых и полыней. Среди спор господствуют сфагновые мхи. Спектр говорит о некотором ухудшении климата. Произрастала таежная растительность без примеси широколиственных пород.

Из отложений тобольской свиты П. А. Никитиным (1938), а позже В. П. Никитиным и Г. А. Балуевой, Корчагиной (1958) и М. Г. Кипиани были определены плоды и семена. Этот комплекс известен под именем флоры «диагональных песков». Руководящими для этого богатого в видовом отношении комплекса являются *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Salvinia natans* All.

В песках нижней пачки встречаются кости мелких грызунов. У поселков Кошелево и Надцы в верхней части нижней пачки нами найдены челюсти *Microtus* ex. gr. *brandti* Pall. и *M.* cf. *economis* Pall. (определение И. М. Громова).

Ниже пос. Горная Суббота, на участке Чембакчино — Семейка состав тобольской свиты меняется. По нашим представлениям, аллювиальные отложения здесь замещаются озерно-дельтовыми, состоящими из глинистых алевритов с тонкой горизонтальной, иногда типа волновой ряби, слоистостью постепенно сменяющихся вверх по разрезу слоем хорошо сортированных песков мощностью до 5—7 *м*. Тяжелые минералы озерно-дельтовых отложений, так же как и аллювия тобольской свиты, представлены циркон-амфибол-эпидот-ильменитовым комплексом (Бузулуцков, Волкова, 1964). В легкой фракции господствуют кварц и полевые шпаты. В обнажении у пос. Семейка в алевритах на 37 *м* абс. высоты нами найдено большое количество раковин *Corbicula fluminalis* Müll. и единичные *Pisidium amnicum* Müll. и *Valvata* sp. (Волкова, 1962а, 1962б, 1966). Из наших коллекций М. А. Решетникова (СНИИГиМС) определила раковины остракод *Ilyocipris bradyi* Sars., *Candona rectangulata* Alm., *C. neglecta* Sars., *C. arcina* Liepin., *Cyclocipris laevis* Müll., *Candoniella* sp. В обнажении у пос. Чембакчино Т. А. Казьминой определены также раковины остракод, принадлежащие *Candoniella schubinae* Mand., *Limnocythere* sp., *L. dorsotuberculata* Negadaev, *L.* cf. *grinfeldi* Liepin., *Cytherissa lacustris* Sars. Состав спорово-пыльцевых спектров и раковин пресноводных моллюсков позволяет сопоставлять эти отложения с нижней пачкой аллювия тобольской свиты.

Тобольская свита содержит остатки крупных млекопитающих. Известны находки *Alces latifrons* (Jons) в районе г. Тобольска (Pavlov, 1960; Введенский, 1933) и в устье Ишима (Громов, 1931). Остатки *Archidiscodon* Wüsti. и *Elasmotherium* sp. обнаружены В. А. Хохловкиной у пос. Скородум. Аналогичные остатки были найдены в 1959 г. И. И. Красновым у с. Абалак. Все эти формы принадлежат тираспольскому фаунистическому комплексу. Находки их в различных обнажениях, но в одних и тех же фациях вряд ли могут быть случайными. Следовательно, мнение о том, что для тобольской свиты характерен хазарский фаунистический комплекс, следует считать ошибочным. Находки остатков хазарского фаунистического комплекса в низовьях Иртыша в тобольской свите неизвестны. Достоверных данных о том, что хазарская фауна связана с толщей диагональных песков, в других районах также нет (Вангенгейм, Зажигин, 1965). Присутствие в тобольской свите форм тираспольского фаунистического комплекса позволяет пересмотреть объем этой свиты и

время ее формирования. По нашим представлениям, в состав тобольской свиты следует включать не только пачку диагонально-косослоистых песков руслового аллювия, но и вышележащие песчаные отложения, а в ряде обнажений и глины, залегающие на них. Накопление свиты нельзя ограничивать миндель-рисским межледниковым веком. Формирование ее началось, по-видимому, еще в конце раннечетвертичного и продолжалось в первую половину среднечетвертичного времени (Волкова, 1964). Этот вывод хорошо согласуется с данными Э. А. Вангенгейм, которая для тобольской свиты в настоящее время выделяет два фаунистических комплекса — тираспольский и более молодой сингильский. Хазарский комплекс, по ее мнению, характерен уже для более молодых среднечетвертичных отложений (Вангенгейм, Зажигин, 1965). Следует отметить, что в анализируемых разрезах в низовьях Иртыша остатков представителей сингильского фаунистического комплекса пока не найдено. Они обнаружены, по данным Э. А. Вангенгейм, на Иртыше в районе с. Татарки в песчаных осадках с *Corbicula fluminalis* Müll.

Стратиграфическое положение, литологический состав и общность палеонтологических остатков позволяют сопоставлять отложения тобольской свиты Иртыша с вороновскими слоями на Оби и туруханской свитой на Енисее (Архипов, Матвеева, 1964). Тобольская свита принадлежит пра-Иртышу, долина которого была хорошо разработанной и широкой (Николаев, 1963). Ориентировка косой слоистости и постепенное понижение абсолютных отметок поверхности свиты позволяют считать, что сток вод пра-Иртыша был на север. По нашим данным, прарека впадала в озерный бассейн — эстуарий типа современного Кондинского Сора. Дельта пра-Иртыша располагалась в районе пос. Чембакчино, севернее которого существовал озерный водоем. Формирование аллювия происходило за счет поступления обломочного материала с Урала и Северного Казахстана. Большая роль принадлежала местным третичным породам, которые в то время подверглись сильному перемыву и переотложению.

Казаковская свита. На тобольской свите залегают озерные суглинки времени максимального оледенения. Сверху они перекрыты погребенной почвой и озерными отложениями тазовского времени (колтырминской свитой, по В. С. Волковой). На юге материка отложения свиты накапливались вне зоны прямого влияния ледниковых потоков. Они описываются нами под именем казаковской свиты.

За стратотип свиты взято обнажение у пос. Казаковка. Здесь тобольскую свиту перекрывают зеленовато-серые плотные суглинки и супеси (слои Д, Е, Ж). Последний слой по простиранию не выдерживается и залегает в виде линз. В верхней части суглинков встречаются известковистые стяжения на месте корней. Окатанность обломочного материала от средней до хорошей. Состав тяжелых минералов сходен с составом тяжелой фракции тобольской свиты. Некоторые различия отмечены только в количественных соотношениях между минералами (Бузулуцков, Волкова, 1964). Для легкой фракции характерно высокое содержание (53—64%) кварца, несколько меньшее, чем в тобольской свите, количество полевых шпатов. Отмечается постоянное присутствие плагиоклазов и многоорганогенного опала. Скопление последнего характерно для озерных осадков. Оно обусловлено присутствием большого количества диатомовых водорослей, часть которых синхронна времени накопления осадков. В целом минералогический состав свидетельствует о сносе обломочного материала с Северного Казахстана, а характер окатанности зерен — на его незначительный перенос.

В суглинках и супесях (слои Д и Е) обнаружены раковины остракод, принадлежащие *Ostracoda* gen. indet., *Candoniella albicans* Brady., *C.*

schubinae Mand., *Cytherissa lacustris* Sars. (определение Т. А. Казьминой). По видовому составу они не отличаются от раковин из песков тобольской свиты. Однако в осадках казаковской свиты раковины обнаружены лишь в личиночной стадии,что указывает на неблагоприятные климатические условия. На то же указывают и спорово-пыльцевые спектры. Обычно содержание пыльцы древесных пород не превышает 20%. Основу спектра составляют пыльца трав и споры. Присутствие спор *Selaginella sibirica* свидетельствует о сухом и холодном климате.

В других разрезах казаковская свита имеет сходное строение. Она представлена зеленовато-серым, отчасти облессованным суглинком с маломощными горизонтальными прослоями желтого песка, редкими глиняными окатышами и галькой. Мощность свиты 7—10 *м*, в основании — размыв.

Во многих разрезах найдены пресноводные диатомеи: *Melosira praeislandica* (O. Müll.), *M. scabrosa* Oester., *M. granulata* var. *angustissima* Müll., *Cyclotella baicalensis* Skv. (определение А. Н. Белевич, НИИГА). В суглинках у пос. Черное нами найдены зубы *Mammuthus trogontherii* Pohl. (определение Э. А. Вангенгейм). Вниз по течению Иртыша наблюдается постепенное опесчанивание осадков казаковской свиты. В обнажении близ поселков Н. Филатово, Надцы она представлена более легкими по составу суглинками с гнездами вивианита. В отложениях обнаружены лишь единичные зерна пыльцы и спор.

К казаковской свите мы также относим горизонт голубовато-серых суглинков, слагающий цоколь и бечевник второй надпойменной террасы у пос. Липовка на р. Тобол. В суглинке есть гнезда вивианита, растительная труха и линзочки торфа. На бечевнике в суглинках видны нарушения слоистости в виде мелких складок и разрывов. В отличие от В. Д. Тарноградского (Заррина и др., 1961), который считал, что эти нарушения обусловлены мерзлотными процессами, мы полагаем, что они образовались в результате подводного оползания и течения грунта на дне бассейна под тяжестью нагрузки вышележащих осадков. Спорово-пыльцевые спектры суглинков указывают на существование обедненной северной тайги, среди которой широкое развитие имела карликовая березка. В суглинках обнаружены также ребро и позвонок *Bison priscus* Boj. и *Equus caballus* L. (определения Э. А. Вангенгейм). По заключению Э. А. Вангенгейм, возраст отложений, вмещающих остатки, не древнее среднего плейстоцена. Это послужило основанием для сопоставления этих отложений с казаковской свитой, хотя по литологическим признакам они сходны с семейкинской свитой низовьев Иртыша. И. А. Волков считает, что эти суглинки правильнее сопоставлять с раннечетвертичными отложениями низовьев Иртыша.

Чурымская свита. В районе пос. Горная Суббота и севернее озерные суглинки казаковской свиты постепенно переходят в ленточно-слоистые осадки, формировавшиеся в водной среде близ края ледника. Эти осадки и выделены В. С. Волковой под именем указанной свиты. В полном объеме свита состоит из трех пачек: нижней — ленточно-слоистых суглинков, средней — оскольчато-плитчатых супесей и верхней — горизонтально-слоистых супесей. Общая мощность свиты до 20 *м*. Наиболее плотный разрез, взятый за стратотип, расположен у пос. Семейка близ устья р. Чурым. В нижней пачке здесь встречено много пыльцы и спор (Волкова и Панова, 1964). Пыльцы древесных пород (сибирского кедра, сосны, ели, лиственницы) здесь до 40%, спор до 60%, пыльцы трав до 15%. Травы представлены в основном злаками и разнотравьем. Много спор сфагновых мхов. В целом спектр свидетельствует о лесотундровой растительности.

В обнажении у пос. Чембакчино нижняя пачка сложена в значительной степени алевритовым материалом. По сравнению с озерными отложениями казаковской свиты содержание минералов тяжелой фракции здесь повышено. Преобладают эпидот и ильменит, много роговой обманки. Легкая фракция представлена полевыми шпатами и кварцем. В спорово-пыльцевых спектрах пыльцы древесных растений 15—30%. Преобладают споры и пыльца трав. Кроме пыльцы, встречены раковины остракод (*Cytherissa lacustris* Sarc., *Candoniella* cf. *schubinae* Mand., *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Cytherissa* cf. *lacustris* Sars.) в личиночной стадии, что свидетельствует, по мнению Т. А. Казьминой, о неблагоприятных условиях обитания в водоеме.

Средняя пачка на участке поселков Семейка — Чембакчино состоит из темно-серых и бурых супесей оскольчато-щебенчатой, иногда листоватой текстуры. В супесях встречаются галька и угловатые обломки кристаллических пород, линзы и прослои (до 5 *см*) песков, указывающие на отложение осадков в водной среде. Присутствие обломочного материала позволило В. Е. Останину (1960) и Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградскому (Заррина и др., 1961) рассматривать оскольчатые супеси как ледниковые и водно-ледниковые образования. Однако своеобразные текстуры осадков, а также находки в этой пачке раковин остракод *Jlocypris bradvi* Sars., *Candoniella schubinae* Mand., *Cytherissa lacustris* Sars., *Limnocythere grinfeldi* Liepin., *L. dorsortuberculata* Negadaev, *L. loculenta* Hivental. позволяют нам считать их озерными. Оскольчатые супеси содержат пыльцу древесных пород (30—35%). Пыльца трав составляет 20%, содержание ее возрастает вверх по разрезу до 50%. Господствующее положение принадлежит спорам (45—60%). Характер спектров свидетельствует о переходе от лесотундры к тундре (см. рис. 41, глубина 42—60 *м*).

Верхняя пачка в обоих разрезах сложена ленточно-слоистыми супесями. Поверхность их рассечена клиньями глубиной до 0,7 *м* при ширине 5—7 *см*. Мощность не более 5—7 *м*. Ленточные супеси содержат единичные зерна пыльцы древесных пород (ели, сосны, сибирского кедра, ольхи, ивы и кустарниковой березы). Преобладают пыльца трав — 50—60% (разнотравье и злаки) и споры — 30—40% (сфагновые и зеленые мхи).

Севернее пос. Семейка обнажений нет. В районе пос. Самарово нижняя и средняя части разреза представлены мореной максимального оледенения. По-видимому, близ устья Иртыша ленточные супеси и суглинки переходят в ледниковые образования.

Накопление казаковской и чурымской свит происходило в озерном бассейне. Об этом свидетельствуют однообразие состава, горизонтальная слоистость, преобладание суглинков и супесей, указывающих на седиментацию в спокойной обстановке, наличие гнезд сингенетического вивианита, пресноводных диатомей, обычно обитающих в озерах, и остракод. Выдержанность фаций на больших пространствах указывает на значительные размеры озерного бассейна. Переход озерных осадков в ледниковые показывает, что озеро было приледниковым. Влияние талых ледниковых вод на формирование осадков на юг далее широты пос. Горная Суббота не распространялось. Южный берег озера располагался к югу от широтного отрезка долины Иртыша (см. рис. 47, 81). Уровень бассейна достигал абсолютных отметок, близких к высотному положению Арало-Иртышского водораздела (Волков, Волкова, 1964а). Накопление ленточно-слоистых супесей и суглинков происходило под влиянием сезонного стока ледниковых вод, а оскольчатые супеси с галькой и обломками скальных пород отлагались в непосредственной близости от края ледника в момент максимального продвижения его к югу. Палеонтологические остатки свидетельствуют о суровых климатических условиях.

Вопрос о направлении стока ледниковых вод Западной Сибири окончательно не решен. В литературе имеются указания, что сток происходил на юг через Тургайский прогиб (Сигов, 1958; Доскач, Левина, 1959; Заррина и др., 1961). Другая группа исследователей — В. Н. Сакс (1948), В. А. Мартынов, Б. В. Мизеров и др.— считает, что сток вод осуществлялся на север. Мы полагаем, что часть вод приледникового озера в момент максимума трансгрессии сбрасывалась на юг по сквозной Убаган-Тургайской долине.

Казаковская почва. На озерных отложениях эпохи максимального оледенения в большинстве разрезов залегает погребенная почва мощностью 0,5—1 *м*, перекрытая сверху осадками тазовского времени. В разрезах южной части материка почва залегает на отметках 76—78 *м*, а севернее ее абсолютные отметки снижаются до 56—58 *м*. В обнажении у пос. Казаковка, по имени которого названа почва, она представлена темно-коричневой, участками черной супесью, нижняя часть которой вдается в виде клиньев до 0,3 *м* глубиной в нижележащие суглинки. Поверхность почвы резкая и перекрыта песками. В спорово-пыльцевых спектрах всех образцов, взятых из почвы через 10 *см*, содержание пыльцы древесных растений не превышает 10—20%. Больше всего пыльцы трав (60—80%). Спор не более 30%. Среди пыльцы древесных пород преобладает древовидная береза (70%). Присутствует также пыльца ели, сосны и ольхи. Среди пыльцы травянистых растений преобладают злаки, разнотравье и осоки. Пыльца осок присутствует постоянно в значительном количестве (20—30%). Споры принадлежат зеленым (60—80%) и сфагновым мхам. Состав спектров свидетельствует о прохладном и влажном климате.

На меридиональном отрезке Иртыша почва представлена богато гумусированной коричнево-серой супесью, местами с хорошо выраженным почвенным профилем мощностью от 0,3 до 0,5 *м*. Местами супесь имеет вид подзолистой лесной почвы. Из почвы Колтуевского яра (ныне Черного) П. А. Никитиным определены плоды и семена. Эта флора описана под именем гляденской, или флоры покровного комплекса (Никитин, 1938). Возраст ее определялся П. А. Никитиным как начало рисс-вюрма.

У пос. Горная Суббота почва по простиранию замещается погребенным торфяником мощностью от 1,5 до 3 *м*. Торфяник плотно спрессован, обычно коричневый до черного, в верхней части с тонкими (1—2 *мм*) прослойками мелкозернистого желтовато-серого песка. В торфе встречены пни деревьев. Торфяник выполняет большое понижение в поверхности ленточных супесей самаровского времени. Сверху перекрыт слоем песка до 3—4 *м* мощности. В. П. Никитиным из торфяника были определены плоды и семена и установлено, что основу флоры составляют травянисто-кустарничковые формы (97,8%), среди которых господствуют водные и прибрежно-водные растения, характерные для зарастающих озер и стариц (*Typha*, *Alismataceae*, *Scirpus* cf. *silvaticus* и др.). Много встречено семян и злаков и осок. Обнаружены остатки сфагновых и зеленых мхов. Флора, по мнению В. П. Никитина, свидетельствует о климате не холоднее современного.

Определение плодов и семян не дает возможности решить вопрос о возрасте почвы. Присутствие во флоре торфяника *Azolla interglacialica*, *Selaginella sibirica*, *Salvinia natans* и *Potamogeton* позволило В. П. Никитину считать ее флорой кровли диагональных песков, т. е. относить к концу миндель-рисского межледниковья. С такой датировкой нельзя согласиться, так как почва и торфяники залегают на толще ленточных супесей эпохи максимального оледенения. Находка остатков указанных растений позволяет лишь высказать предположение о сходстве климатических условий времени формирования торфяника и почвы с условиями то-

больского (миндель-рисского) межледниковья. Принимая во внимание положение торфяника и почвы в разрезах материка, состав флоры и спорово-пыльцевые спектры, мы склонны считать возраст казаковской почвы самаровско-тазовским, но она может оказаться и более молодой. Не исключено, что ее следует сопоставлять с кремской почвой Западной Европы (Elint, Brandter, 1961) или брянской Европейской части СССР. Разрешить этот вопрос можно только с помощью применения радиоуглеродных датировок.

Колтырминская свита. Стратиграфически выше казаковской почвы залегает толща песков и супесей мощностью до 10 *м*, перекрытых, в свою очередь, погребенной почвой и покровными лессовидными отложениями. Абсолютные отметки осадков меняются от 72—81 *м* на широтном отрезке Иртыша до 55—65 *м* на меридиональном. Для толщи песков и супесей характерно наличие горизонтальных прослоев намывных почв и растительной трухи, широкое развитие нарушений слоистости. За стратотип свиты нами принят разрез близ пос. Колтырма. Здесь на казаковской почве залегает желтовато-серая супесь с линзами и горизонтальными (2—3 *см*) прослоями серого мелкозернистого песка. Отдельные прослои песка обогащены гумусом. Супесь имеет включения углистых частиц и веточки обугленных растений. Мощность 5—7 *м*. Сверху супесь перекрыта погребенной почвой, выше которой залегает толща лессовидных пористых суглинков. Минералогический состав супесей сходен с составом подстилающих пород, что указывает на сходство палеогеографических условий накопления осадков и один источник сноса, хотя породы по структурным и текстурным признакам мало похожи.

В районе пос. Казаковка в основании колтырминской свиты обнаружено небольшое количество пыльцы и спор. В спектрах первое место занимают споры (70—80%), затем травы (20—30%). Содержание пыльцы древесных пород не превышает 10%. Споры в основном принадлежат зеленым мхам. Встречены споры *Selaginella sibirica* и *Botrychium* sp. Травы представлены пыльцой разнотравья, злаков и осок. В обнажении у пос. Черное в 1 *м* от кровли колтырминской свиты нами найдены обломки плечевых костей *Equus caballus* L., *Mammuthus primigenius* Blum., обломок рога и метаподий *Rangifer tarandus* L. (определение Э. А. Вангенгейм). Состав фауны указывает на принадлежность ее к верхнепалеолитическому комплексу и на развитие открытых безлесных пространств, что хорошо согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа. У пос. Подбугорное в верхней части супесей на границе с почвой найдены раковины пресноводных моллюсков *Valvata piscinalis* Müll., *V. fluviatilis* Müll., *V. macrostoma* Müll., *V. crista* Müll., *Planorbis planorbis* (L.), *P. corneus* (L.), *P. subangulatus* (L.), *P. complanatus* (L.), *P. marcinatus* (L.), *Bithynia leachi* (Scheppard), *B. tentaculata* (L.), *B.* sp. Обилие и богатый видовой состав раковин пресноводных моллюсков указывает на улучшение климатических условий в заключительные стадии накопления свиты.

На меридиональном участке Иртыша колтырминская свита имеет более четко выраженную горизонтальную слоистость. Она представлена желтовато-серыми супесями с прослоями песков. Почва между супесями и залегающими выше покровными отложениями встречается редко. Тяжелая фракция отложений состоит из рудных зерен, ильменита, магнетита, эпидот-цоизита, обыкновенной роговой обманки. Много амфиболов (до 20%) и пироксенов. Последние, вероятно, переотложены ледниковыми потоками из морены, широко распространенной на севере. Легкая фракция представлена кварцем (55—60%) и полевыми шпатами (30—40%). Минералогический состав отложений свидетельствует об Уральской провинции питания. В спорово-пыльцевых спектрах супесей ведущее значение имеет пыльца травянис-

тых растений (50—60%), затем споры (20—30%). Содержание пыльцы древесных пород не превышает 10—15%. Пыльца трав принадлежит разнотравью (40—50%) и маревым (до 20%). Обнаружена также пыльца осок и злаков. Во всех образцах присутствует пыльца верескоцветных и *Ephedra*. Среди спор преобладают споры зеленых и сфагновых мхов. Встречены споры *Selaginella sibirica*, *Botrichyum boreale*, *Lycopodium pungens*, *L. appressum*. Пыльца древесных пород принадлежит древовидной березе, сибирскому кедру, лиственнице и кустарничковой березе. Спорово-пыльцевые спектры указывают на развитие тундро-степных ландшафтов.

Палеогеографическая обстановка колтырминского времени нам представляется в следующем виде. После отступления льдов максимального оледенения территория низовьев Иртыша некоторое время представляла собой сушу, на которой происходили почвообразовательные процессы. В тазовское время, когда ледник вновь продвинулся в глубь Западно-Сибирской низменности, южнее Сибирских увалов возникло озеро, мало уступающее по размерам приледниковому бассейну самаровского времени. Южный берег озера располагался к югу от широтного отрезка Иртыша на отметках 105—110 *м* абс. высоты (Волков, Волкова, 1964а). Уровень воды в озере был невысоким и сток вод осуществлялся на север. Климат был холодным и сухим. Отнесение песков и супесей к тазовскому времени является условным, возможно, эта толща имеет верхнечетвертичный возраст и сопоставляется с осадками ранней стадии вюрма. Решение этого вопроса также требует радиоуглеродных датировок.

Преображенская почва представляет собой темно-серую, в низу слоя черную супесь гороховидной структуры. Мощность 0,5—1 *м*. Эта почва непрерывно прослеживается почти во всех разрезах высокого и основного уровней Тобольского материка. Наибольшей мощности она достигает в разрезе у пос. Преображенское, по имени которого она названа. Почва залегает на колтырминской свите и перекрывается покровными лессовидными отложениями. Поверхность почвы резкая. В нижележащие отложения она вдается в виде клиньев. В почве встречаются кротовины. В разрезах юго-восточной части Тобольского материка она наиболее богата гумусом, отличается повышенной карбонатностью и по строению близка к черноземной почве. По мере движения вниз по течению Иртыша почва утрачивает гороховидную структуру, становится менее карбонатной и более похожей на подзолистую лесную почву.

У пос. Семейка в гумусированной серой суглино-супеси, залегающей под покровными лессовидными осадками, обнаружены остатки млекопитающих *Rangifer tarandus* L., *Mammuthus primigenius* Blum. (определения Э. А. Вангенгейм). Эти формы относятся к верхнепалеолитическому комплексу. Из преображенской почвы ряда разрезов были определены споры и пыльца. На разных участках спектры почвы различны. У пос. Казаковка почва содержит единичные зерна пыльцы древесных пород. Преобладает пыльца травянисто-кустарничковых растений (60—70%), в основном разнотравье (до 50%) и осоки (30—40%). Встречено до 70% спор зеленых мхов, очень мало спор сфагнумов и папоротников из сем. *Polypodiaceae*. Данный спектр указывает на степной тип растительности при довольно влажном климате и широком заболачивании. Спектры погребенной почвы близки к спектрам поверхностных проб пойменных наилков степной зоны (Гричук, 1959). В северной части материка преображенская почва содержит значительное количество пыльцы древесных растений (50—60%), второе место занимают споры (до 20%). Количество пыльцы трав не превышает 10—15%. Пыльца древесных пород принадлежит березе (40%), сибирскому кедру (15%), ели (10—15%), сосне (до

30%). Травы представлены пыльцой маревых, меньше злаков, полыней и осок. Среди спор преобладают сфагновые и зеленые мхи. Состав пыльцы и спор указывает на растительность, близкую к современной средней тайге. В целом данные палинологии показывают, что в период формирования почвы растительные зоны были близки к современным.

Формирование преображенской почвы происходило, вероятно, в тазовско-зырянскую межледниковую эпоху, после спада озерной трансгрессии. При такой датировке преображенскую почву следует сопоставлять, по-видимому, с кремской почвой нижней Австрии, возраст которой около 65 000 тыс. лет (Flint, Brandter, 1961), или микулинской почвой Русской равнины. Сравнивая разрезы внеледниковой зоны Западной Сибири с весьма сходными разрезами Западной Европы, можно заключить, что по положению в разрезе преображенская почва сходна с филлабрунской почвой Австрии. В связи с этим не исключено, что возраст преображенской почвы может оказаться и более молодым.

Преображенская почва Тобольского материка перекрыта толщей покровных лессовидных отложений, которыми заканчивается разрез четвертичных отложений. Эти осадки будут рассмотрены в III главе.

ДОЛИНЫ ИРТЫША И ОБИ, КОНДИНСКАЯ НИЗИНА

Самую низкую ступень рельефа в пределах района наших исследований образуют сопряженные друг с другом по высоте широкие днища долин основных магистральных рек — Иртыша, Оби, отчасти Тобола, Ишима, многочисленных левых притоков низовьев Тобола, меридионального участка долины Иртыша и рек, расчленяющих Обь-Иртышское междуречье (Демьянка, Туртас, Салым и др.).

Иртыш и Обь на рассматриваемых участках имеют резко асимметричные долины. Правый склон долины Иртыша на широтном и меридиональном участках, как уже указывалось, крутой, а левый, напротив, настолько пологий, что ограничить долину Иртыша с юга и запада часто оказывается затруднительно. На меридиональном приустьевом участке долины Иртыша левый склон ее расчленен многочисленными долинами рек, низовья которых сливаются в обширную низменную равнину, протягивающуюся свыше 450 *км* от устья р. Исеть на север до устья самого Иртыша. Ширина этой низменной равнины постепенно увеличивается в северном направлении от 20—30 до 100—150 *км* (район низовьев р. Конда). Внешний край обширной относительно пониженной левой части дна долины Иртыша на его широтном и меридиональном участках местами ограничен невысоким уступом, основание которого повсюду располагается на абсолютных отметках, близких к 70 *м*. На широтном отрезке Иртыша этот уступ прослеживается к югу от низовьев р. Тава, в верховьях рек Агитки и Ашрык (соответственно правый и левый притоки Вагая). На западе уступ соединяется с правым склоном долины Тобола несколько восточнее впадения в него Туры. Дно долины Иртыша на его меридиональном отрезке соединяется с поверхностями широких днищ долин его левых притоков. Между долинами расположены относительно приподнятые междуречья, вытянутые в виде узких мысов на восток. Сходное с Иртышом строение имеет и долина широтного отрезка Оби. Ширина ее близка к 100 *км*. Русло вместе с многочисленными протоками приближено к правому склону долины, а слева тянется широкая полоса поверхности, ограниченной с юга уступом, основание которого располагается на абсолютных отметках, близких к 70 *м*.

Поверхность дна долин Иртыша, Оби и низовьев их крупных притоков весьма сильно заболочена и почти непроходима. При общей равнинности она подразделяется на две высотные ступени — повышенную внешнюю, примыкающую к склонам, и более низкую внутреннюю, по которой проходят сами реки. Внешняя поверхность описывается обычно как вторые надпойменные террасы, а внутренняя — как первые террасы и поймы. Особенно ясно обе ступени различаются в правых частях долин рек и вблизи склонов останцев внутри долины Иртыша.

Относительно повышенная часть дна долин Иртыша (2-я надпойменная терраса) в пределах широтного и приустьевого меридионального участков его имеет своеобразное строение. Поверхность эта в целом постепенно снижается вниз по течению от 60—70 *м* в районе устья Ишима до 40—50 *м* близ г. Ханты-Мансийска. Над меженным урезом русла она возвышается на 15—25 *м*, имея часто заметный наклон в сторону современного русла. Этот наклон особенно характерен для участков террасы, расположенных справа от русла. В других местах, напротив, внешний край террасы, примыкающий к правому склону долины, несколько снижен. Здесь встречаются болота, протягивающиеся вдоль уступа в виде лент шириной 2—3 *км* на широтном и до 5 *км*— на меридиональном отрезке долины. Болота образовались на месте древнего русла, существовавшего во время формирования террасы. Верхний склон террасы во многих местах образует амфитеатры, радиус кривизны которых в 5—7 раз превосходит радиус кривизны свободных излучин современного русла Иртыша, имеющего на широтном участке ширину 400—600 *м*, а на меридиональном — 500—700 *м*. Следовательно, во время формирования аллювия и верхнего уступа террасы по дну долины Иртыша блуждало русло, в 5—7 раз более широкое, чем современное.

Отчетливые следы древних русел, в несколько раз более широких, чем современные, наблюдаются также в долинах Тобола и Ишима (Волков, 1962, 1963; Волков, Волкова, 1965). Такие следы характерны для первых надпойменных террас указанных рек. Из этого можно заключить, что формирование аллювия и верхнего уступа второй надпойменной террасы Иртыша в его низовьях происходило более или менее одновременно с первыми надпойменными террасами верхних участков долин Ишима и Тобола. Верхние уступы первых террас указанных рек имеют такую же степень сохранности, как и верхний уступ второй террасы Иртыша. Верхние же уступы их вторых террас значительно древнее и сохранились хуже

В левой части широтного и меридионального отрезков Иртыша верхний уступ, ограничивающий поверхность второй террасы, имеет в плане сложную форму, а основание его повсюду расположено на отметках, близких к 70 *м*. Местами он как бы оконтуривает мысы, бухты и заходит в виде заливов в долины притоков Иртыша. Сама поверхность террасы изобилует озерами. Последние чаще всего имеют округлую или неправильную форму и не являются остатками древних русел. Во многих местах над общей поверхностью террасы возвышаются «острова» и «полуострова», имеющие в плане сложную конфигурацию, свидетельствующую о формировании их склонов под влиянием абразионных процессов (рис. 42). Особенно ясные следы абразионной и аккумулятивной работы волнения видны на абсолютных высотных отметках, близких к 60 *м*. В низовьях многих левых притоков Иртыша вдоль рек часто протягиваются резко асимметричные валы, относительная высота которых нередко превышает 10 и даже 20 *м*. Чаще всего они имеют вид цепочек останцев. Эти формы рельефа, несомненно, образовались в результате постепенного наращивания устьевых прирусловых валов по мере падения уровня во-

доема, в который они впадали. Такие валы протягиваются, например, вдоль Тавды, Тобола, Конды и некоторых других рек.

В целом строение рельефа так называемой второй надпойменной террасы низовьев Иртыша совершенно определенно отражает сложность ее формирования. Местами на ней ясно отражены следы деятельности потоков, в несколько раз более широких, чем современные, но чаще эти следы сохранились весьма неясно или отсутствуют. Отчетливо видны также следы недавней аккумулятивной и абразионной деятельности волнения. Все эти признаки в совокупности с изложенным выше материалом по строению долин Тобола, Ишима, Демьянки и других рек Тобольского материка позволяют сделать вполне уверенный и определенный вывод о том, что формирование этой поверхности достаточно четко подразделялось на два основных этапа — ранний аллювиальный и поздний озерный.

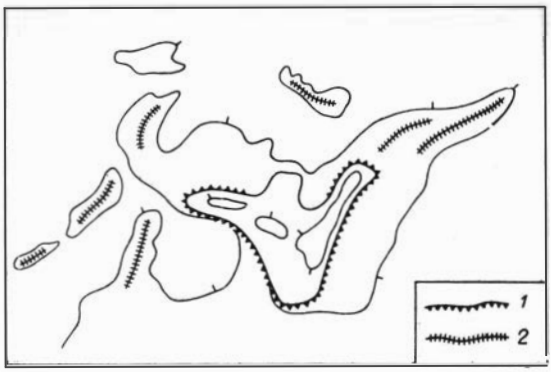


Рис. 42. Абразионный уступ (*1*) и озерные береговые валы (*2*) у основания склонов останца «материка» в районе пос. Елань на левобережье низовьев Тобола. Поверхность береговых валов расположена на абсолютных отметках, близких к 60 *м*.

Отложения, которыми сложена вторая надпойменная терраса Иртыша в его низовьях, на подавляющей площади ее распространения вообще не изучены или изучены крайне слабо. Хорошие разрезы этой террасы встречаются лишь в краевых частях ее — в правой части долины Иртыша и кое-где вдоль его левых притоков. Рассмотрим некоторые из этих разрезов.

В крайней восточной части района исследований у пос. Скородум (в 35 *км* к запад-северо-западу от устья Ишима) в обрыве правого берега Иртыша вскрыты отложения небольшого участка второй надпойменной террасы, возвышающейся на 16—20 *м* над меженным урезом реки. Сверху вниз обнажены следующие слои (Волкова, 1966):

А. Почти черный почвенный слой черноземного типа, сформировавшийся в субаэральных условиях. На границе террасы с поймой он уходит под осадки последней и обращается в погребенную почву. Повсеместно почва связана постепенным переходом с нижележащими отложениями . . . . . 0,5—0,7 *м*.

Б. Супесь светло-серая и белесая, карбонатная, плотная. В верхней части — неравномерная окраска железистыми растворами. В 10—15 *см* от основания вышележащего слоя почвы — тонкий прослой (5—7 *см*) гумусированного суглинка, выше которого супесь переполнена раковинами пресноводных и наземных моллюсков, среди которых А. П. Пуминовым определены пресноводные *Radix pereger* Müll., *Galba palustris* Müll., *Aplexa hypnorum* L., *Planorbis planorbis* L., *Anisus contortus* L., *Gyraulus gredleri* (Bielz.) Gledler., *Valvata* (*Tropidina*) *pulchella* Studer., *Pisidium* (*Eupisidium*) *obtusale* Lam. и наземные *Succinea putris* L., *Vertigo* (*Vertigo*) *antivertigo* Drap., *Valonia pulchella* Müll., *V. teniulabris* Al. Br. Большинство раковин принадлежит моллюскам, обитающим в стоячих и медленно проточных мелководных водоемах Западной Сибири. Нижняя граница слоя резкая, но без следов размыва . . . . . 2 *м*.

В. Песок желтовато-бурый, хорошо сортированный, разнозернистый, сильно ожелезненный. Основание слоя резкое, без размыва . . . . . 1 *м*.

Г. Пески желтовато-серые и серые, мелко- и тонкозернистые, с горизонтальными прослойками темно-серой супеси толщиной 1—2 *см*, которых больше в нижней части слоя. Встречаются черные гумусированные примазки. Переход в нижележащие осадки постепенный . . . . . 8—9 *м*.

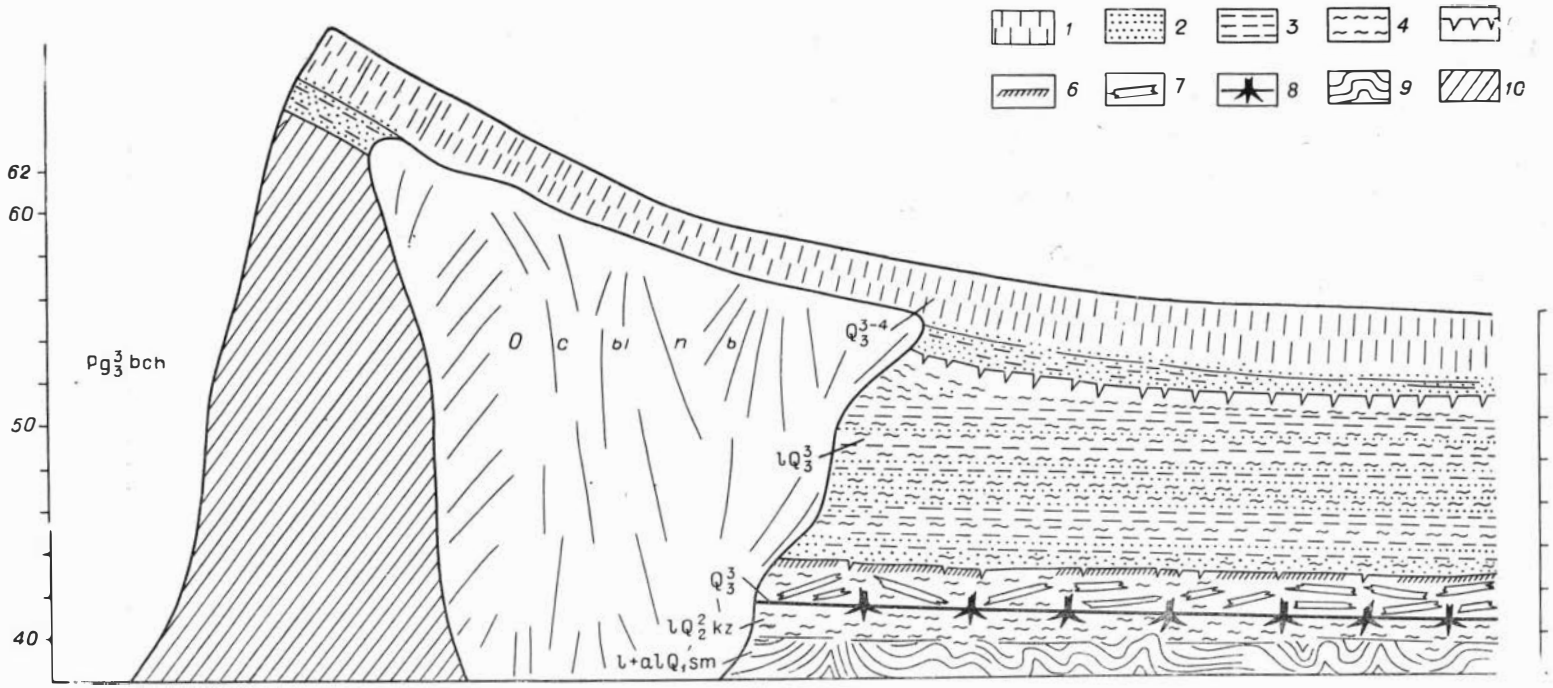


Рис. 43. Разрез второй надпойменной террасы, прислоненной к останцу «материка» в районе пос. Липовка на правом берегу Тобола.

1 — покровные супеси, *2* — песок, *3* — супесь, *4* — суглинок, *5* — погребенные земляные клинья, *6* — гумусированный прослоек, *7* — стволы и ветви деревьев, захороненные горизонтально, *8* — лесная подстилка и пни деревьев, захороненные в прижизненном положении, *9* — суглинок и глина, интенсивно перемятые, *10* — позднеолигоценовые и неогеновые породы.

Д. Чередование горизонтальных прослоек серых суглинков с растительным детритом (15—30 *см*) и кварцевых песков (3—5 *см*). В основании слоя — размыв . . . 4 *м*.
Е. Суглинки и супеси верхнего олигоцена. Эти породы слагают основание разреза и уходят под меженный урез реки . . . . . 3 *м*.

Послойное изучение М. А. Решетниковой отложений террасы показало полное отсутствие раковин остракод. Раковины не были встречены и в других разрезах второй надпойменной террасы. Из остатков млекопитающих на склоне обнажения собраны обломки бивня, таза, метаподий и три верхних коренных зуба *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип) и обломок плечевой кости *Equus caballus* L. Полости костей заполнены песчаным материалом. По-видимому, костные остатки попали в осыпь из верхней части разреза террасы. Находки костей «мамонтового» комплекса фауны в осыпи и на бечевнике у основания разрезов второй надпойменной террасы Иртыша весьма многочисленны.

Другой разрез отложений второй надпойменной террасы описан нами на правом берегу Тобола близ пос. Липовка. Здесь русло Тобола подмывает склоны ограниченного по площади останца, верхняя часть которого имеет абсолютные высотные отметки 90—95 *м*. К центральной части останца прислонена наклонная террасовидная поверхность, постепенно сливающаяся с низменной равниной, окружающей останец. Эта поверхность в месте причленения к останцу имеет абсолютные отметки, близкие к 70 *м*, а в 1—1,5 *км* выше по течению Тобола — 60—65 *м*. В обрыве правого берега Тобола обнажаются следующие слои (рис. 43):

А. Прикрытая почвой супесь лессовидная, желто-бурая, плохо сортированная, имеющая неясную горизонтальную слоистость и хорошо сохраняющая вертикальную стенку обнажения. Слой в виде покрова переходит с террасы на более высокую поверхность склона останца. Внизу — постепенный переход . . . . . 3 *м*.
Б. Пески желтовато-серые, горизонтально-слоистые, разнозернистые, плохо отсортированные, сильно глинистые, с маломощными прослойками более темного суглинка. Основание резкое, видны клинья в нижележащий слой . . . . 2 *м*.
В. Супесь и легкий суглинок. Цвет желтовато-серый и желтовато-бурый, светлый. В верхней части слоистость плохо выражена, встречаются следы мелких корней, охристые и гумусные примазки. В средней и нижней частях слоя слоистость четкая горизонтальная, в нижней появляются тонкие прослойки мелко- и тонкозернистых песков, имеющих слоистость знаков ряби. Основание слоя резкое . 8—9 *м*.
Г. Гумусированный прослоек толщиной 5—10 *см*, присутствует неповсеместно. Ниже — серый суглинок с растительным детритом и горизонтально захороненными стволами деревьев. Основание слоя резкое. . . . . 1,2—3,5 *м*.
Д. Почвенный горизонт, верхняя часть которого представляет собой лесную подстилку. Встречаются пни деревьев, захороненные в прижизненном положении (погребенный лес). Почвенный горизонт и пни свидетельствуют о длительном перерыве осадконакопления. Ниже почвенного слоя (около 42 *м*) — породы цоколя террасы, условно среднечетвертичного возраста . . . . . 3 *м*.

Результаты, полученные И.И. Задковой при изучении минералогического состава отложений террасы, показали, что эти отложения отлагались в одинаковых условиях осадконакопления и источники сноса были общие. Обломочный материал поступал в основном с Урала. Размывались кислые изверженные породы, отчасти, по-видимому, метаморфические. Часть обломочного материала поступала из размывавшихся местных пород (третичных и среднечетвертичных).

В осыпи на склоне обнажения нами найдены *Equus caballus* L. — пястная кость, астрагал, лучевая кость, плечевая кость; *Rangifer tarandus* L.— обломок таза, берцовая кость; *Bison priscus* Boj. — позвонки; *Mammuthus* sp.— ребро. Куски породы на костях свидетельствуют о принадлежности их к осадкам второй террасы.

Спорово-пыльцевая характеристика отложений террасы весьма неоднородна. Слои А, Б и верхняя часть слоя В немые. В средней части

слоя В преобладают споры, затем пыльца древесных и травянисто-кустарничковых растений. В нижней части, наоборот, возрастает содержание пыльцы древесной растительности до 75%. Второе место занимают споры, затем травянисто-кустарничковая растительность. Породы цоколя террасы характеризуются содержанием пыльцы древесных растений до 30% и большим количеством пыльцы травянисто-кустарничковых растений. Много пыльцы кедра, кустарничковой березы и ольхи.

Состав пыльцы и спор показывает, что во время отложения пород цоколя террасы климат был довольно холодным. Во время существования леса, погребенного теперь под отложениями террасы, климат был теплым, так как здесь дает пик пыльца ели. Еловые леса имели широкое распространение и во время накопления суглинков слоя Г. Формирование нижней части супесей происходило при климатических условиях, несколько менее благоприятных, чем теперь: широкое развитие имели хвойные леса. Верхняя же часть супесей накапливалась в суровых климатических условиях, когда существовала лесотундровая растительность.

Исключительный интерес для выяснения истории формирования второй надпойменной террасы имеет находка в основании отложений террасы почвенного горизонта с пнями, захороненными в прижизненном положении. Этот горизонт залегает на абсолютных отметках, близких к 42 *м*. Наличие лесной подстилки свидетельствует о том, что место произрастания леса не заливалось паводковыми водами. Значит, эрозионная деятельность потоков в то время в районе леса происходила на абсолютных отметках, во всяком случае более низких чем 42 *м*, т. е. на уровне современной гидросети (около 39 *м*) или более низком. Позже произошло поднятие базиса эрозии, и лес оказался захороненным под толщей озерных осадков. Захоронение леса произошло без размыва, только в результате последовательного накопления осадков. Ни бокового эрозионного, ни абразионного среза не произошло, а стволы деревьев были захоронены в горизонтальном положении непосредственно на месте в осадках, перекрывающих пневый горизонт.

Итак, лес, погребенный под озерными осадками в районе пос. Липовка, произрастал в момент работы потоков на относительно низком уровне, т. е. в момент низкого положения базиса эрозии перед началом отложения озерных осадков террасы. Это было то самое время, когда после вреза рек началась боковая эрозия и реки стали расширять свои долины за счет среза отложений, слагающих междуречья. Именно в этот момент и образовался в основном высокий эрозионный уступ, ограничивающий справа долину Иртыша на ее широтном и нижнем меридиональном отрезках.

Определялся абсолютный возраст одного из пней, захороненных в прижизненном положении под осадками террасы. Определение производилось радиоуглеродным методом в лаборатории ГИН АН СССР, возглавляемой В. В. Чердынцевым (номер определения ГИН-126). Возраст древесины оказался равным 30 700 $\pm$ 300 лет (Чердынцев и др., 1965). Есть все основания считать, что приблизительно в это время в долинах низовьев Иртыша завершилось накопление аллювия и формирование верхних уступов аллювиальных террас, которые позже были перекрыты толщей озерных осадков.

Участки второй террасы встречаются и на меридиональном отрезке Иртыша. Во многих местах здесь, так же как и выше по течению, поверхность террасы причленяется к верхнему эрозионному уступу, образующему в плане широкие правильные дугообразные изгибы, радиус кривизны которых свидетельствует о том, что древнее русло, подмывавшее их, было в несколько раз более многоводным, чем современный Иртыш. Несколько ниже устья Демьянки на правом берегу Иртыша обнажены

отложения относительно повышенной части второй террасы. Здесь в береговом обрыве от высоты около 20 *м* над меженным уровнем Иртыша обнажены следующие слои:

А. Супесь желтовато-серая, с тонкими прослойками мелкозернистого песка. Слоистость горизонтальная. Наблюдается неравномерное ожелезнение по следам корней. Переход к нижележащим отложениям постепенный . . . . . 2 *м*.

Б. Супесь желтовато-бурая, с тонкими горизонтальными прослойками (до 5 *мм*) намывного растительного детрита. В основании слоя супесей прослеживается прослоек ожелезненного разнозернистого песка толщиной 10 *см*. Основание резкое . . . . . 5,3 *м*.
На глубине 7,3—8 *м* от бровки уступа залегает прослой голубовато-серого суглинка толщиной около 0,5 *м*, неравномерно окрашенного гумусом.

В. Песок желтый и белый, мелкозернистый, с углистыми примазками и тонкими (1—2 *мм*) горизонтальными прослойками серого суглинка. Переход к нижележащим отложениям постепенный . . . . . 2,7 *м*.

Г. Песок белый, кварцевый, косослоистый, с намывной растительной трухой и кусками древесины. Основание резкое . . . . . 8 *м*.

Д. Супесь голубовато-серая, слюдистая, слагает бечевник и уходит под меженный уровень реки. В супесях встречаются сидеритовые конкреции, ожелезненные конгломераты из галек уральских пород и прослойки глиняной гальки, сцементированной окислами железа. Местами — пачки белого разнозернистого кварцевого песка толщиной 0,3—0,4 *м*. . . . . 2 *м*.

В охарактеризованном разрезе к отложениям второй надпойменной террасы относятся слои А и Б. Ниже вскрыт нормальный разрез тобольской свиты, обнаженной обычно в нижней части разрезов Тобольского материка. Таким образом, терраса в данном месте является цокольной, и ее отложения слагают лишь верхнюю часть берегового обрыва реки. Состав осадков террасы свидетельствует об отложении их в озерной обстановке.

Итак, полученные нами данные, часть которых изложена выше, свидетельствует о том, что вторая надпойменная терраса низовьев Иртыша, а также сопряженные с ней террасы многочисленных его притоков имеют сложное строение. Вначале их поверхности были сформированы под воздействием мощных потоков, ширина которых в несколько раз превосходила ширину соответствующих современных русел. Эти многоводные потоки производили свою работу на уровне современной гидросети или даже более низком. Около 30 700 лет назад аллювиальный этап формирования террас, во время которого образовались широкие днища долин и ограничивающие их верхние эрозионные уступы, сменился озерным. Произошло поднятие базиса эрозии, накопление озерных отложений, а также формирование озерных береговых линий на абсолютных отметках, близких к 70 *м*, и ниже.

Определение абсолютного возраста древесины леса, погребенного под озерными отложениями второй надпойменной террасы в районе пос. Липовка, дало возможность определить лишь время завершения эрозионного и аккумулятивно-речного этапа формирования террас, которое было связано с началом поднятия базиса эрозии. Какова была причина возникновения самого бассейна, каков интервал времени, в течение которого он существовал, когда уровень этого бассейна был максимальным, пока сказать трудно. Все же, исходя из общих представлений, можно указать на два момента, когда существование водоема было наиболее вероятным.

Последние исследования С. Л. Троицкого и Н. В. Кинд (Алексеев и др., 1965; устное сообщение С. Л. Троицкого) в низовьях Енисея, сопровождавшиеся абсолютными датировками ряда переломных в историческом отношении точек руководящих разрезов позднечетвертичных отложений этого главнейшего страторегиона севера Сибири, показали, что око-

ло 20 000 лет назад происходило активное продвижение края Зырянского ледника внутрь низменности. В то время ледник перегородил Енисей и образовал полосу конечных морен и холмисто-моренного ландшафта западнее его современной долины. Полоса таких же по морфологии прекрасно сохранившихся ледниковых образований расположена и на правобережье Оби в районе М. Салемал. Нет сомнения, что в момент этой крупной стадии зырянского оледенения долина Оби, подобно долине Енисея, была перегорожена материковым льдом, что затруднило или прекратило на некоторое время сток на север. Вследствие этого на юге Западно-Сибирской низменности произошло подтопление долин озерными водами.

Другим моментом, когда в районе низовьев Иртыша должен был существовать озерный водоем, является позднеледниковье (15—13 тысяч лет назад). В то время на севере низменности образовалась морская терраса, ограниченная береговой линией, расположенной на абсолютных отметках, близких к 50 *м*. Естественно, расположенные к югу от Сибирских увалов низменные пространства дна долин Оби и Иртыша, которые даже сейчас, после отложения слоя озерных осадков, расположены на высотных отметках, более низких чем 50 *м*, в то время должны были быть подтоплены озерными водами. Вероятнее всего, что в низовьях Иртыша береговая линия на абсолютных отметках около 70 *м* соответствует по времени образования первому из указанных моментов, а береговые линии на отметках 60 *м* и более низких — второму.

Значительные пространства дна долин Иртыша, Оби и низовьев их притоков заняты слабо возвышающимися над руслами поверхностями, описываемыми обычно как первые надпойменные террасы и поймы. Чаще всего эта наиболее низкая и молодая часть дна долин ограничена хорошо сохранившимися эрозионными верхними уступами. Изучение указанных террас крайне затруднено из-за низкой проходимости местности. Данные, полученные в результате наших исследований, свидетельствуют о крайней сложности и изменчивости обстановки, в которой происходило их формирование. На это указывают следующие факты:

1. Следы деятельности потоков, ширина которых в несколько раз превосходит ширину соответствующих современных русел.

2. Наличие среди разрезов типично речных первых надпойменных террас сходных с ними по высоте разрезов, сложенных типичными горизонтально-слоистыми хорошо сортированными осадками озерного типа.

3. Существование в разрезах первых надпойменных террас глубоких размывов, по поверхности которых приведены в соприкосновение относительно древние речные и озерные отложения с более молодыми.

4. Наличие автохтонных торфяников значительной мощности, нижняя часть которых часто расположена значительно ниже уровня современных половодий, а местами опускается почти до меженного уреза воды в современных руслах.

5. Явные признаки вечной мерзлоты (морозобойные клинья) в разрезах первых надпойменных террас.

6. Широкое распространение на первых надпойменных террасах хорошо развитой гумусированной почвы черноземного типа в пределах районов, характеризующихся ныне подзолистым типом почвообразования.

7. Наличие разрезов, в которых видно, что почвенный слой первой надпойменной террасы с размывом уходит под отложения современных пойм.

Ниже приводятся некоторые данные, иллюстрирующие указанные особенности строения первых надпойменных террас и пойм рек низовьев Иртыша и широтного отрезка Оби.

В низовьях Тобола и Ишима на первых надпойменных террасах, имеющих поверхности, расположенные на абсолютных отметках, более низких чем 60 *м*, видны остатки древних русел, ширина которых в 5—7 раз превосходит ширину современных русел Тобола и Ишима. Эти русла по-видимому, существовали в основном ранее фазы озерной трансгрессии, которая несколько переработала и сгладила их первоначальные очертания, абрадировав крутые уступы и заполнив понижения озерными отложениями. Остатки тех же русел на отметках, превосходящих 60 *м*, уже не несут следов такой последующей переработки озерной деятельностью. Следовательно, обильный сток по долинам Тобола, Ишима, Иртыша и других рек прекратился позже формирования береговой линии, следы которой сохранились на абсолютных отметках, близких к 70 *м*, но ранее, чем образовалась береговая линия на абсолютных отметках, близких к 60 *м*.

Разрезы первых надпойменных террас и пойм на Тоболе, Ишиме, Иртыше и Оби крайне изменчивы. Среди разрезов, сложенных типичными русловыми и пойменными осадками, встречаются обнажения, в верхней части или полностью сложенные озерными осадками или осадками иного генезиса. Наличие в разрезах первых надпойменных террас не только пойменных, но и значительных по видимой мощности русловых отложений, а также тот факт, что днища большинства древних русел, встречающихся на этих террасах, не везде заливаются современными половодьями, свидетельствуют о том, что деятельность потоков во время накопления аллювия первых надпойменных террас была сосредоточена на уровнях более высоких, чем деятельность современных рек.

В 34 *км* к северо-северо-востоку от г. Ялуторовска (в 1,5 *км* ниже пос. Авазбакиево) в обрыве левого берега Тобола, имеющего здесь абсолютную отметку меженного уровня, близкую к 49 *м*, от высоты 7 *м* над рекой обнажены следующие слои:

А. Прикрытая сверху полуметровым слоем плохо сортированного серого песка и алеврита с тонкими горизонтальными прослойками растительного детрита сильно гумусированная почва мощностью около 0,5 *м*. Почва имеет резкую поверхность, а вниз постепенно переходит в суглинок неслоистый, желтовато-бурый, со следами стеблей, корней, камыша и других водных растений. В нижней части слоя много вертикальных столбиков, состоящих из кальцита (псевдоморфозы по стеблям и корням). Мощность слоя вместе с почвой . . . . . 2,4 *м*.

Б. Суглинки и пески вверху горизонтально-, внизу — косослоистые. Вверху — постепенный переход к слою А через прослоек струйчато-слоистого алеврита мощностью 0,3 *м*. Отдельные пачки слойков имеют резко различный состав при высокой степени сортировки (песок, алеврит, суглинок). Близ уреза воды залегает косослоистая пачка бурого гравия и галечника, состоящего из сортированных окатышей глины размером до 2,5 *см*. В этом своеобразном гравии и галечнике в изобилии встречаются раковины пресноводных моллюсков, среди которых нами определены следующие виды: *Sphaerium rivicola* Lam., *S.* (*Cyrenastrum*) cf. *solidum* (Norm.), *Pisidium* (*Eupisidium*) *amnicum* (Müll.), *Succinea pfeiffery* Rossm. Слой уходит под урез воды, прослеживаясь до глубины 2 *м*. . . . . 6 *м*.

Нижняя часть слоя Б отлагалась в русле с быстрым течением, а верхняя часть является осадками прибрежно-озерного типа, прикрытыми хорошо развитой почвой. Последняя формировалась, несомненно, в субаэральных условиях. В недавнее время она, однако, стала подтопляться половодьями, вследствие чего и накопился прослоек песков и алевритов, перекрывающий ее.

Несколько выше по течению, в 25 *км* к северо-северо-востоку от г. Ялуторовска (в 4 *км* выше пос. Асланы) на левом берегу Тобола хорошо обнажено место причленения поймы к участку первой надпойменной террасы. В обрыве первой надпойменной террасы, имеющем высоту 6 *м* над меженным урезом Тобола, обнажены следующие слои:

А. Почти черный почвенный горизонт черноземного типа мощностью около 0,4 *м*. Он постепенно переходит в желтовато-бурую супесь, карбонатную, со следами корней. Ниже эти осадки переходят в тонкозернистый песок с мелкой струйчатой слоистостью. Основание слоя резкое . . . . . 1,3 *м*.

Б. Суглинок тяжелый, серый, с ожелезненными следами корней. Много карбонатных конкреций до 8 *см* в поперечнике, местами плиты рыхлого известняка толщиной до 3—4 *см*. Встречаются раковины пресноводных моллюсков очень плохой сохранности. Присутствуют *Valvata* sp., *Pisidium* sp., *Limnaea* sp., *Radix* sp., *Gyraulus* sp. Кроме того, много стеблей камыша и других водных растений. Основание слоя резкое . . . . . 1,7 *м*.

В. Вверху ржаво-бурые, ниже желтовато-серые пески руслового типа, разнозернистые, с крупной косой слоистостью, уходят под меженный урез реки . . . . 3,5 *м*.

Все три слоя весьма постоянны по мощности и хорошо прослеживаются вдоль берега. Слой В — русловый аллювий сравнительно крупной реки, слой Б — осадки озера или старицы, а слой А, вероятнее всего, накопился в озерной обстановке.

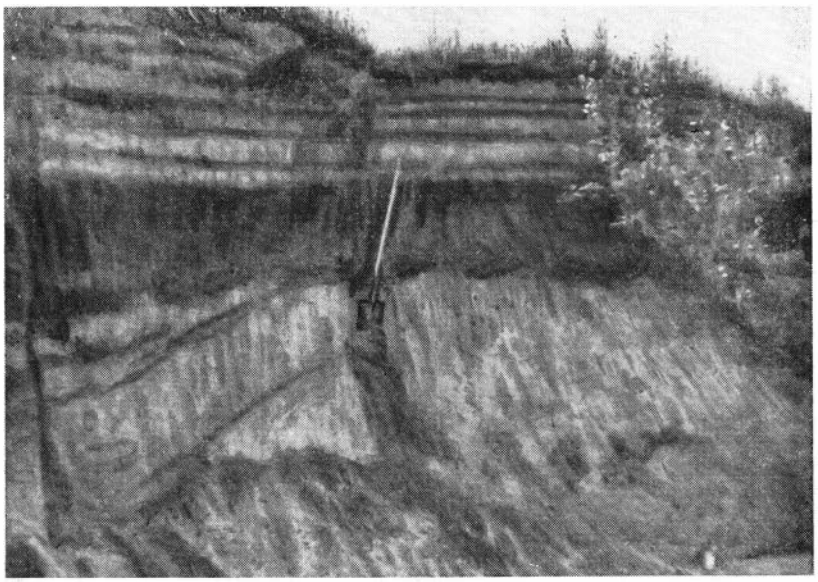


Рис. 44. Почвенный горизонт, прикрытый маломощным слоем пойменных отложений, в разрезе высокой поймы на правом берегу Тобола восточнее г. Ялуторовска (фото И. А. Волкова).

В 200 *м* ниже по течению весь разрез косо срезан пологой поверхностью размыва, уходящей под урез Тобола. Здесь к желтовато-бурым отложениям первой надпойменной террасы прислоняются серые осадки поймы. При этом видно, что почвенный горизонт первой надпойменной террасы, связанный постепенным переходом с нижележащими отложениями, следует самой поверхности размыва и уходит под осадки поймы (см. рис. 19). Пойменные отложения содержат прослои намывного гумуса, образовавшиеся за счет размыва верхней части почвенного горизонта. Особенности строения приведенного разреза позволяют заключить, что русловые отложения первой террасы формировались в условиях многоводного потока, обладающего высокими скоростями течения. Русловый аллювий перекрыт сравнительно маломощным покровом тонкозернистых отложений, среди которых преобладают старичные и озерные осадки. В сочетании с приведенными геоморфологическими данными эти

особенности строения разреза указывают на то, что в заключительные стадии формирования первой надпойменной террасы произошло подтопление долины Тобола озерными водами.

Характер прислонения пойменных осадков к отложениям и почвенному горизонту первой надпойменной террасы свидетельствует о том, что позже формирования озерных отложений, перекрывающих аллювий первой террасы, произошел врез русел и половодья стали более низкими, чем теперь. В то время образовалась хорошо развитая черноземная почва на самой террасе и на склонах расчленяющих ее понижений. Позже высота половодий стала увеличиваться, а пониженные участки надпойменной террасы стали превращаться в пойму, на которой шли процессы осадконакопления (рис. 44). Охарактеризованный тип взаимоотношения первой надпойменной террасы и поймы весьма характерен не только для низо-

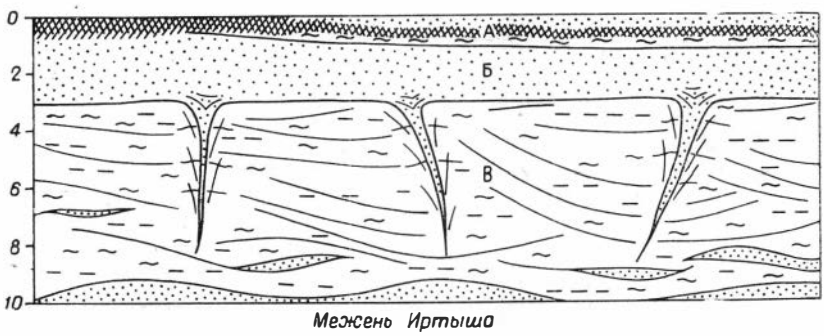


Рис. 45. Разрез первой надпойменной террасы на левом берегу Иртыша в 60 *км* выше г. Вагай (район пос. Сентовские).

вьев Тобола. Он прослежен нами на Ишиме, Иртыше, многих других реках и, несомненно, типичен для всех долин юга Западной Сибири.

В более северных районах первые террасы сильно заболочены, поэтому часто верхнюю часть разрезов их слагает торф. Мощность последнего постоянна, но в целом постепенно возрастает в северном направлении.

Характер многочисленных разрезов первой надпойменной террасы Иртыша на широтном отрезке изменчив. Чаще всего здесь обнажены горизонтально- и косослоистые русловые отложения (главным образом супеси и суглинки). Отдельные пачки слойков прослеживаются на весьма значительных расстояниях, что свидетельствует о весьма значительной ширине русла, в котором накапливались осадки. Нередко верхняя часть отложений террасы сложена горизонтально-слоистыми обогащенными растительными остатками отложениями пойменного типа. Среди этих разрезов, вскрывающих нормальный комплекс речных отложений, встречаются разрезы, верхняя часть которых сложена отложениями озерного типа, залегающими на речных отложениях нижней части разреза террасы с размывом. В качестве примера приведем описание разреза на правом берегу Иртыша в районе пос. Сентовские (в 60 *км* к востоку от г. Вагая), где Иртыш подрезает относительно пониженную поверхность первой надпойменной террасы. В обрыве левого берега высотой 9 *м* над меженным уровнем реки обнажены следующие слои (рис. 45):

А. Гумусированная почва (около 0,5 *м*), связанная с нижележащими осадками постепенным переходом. По простиранию она переходит в суглинок бурый, вертикально-трещиноватый, со следами корней, прикрытый гумусированным слоем (0,2 *м*) и серым разнозернистым песком (до 0,3 *м*). По всей вероятности, это отложения низового болота, синхронные почве. Они имеют резкую нижнюю границу . . . . . до 1,5 *м*.

Б. Песок желтовато-бурый, хорошо сортированный, с тонкими горизонтальными прослойками алеврита, реже суглинка. Слой прослежен вдоль берега реки на расстоянии нескольких километров. Основание его повсюду совершенно резкое (размыв) . . . . . до 2,5 *м*.

В. Легкий суглинок и глинистый алеврит, сильно слюдистый, темно-серый, обладающий крупной косой слоистостью. Изредка встречаются линзы разнозернистого серого песка с растительной трухой. Верхняя часть этого слоя разбита редкими, но очень глубокими (до 4 *м*) широкими морозобойными клиньями, часто с сериями мелких сопроводительных трещин. Слоистость лежащих над клиньями песков в основном не нарушена. Следовательно, образование клиньев завершилось до отложения слоя песков . . . . . около 7 *м*.

Слой В — русловой аллювий. Верхняя часть его размыта (по-видимому, абразией). Слой Б отлагался в озерной обстановке. Ранее начала накопления этих отложений верхняя часть аллювия была охвачена мерзлотными процессами, которые больше уже не возобновлялись. Позже образовалась почва и накопились низинно-болотные отложения. Аэровизуальные наблюдения позволили обнаружить следы мерзлотных процессов и в некоторых других районах первой надпойменной террасы и высокой поймы Иртыша. Наличие в верхней части первой надпойменной террасы озерных отложений, залегающих с резким размывом на нижележащем аллювии, наблюдалось нами во многих других разрезах этой террасы на правом берегу Иртыша (в 3 *км* выше пос. Казаковка, в районе пос. Крапива, у поселков Салы-первые, Кошелево, в некоторых разрезах правого берега Большой Оби выше устья Иртыша и многих других).

В качестве типичного для участков первой надпойменной террасы, прикрытых сверху слоем торфа, приведем разрез правого берега Иртыша близ пос. Б. Першино. Здесь в обрыве высотой 10 *м* над меженным уровнем Иртыша обнажены следующие слои:

А. Торф коричневато-бурый, иногда черный, представленный сильно разложившимся мхом. Чередуются прослои коричневого мха и почти черного, в основании слоя встречаются сгнившие стволы сосны . . . . . 1,6 *м*.

Б. Торф темно-коричневый, осоко-сфагновый, местами осоковый, сильно разложившийся. Близ основания слоя — прослой березовой коры и древесины, встречаются пни. Основание резкое . . . . . 1 *м*.

В. Темно-серый гумусированный суглинок, резко отграниченный от вышележащего торфа, напоминает погребенную почву . . . . . до 0,5 *м*.

Г. Суглинок горизонтально-слоистый. Чередуются желтовато-бурые (0,5—0,7 *м*) и голубовато-серые (0,3—0,4 *м*) прослои. Вниз по разрезу мощность голубовато-серых прослоев увеличивается до 0,8 *м*. В верхней части слоя встречаются клинья шириной до 5 *см* при глубине до 1 *м*, заполненные алевритом. В средней части слоя — нарушения слоистости в виде мелких складок . . . . . 5—8 *м*.

Осадки террасы слагают лишь нижнюю и среднюю части разреза. Характер их своеобразен; возможно, они отлагались в озерной обстановке. Поверхность этих отложений была прикрыта почвой, позже перекрытой торфом. Основание слоя торфа нередко располагается ниже современного уровня половодий. Вначале произошло заболачивание понижений, где развились низинные осоковые болота, которые позже обратились в сфагновые.

В. С. Волкова установила, что нижняя часть суглинков пыльцы и спор не содержит. В интервале 3—7 *м* преобладает пыльца древесных растений. Пыльцы травянистых и кустарничковых растений от 5 до 15%. Спор тоже 15%. Спорово-пыльцевой спектр по составу отличается от спектра вышележащего торфяника. В отложениях террасы устойчивое положение занимает пыльца сосны (40—45%). Пыльцы ели от 10 до 20%. Отмечается большое количество пыльцы березы из секции *Albae*. Здесь также нет пыльцы широколиственных пород. Травянистые растения представлены злаками и разнотравьем. Торфяники, перекрывающие осадки террасы,

содержат значительно больше пыльцы древесных растений (до 90%). В интервале 7—7,5 *м* среди древесной пыльцы преимущество принадлежит ели (от 10 до 40%), сосне (20—40%) и березе. Выше спектры меняются. Уменьшается содержание пыльцы ели и увеличивается — березы (80%). В спектрах появляется пыльца широколиственных пород (зерна липы и орешника). Пыльцевые зерна липы не являются переотложенными. Пыльца трав и кустарничков представлена единичными зернами. Среди спор преобладают сфагновые и зеленые мхи.

Верхняя часть отложений террасы, содержащая пыльцу и споры (интервал 3—7 *м*), накапливалась в условиях развития сосновых лесов со значительным участием (по долинам рек и берегам озер) ели, пихты и кедра. Роль березовых лесов была мала. Травянистый покров был представлен разнотравно-злаковыми ассоциациями. По характеру растительность была сходна с растительностью современной среднетаежной зоны. Присутствие значительного количества пыльцы ели свидетельствует о климате, несколько более влажном, чем климат современной средней тайги.

Торфяник по спорово-пыльцевым спектрам отчетливо подразделяется на три части. Нижняя часть (интервал 7—8 *м*) накапливалась в условиях развития еловых и сосновых лесов. Роль березы в лесах была, по-видимому, невелика. В травянистом покрове большую роль играли разнотравно-злаковые группировки. Климат был довольно влажным. Средняя часть торфяника (7—8 *м*) накапливалась в условиях сильного потепления климата, которое, по-видимому, относится к послеледниковому климатическому оптимуму. Преобладали березовые леса. Резко уменьшилась роль сосны, ели и пихты, появились липа и вяз. Широкое развитие получили разнотравные группировки, резко упало значение злаков. В группе спор резко сокращается содержание сфагновых мхов и увеличивается количество зеленых мхов. Верхняя часть торфа (9,5—10 *м*) накапливалась в условиях похолодания климата. В спектрах пыльцы древесных пород становится меньше. Сокращается содержание пыльцы березы, возрастает количество пыльцы сосны, ели, появляется пыльца кустарничковой березы. В районе разреза росли березово-сосновые леса.

Общие особенности строения поверхности и отложений первых надпойменных террас рек бассейна низовьев Иртыша и Оби позволяют подразделить время их формирования на несколько основных этапов.

Наиболее ранним этапом является фаза активной деятельности обильных по водности рек при более высоком, чем теперь, положении базиса эрозии. В поздние стадии этой фазы произошло резкое похолодание, в результате чего в районе широтного отрезка Иртыша большое развитие получили мерзлотные процессы. Позже произошло подтопление долин озерными водами до абсолютных отметок, близких к 60 *м*, во время которого существовавшие ранее речные русла были несколько изменены процессами абразии и озерной аккумуляции.

Следующий этап развития первых надпойменных террас связан со значительным понижением уровня половодий, сопровождавшимся, вероятно, значительным сокращением многоводности потоков. В то время сформировался богато гумусированный почвенный горизонт черноземного типа не только в пределах современной степной и лесостепной зон, но и значительно севернее, в тех районах, которые ныне характеризуются процессами образования почв подзолистого типа.

Заключительный довольно длительный по времени этап развития поверхности первых надпойменных террас сопровождался процессом прогрессивного заболачивания. В большинстве разрезов гумусированный почвенный горизонт на окраинах болот уходит под торфяники, прослежи-

ваясь в их основании. В местах наиболее низкого положения основания торфяников обычно залегает сильно разложившийся черный торф, формирование которого, несомненно, происходило в условиях низового болота. Эти факты указывают, что: а) первичная поверхность первых надпойменных террас была значительно менее плоской, чем современная; б) реки ранее начальных стадий заболачивания протекали на значительно более низком уровне, чем теперь, вследствие чего подавляющая часть поверхности террас была ареной интенсивного проявления процессов обра-

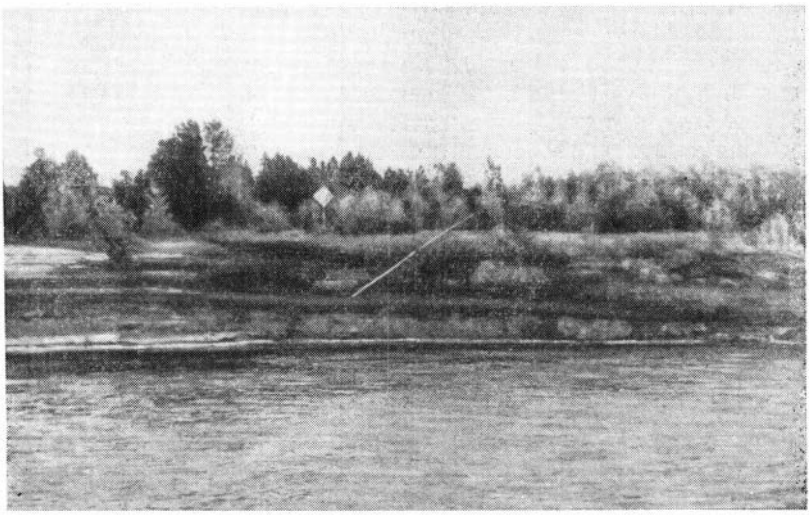


Рис. 46. Автохтонный торфяник на левом берегу Оби выше пос. Сургут. Ранние стадии накопления торфа протекали в условиях половодий, значительно менее высоких, чем теперь, так как основание торфяника расположено на высоте современного меженного уровня реки (фото И. А. Волкова).

зования почв черноземного и лугово-черноземного типов. Эти процессы продолжались, по-видимому, и в ранние стадии заболачивания. Климат в то время был, по всей вероятности, теплее современного; в) начальные этапы заболачивания проходили на высотных уровнях, близких к уровням современных меженных урезов воды в реках, о чем свидетельствует положение основания многих торфяников, вскрытых в обнажениях первых надпойменных террас и пойм (рис. 46), и сопровождались развитием преимущественно травянистых болот, т. е. болот, наиболее характерных для южной окраины современной болотной зоны Западно-Сибирской низменности; г) позже, во время широкого развития моховых, в частности сфагновых, болот началось повышение половодий, которые стали постепенно приближаться к современным по уровню.

Пойменные террасы рек бассейна низовьев Иртыша занимают сравнительно небольшую площадь дна долин (рис. 47). Поверхность пойм во многих местах изборождена многочисленными мелкими грядовыми формами рельефа и иными следами современных и недавних русловых процессов. Вместе с тем далеко не вся территория пойм обладает таким рельефом. Не менее широко распространен плоский или полого-волнистый рельеф. Уступы между поверхностями поймы и первой надпойменной террасы далеко не везде ясно выражены, напротив, очень часто переход между ними постепенный и никакого уступа нет.

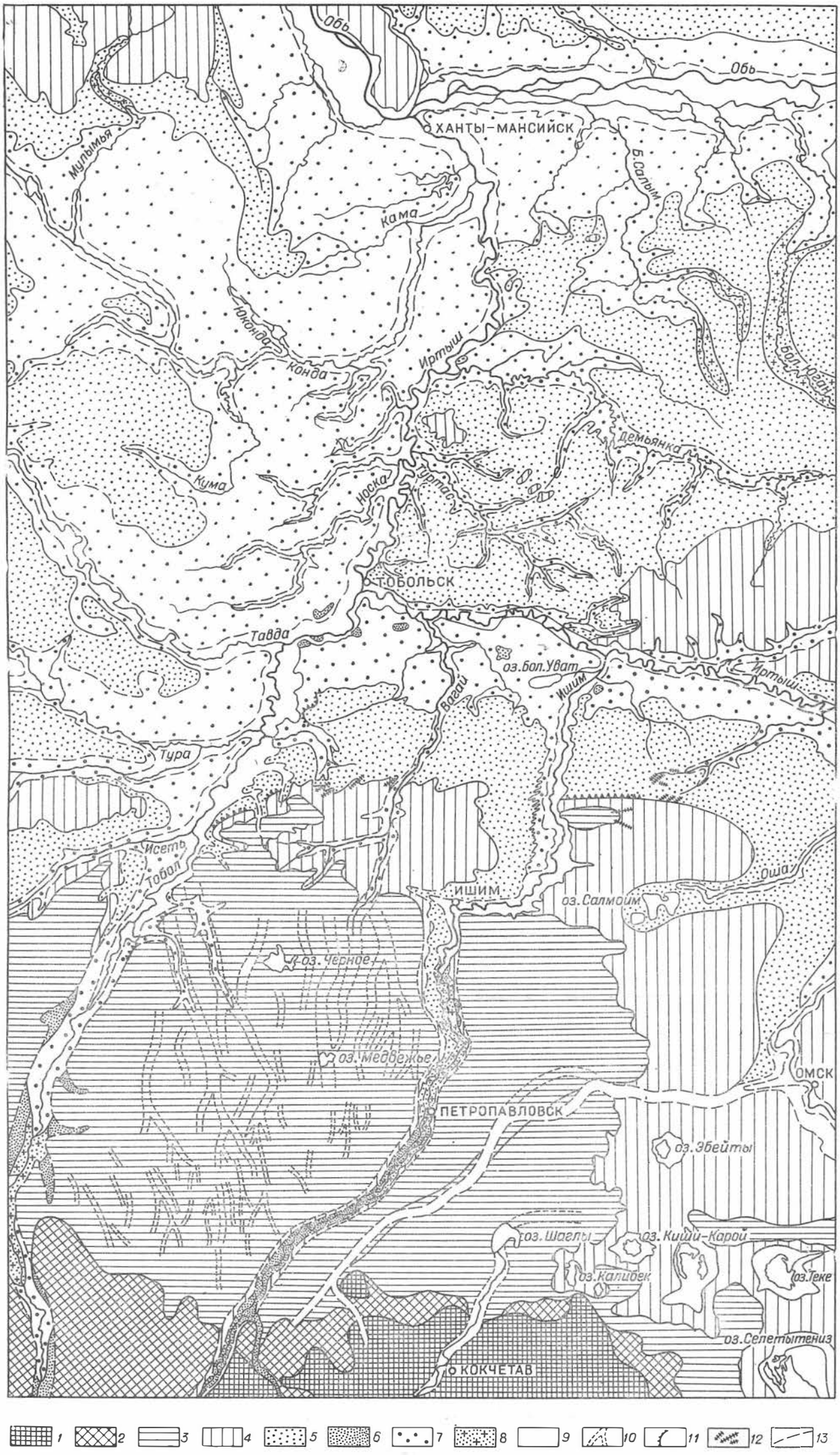


Рис. 47. Геоморфологическая карта юго-запада Западной Сибири (со снятым покровом лессовидных отложений и его рельефом).

Поверхности: *1* — мелкопесчаник, *2* — миоценовая пластовая равнина, *3* — плиоценовая пластовая равнина, *4* — среднечетвертичная (самаровская) абразионно-аккумулятивная озерная равнина и соответствующие ей по времени террасы современных речных долин, *5* — среднечетвертичная (тазовская) абразионно-аккумулятивная озерная равнина, *6* — дно и склоны среднечетвертичных (тазовских) долин, *7* — позднечетвертичная (позднезырянская) абразионно-аккумулятивная озерная равнина, *8* — дно и склоны позднечетвертичных (позднезырянских) долин, *9* — дно и склоны позднеледниковых и голоценовых долин. Формы рельефа: *10* — бровки склонов древних речных долин, *11* — абразионные уступы, *12* — береговые озерные валы и косы, *13* — эрозионные уступы.

И. А. Волков, В. С. Волкова, И. И. Задкова

Отложения пойм отличаются от таковых первых террас однообразной серой окраской, значительно более пестрым составом и худшей выдержанностью отдельных слоев. Преобладают косослоистые осадки тяжелого механического состава (чаще всего суглинки и глины), супеси и особенно пески встречаются реже.

Другой характерной чертой современных пойм является отсутствие в толще их осадков и на поверхности последних хорошо развитых почв. Гумусированные прослои здесь нигде не образуют хорошо развитых почвенных горизонтов значительной мощности, связанных с нжележащими отложениями постепенными переходами. Чаще всего это прослои намывного гумуса или почвенные горизонты низовых пойменных болот.

Наши наблюдения позволили заключить, что на значительных участках дна долин пойменная терраса формируется не за счет боковой эрозии и переработки более древних террас и междуречий, а за счет постепенного подтопления половодьями различных пониженных участков дна долин, ранее не заливавшихся. Там, где реки вскрывают относительно повышенные участки пойм, часто наблюдаются двучленные разрезы, верхняя часть которых сложена пойменными осадками, а нижняя — резко отличными от них прикрытыми хорошо развитой почвой отложениями, характерными для разрезов первой надпойменной террасы. Таким образом, формирование современных пойм отражает не только процессы боковой эрозии и аккумулятивной деятельности рек, но и процессы изменения величины и режима их стока во времени.

Глава третья

ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Южная часть района наших исследований, так же как и южная часть Западной Сибири вообще, является областью широкого распространения лессовидных покровных отложений, обладающих весьма своеобразными особенностями строения и условий залегания. Эти отложения повсеместно имеют резкую нижнюю границу и распространены на различных элементах рельефа. Они перекрывают самые разные по генезису, составу и возрасту породы, нередко резко отличаясь от них по облику. Лессовидные отложения исключительно редко перекрываются какими-либо осадками. Только в долинах рек можно наблюдать налегание на эти отложения более молодых озерных и аллювиальных осадков, а на междуречьях они перекрываются лишь осадками современных озер, торфом и почвой. Хотя состав лессовидных отложений разнообразен, многие характерные особенности их прекрасно сохраняются на огромных пространствах (цвет, карбонатность, особенности сортировки материала, характер слоистости и т. д.). Пользуясь почти сплошным распространением, лессовидные отложения образуют единый покров, обладающий своими собственными закономерностями изменения мощности, состава, слоистости и других характеристик. Этот покров, широко распространенный в Северном Казахстане и на равнинах южной окраины Западной Сибири, в некоторых местах подстилается отложениями, весьма сходными с ним по облику. Эти более древние лессовидные отложения в настоящей работе не рассматриваются.

Весьма сходные по внешнему виду с покровными лессовидными отложениями южной части района наших исследований осадки распространены и на Обь-Иртышском междуречье. Эти осадки слагают верхние части большинства обнажений правого берега широтного и нижнего меридионального отрезков Иртыша и широтного отрезка Оби, чаще всего образуя вертикальные малодоступные обрывы. Вдалеке от долин эти осадки почти повсеместно перекрываются торфом, вследствие чего изучение их крайне затруднено.

В южной части района исследований строение покровных лессовидных отложений изучалось с помощью многочисленных неглубоких скважин ручного бурения, шурфов, по искусственным разрезам. На Обь-Иртышском междуречье изучались обнажения склонов долины Иртыша и примыкающая к рекам краевая часть равнины междуречья, на дне долин Иртыша и Оби — также главным образом естественные разрезы. Материалы полевых исследований, дополненные, где это возможно, данными других исследователей, и легли в основу описания строения покровных лессовидных отложений и приложенной к тексту карты. Описание ведется по основным ступеням рельефа, охарактеризованным в предыдущих разделах.

КОКЧЕТАВСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ И ТЕНГИЗ-КУРГАЛЬДЖИНСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Кокчетавской возвышенности, так же как и в других районах Казахстана, покровные лессовидные отложения распространены и на междуречьях и в долинах. Как уже отчасти отмечалось, скальные породы в пределах Кокчетавской возвышенности почти повсеместно в той или иной степени прикрыты различными по возрасту и генезису рыхлыми отложениями. Среди этих отложений особенно широко распространены светлые желтовато-бурые карбонатные и пористые осадки, лишенные щебня и гальки или содержащие их в весьма малых количествах. В пределах значительных по площади участков возвышенности эти осадки пользуются сплошным распространением, покрывая междуречья, склоны и днища котловин и долин. Они встречаются и в районах преимущественного распространения скальных пород, покрывая нижние части склона и понижения рельефа.

Районы распространения лессовидных отложений характеризуются ландшафтом, резко отличным от других ландшафтов возвышенности, и поэтому указанные районы легко оконтуриваются на местности. В центральной части возвышенности лессовидные отложения встречаются в виде сравнительно небольших по площади пятен, а в ее окраинных частях покрывают обширные районы. Наиболее крупным районом сплошного распространения лессовидных отложений является урочище Жар-Каин-Агач в юго-западной части возвышенности, другой значительный район расположен в северо-западной, а ряд более мелких — в северо-восточной и восточной частях ее.

На сложенных с поверхности лессовидными отложениями междуречьях в юго-западной и западной частях возвышенности нами было пробурено несколько скважин глубиной от 6 до 10 *м*. Они вскрыли светлые суглинки и супеси характерного желтовато-бурого цвета со следами корней травянистых растений, не содержащие гравия, гальки и щебня. При этом все скважины не достигли подошвы лессовидных отложений. Некоторые скважины были пройдены на максимальных отметках междуречий и также не достигли подошвы лессовидных отложений, например скважина глубиной 8 *м*, пройденная на левобережье р. Джаксы-Кайракты.

На дне, а иногда и склонах многих долин, расчленяющих районы сплошного распространения лессовидных отложений, наблюдаются отдельные выходы скальных пород. Эти выходы встречаются и в мелких неглубоких, и в главных сравнительно глубоко врезанных долинах, и в оврагах, изредка прорезающих склоны долин. Из этого можно заключить, что поверхность скальных пород, скрытая под лессовидными отложениями, неровная и в основном следует неровностям рельефа. Таким образом, желтовато-бурые карбонатные суглинки и супеси залегают в виде покрова, повторяющего неровности поверхности древних пород. Мощность этих отложений на междуречьях, т. е. на участках рельефа, с которых в настоящее время происходит снос мелкозема, по-видимому, превосходит 8—10 *м*. С междуречий покров лессовидных осадков переходит на склоны и дно долин.

Для характеристики условий залегания лессовидных отложений на склонах форм рельефа, сложенных в основном скальными породами, рассмотрим один из разрезов, описанных нами в южной части возвышенности. В 5 *км* к запад-северо-западу от пос. Ишимское в границах мелкосопочника, развитого на палеозойских дислоцированных породах, в верхней части склона одного из холмов преобладающая грудницево-

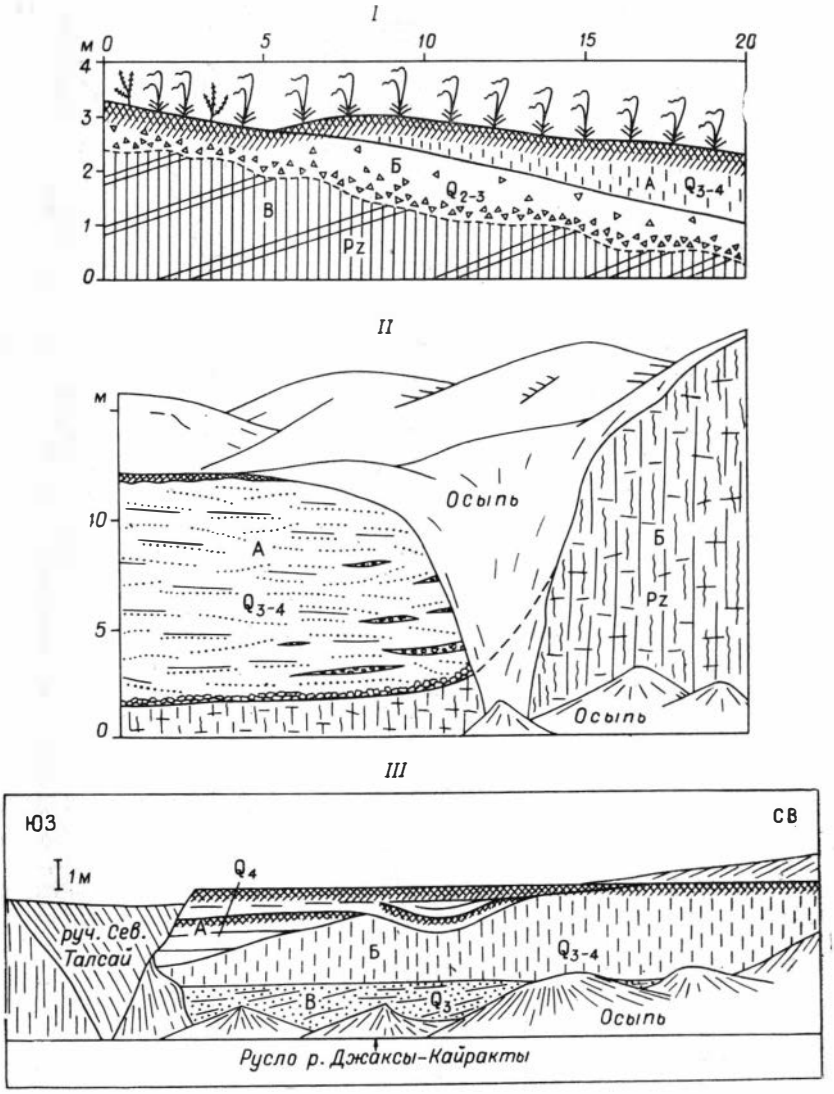


Рис. 48. Условия залегания покровных лессовидных отложений в пределах Кокчетавской возвышенности.

I — в 5 км к запад-северо-западу от пос. Ишимское, *II* — на левом берегу руч. Талсай, впадающего в р. Джаксы-Кайракты, *III* — на правом берегу р. Джаксы = Кайракты. Пояснения в тексте.

типчаковая растительность резко, без постепенного перехода, сменяется ковыльной. На границе между этими двумя типами растительности наблюдается едва заметное на глаз понижение, вытянутое параллельно простиранию склона. Поперек этой границы была выкопана канава, дополненная несколькими неглубокими скважинами ручного бурения. При этом были вскрыты следующие слои (рис. 48, *I*):

А. Суглинок неслоистый, карбонатный, пористый, опесчаненный, светлый, буровато-желтый. Он появляется в месте границы двух типов растительности. Ниже по склону его мощность постепенно возрастает до 5—7 *м*.

Б. Суглинок неслоистый, элювиально-делювиального типа, сильно опесчаненный, с выветрившимся щебнем. Основание слоя резкое и наклонено несколько кручеповерхности самого склона.

Граница растительности на склоне холма приурочена, таким образом, к резкой смене почвообразующих пород. На элювиально-делювиальных отложениях произрастают грудница и типчак, а на лессовидном суглинке — ковыли. По-видимому, на склоне холма происходит постепенный снос лессовидного суглинка с поверхности элювиально-делювиальных отложений.

Как видно из описания разреза, лессовидный суглинок залегает на склоне холма в виде покрова, который отложился на уже сформировавшиеся элементы рельефа. Этот суглинок не является продуктом переработки нижележащего слоя процессами выветривания, так как он совершенно не содержит крупного обломочного материала (гравия и щебня) и отделен от элювиально-делювиальных отложений резкой границей.

Сходно залегание лессовидных суглинков и супесей, покрывающих пологие склоны холмов и гряд, сложенных древними плотными породами, и в других районах возвышенности. Так, аналогичный покров лессовидных суглинков наблюдался нами и в западной части возвышенности (бассейн р. Аккан-Бурлук), и в ее восточной окраине, в районе оз. Коксенгир-Сор. Чаще всего лессовидные отложения не содержат щебня и гальки, но иногда в толще осадка разбросаны одиночные угловатые выветрелые обломки. Присутствие последних указывает на то, что во время накопления лессовидных отложений проявлялись также процессы постепенного перемещения обломочного материала элювиального происхождения вниз по склонам.

В пределах распространения холмистого и грядового рельефа, развитого на скальных породах, лессовидные суглинки и супеси (без щебня или с небольшим количеством его) выстилают различные понижения (замкнутые котловины, лощины, древние сухие долины и т. д.). Приведен один из разрезов таких суглинков, описанный нами в южной части возвышенности на левом берегу долины руч. Южный Талсай (правый приток р. Джаксы-Кайракты) в 10 *км* от его устья.

Здесь в обрыве берега ручья наблюдается разрез склона невысокого холма, сложенного интенсивно дислоцированными и метаморфизованными кембрийскими светло-серыми сланцами, и прилегающего к нему понижения, отчасти заполненного лессовидными отложениями (рис. 48, *II*). Вблизи склона холма в 12-метровом обрыве обнажена толща лессовидных отложений (слой А), налегающая на денудированные с поверхности палеозойские сланцы (слой Б).

Лессовидные отложения представлены суглинками светлыми, желтовато-бурыми, карбонатными, пористыми, опесчаненными, вертикально-трещиноватыми. Слоистость четкая, в целом близкая к горизонтальной, обусловленная изменением механического состава осадка. Присутствуют мелкие чешуевидные пластинки палеозойских сланцев, которыми сложен холм. Вблизи склона в толще суглинков встречаются маломощные пропластки неокатанного мелкого щебня, состоящего из обломков сланцев. Пропластки щебня и мелких неокатанных валунов наблюдаются также в основании горизонта лессовидных суглинков. Подошва слоя резкая. Ниже лессовидных отложений залегают дислоцированные кембрийские сланцы. На местности ясно видно, что суглинки покрывают не только дно, но и нижнюю часть склонов понижения. Неокатанность и несортированность обломочного материала в линзах и прослойках, встречающихся в толще лессовидного суглинка, весьма слабое обогащение продуктами разрушения сланцев, слагающих холм, а также особенности залегания суглинков на дне и склонах понижения свидетельствуют о том, что они отлагались не в субаквальной, а в субаэральной обстановке.

В качестве разреза, характеризующего залегание покровных лессовидных осадков в долинах мелких речек Кокчетавской возвышенности, приведем описание обнажения правого берега р. Джаксы-Кайракты выше впадения в нее руч. Северный Талсай (рис. 48, *III*). Здесь в обрыве невысокой террасовидной поверхности, постепенно переходящей в склоны долины, обнажены следующие слои:

А. Суглинок (местами супесь) неравномерно гумусированный, карбонатный, пойменного и старичного типа, основание слоя резкое и неровное. По направлению к основанию склона долины слой полностью выклинивается . . . . . до 2,5 *м*.

Б. Суглинок светлый, буровато-желтый, пористый, карбонатный, лессовидный, разбитый вертикальными трещинами. В нижней части слоя видна слоистость. Различаются пачки мелких косых слойков, разделенные четкими границами. Последние наклонны или горизонтальны. Много канальцев и перегнивших корней травянистых растений. Встречаются ходы грызунов. Подошва слоя резкая. Слой суглинка в виде непрерывного покрова переходит со дна долина на ее склоны и междуречье . . . . . 3,5 *м*.

В. Пески косослоистые, с прослоями гравия и мелкой гальки (русловый аллювий). Галька пестрого петрографического состава, сравнительно слабо окатана, что характерно и для современных русловых отложений р. Джаксы-Кайракты до 2 *м*.

Близ основания слоя суглинка видна четкая слоистость, которая, как будет показано ниже, весьма характерна для лессовидных отложений всей южной части района наших исследований. Ввиду этого нет никаких оснований считать слой Б делювиальными или пролювиальными отложениями. Совершенно очевидно, что в данном обнажении наблюдаются следы смены во времени деятельности потока какими-то другими процессами, сформировавшими слой лессовидных отложений. Эти процессы уже недавно вновь сменились аллювиальной деятельностью, в результате проявления которой сформировался слой А.

Условия залегания и строение покровных лессовидных отложений в долинах других мелких рек Кокчетавской возвышенности аналогичны. Там, где дно и склоны долин сложены с поверхности лессовидными отложениями, русло обычно проходит на дне узкого понижения, иногда имеющего вид каньона. Кроме поймы, имеется еще невысокая первая надпойменная терраса. Основная же часть дна долины, ширина которой нередко бывает весьма значительной, возвышается в виде террасовидной поверхности, постепенно переходящей в склоны долины. Ниже почвы здесь всюду залегают желтовато-бурые светлые лессовидные карбонатные отложения. Последние подстилаются либо элювием скальных пород, либо аллювием. Такое строение имеют, например, многие долины систем рек Акканбурлук, Иман-Бурлук, Шарык и др.

Не менее часто встречаются долины, один склон которых сложен в основном скальными породами, а другой — лессовидными отложениями (долины рек Джаксы-Кайракты в ее среднем и нижнем течении, Жиланды ниже пос. Третьяковка и многие другие). В одном километре ниже пос. Третьяковка на левом склоне долины р. Жиланды скальные породы образуют полосу сложнорасчлененного приречного мелкосопочника. Река имеет узкую пойму и неширокую первую террасу, во многих местах отделенную от остальной части долины крутыми уступами (рис. 49, *I*). Правый склон долины в отличие от левого сравнительно пологий и ровный. Крутизна его в верхней части постепенно уменьшается, и он плавно переходит в междуречье. Повсюду правый склон реки сложен лессовидными отложениями. В нескольких глубоких шурфах, пройденных в разных частях склона, ниже почвенного слоя были встречены легкие карбонатные желтовато-бурые суглинки, неслоистые, со следами корней. Состав и облик этих суглинков одинаков в нижней, средней и верхней частях склона. Нигде эти суглинки не содержат не только щебня, но и гравия.

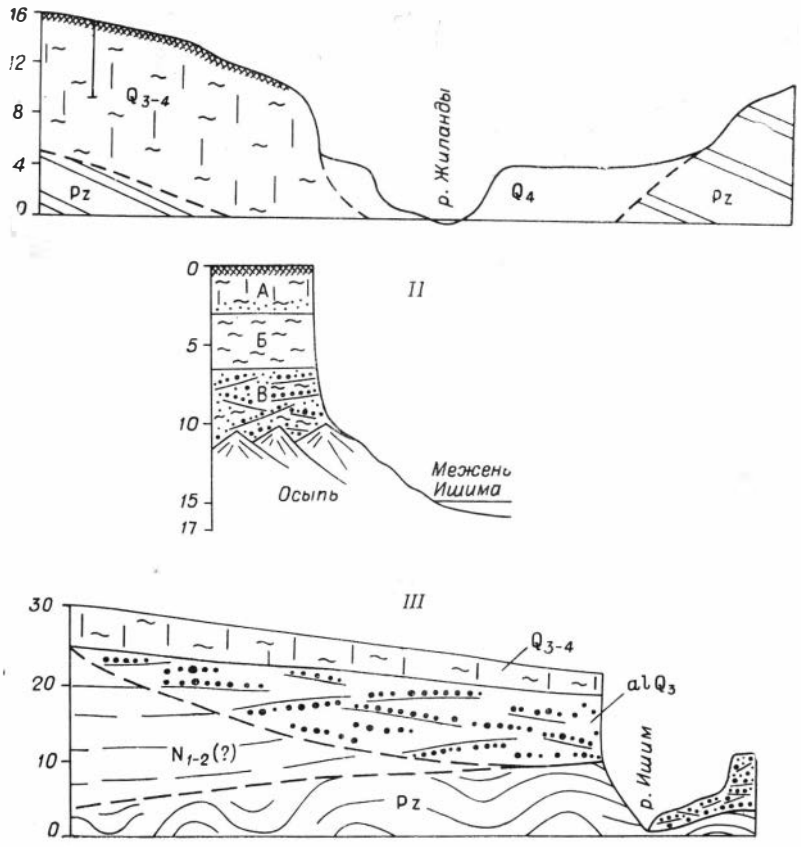


Рис. 49. Условия залегания покровных лессовидных отложений в речных долинах Кокчетавской возвышенности.

I — в нижней части склона долины р. Жиланды в 1 *км* к югу от пос. Третьяковка, *II* — на второй надпойменной террасе Ишима в 35 *км* к северо-западу от ст. Есиль, *III* — на левобережной второй надпойменной террасе Ишима против устья р. Аккан-Бурлук. Пояснения в тексте.

На пологом правом склоне долины на высоте 15 *м* над рекой нами была пробурена скважина глубиной 6 *м*. Она вскрыла однородную толщу светлого желтовато-бурого легкого суглинка без гравия и щебня. Слоистость, по-видимому, отсутствует, осадок сильно карбонатен, встречаются следы корней травянистых растений. В верхней части слоя суглинок почти сухой, а на глубине 6 *м* — едва свежий. Принимая во внимание тот факт, что обычно в нижней части толщи лессовидных отложений наблюдается слабый приток грунтовых вод, приходится заключить, что скважина далеко не дошла до нижней части слоя суглинка, общая мощность которого должна составлять, таким образом, около 8—10 *м*. Присутствие обширного по площади поля распространения на поверхности суглинка, совершенно не содержащего щебня и гравия, в пределах обширных районов развития скальных пород, элювия и различных других продуктов их выветривания крайне парадоксально. Состав этого суглинка и условия его залегания свидетельствуют о том, что накопление его происходило в исключительно своеобразной обстановке, когда на междуречье и склоне отлагался тонкозернистый материал одинакового состава, а плоскостной и линейный смыв практически не проявлялся.

Условия залегания лессовидных отложений в долине Ишима, на участке, где она оконтуривает южный и западный склоны Кокчетавской возвышенности, весьма сходны с таковыми мелких рек самой возвышенности. Как уже указывалось, Ишим имеет две ясно выраженные в рельефе надпойменные террасы. Первая терраса, слабо возвышающаяся над поймой, сложена русловыми и пойменными отложениями. Строение второй террасы с относительной высотой 15—25 *м* своеобразно. Она часто не имеет обособленной площадки, или ее площадка переходит в склоны долины, не образуя ясного уступа. В обрывах второй террасы нередко обнажена толща желтовато-бурых светлых суглинков и супесей, интенсивно карбонатных, в той или иной степени пористых, неслоистых или имеющих неясную, в общем горизонтальную слоистость и хорошо сохраняющих вертикальную стенку обнажения. В самой нижней части рыхлых отложений террасы обычно залегают хорошо сортированные косослоистые пески, гравий и галька руслового типа, имеющие косую слоистость. Эти осадки обычно отделены от перекрывающих их суглинков и супесей резкой границей. Чаще всего терраса цокольная и нижняя часть ее разрезов сложена скальными породами.

На широтном отрезе долины Ишима склоны ее обычно сложены скальными породами. Покровные лессовидные отложения здесь распространены далеко не везде. На меридиональном же участке скальными породами сложен обычно лишь правый склон долины, а на левом склоне почти повсеместно залегают лессовидные отложения. Последние во многих местах спускаются с равнины междуречья на склон долины и поверхность второй надпойменной террасы. Приведем разрезы, в которых можно видеть строение верхней части отложений второй надпойменной террасы Ишима.

Один из таких разрезов встречен нами в районе совхоза «Дальний», в 35 *км* к северо-западу от ст. Есиль. Здесь в левой части долины Ишима четко выражена в рельефе террасовидная поверхность, возвышающаяся на 15—20 *м* над меженным уровнем реки и постепенно переходящая в пологий склон долины. В береговом обрыве высотой 15 *м*, вскрывающем строение этой террасовидной поверхности, обнажены следующие слои (рис. 49, *II*):

А. Суглинок легкий, светлый, желтовато-бурый, интенсивно карбонатный, неслоистый, пористый, вертикально-трещиноватый. Внизу — некоторая примесь песчаных частиц. Основание резкое . . . . . 3 *м*.

Б. Суглинок буровато-серый, горизонтально-слоистый (пойменный или озерный). Основание резкое . . . . . 3,5 *м*.

В. Галечник русловый, косослоистый, с прослойками песка и суглинка. Встречаются глиняные окатыши размером до 2—3 *см*, пространство между этими крупными обломками заполнено разнозернистыми песками. Ниже этого слоя до уреза воды — осыпь. Видимая мощность слоя . . . . . 3 *м*.

Другой интересный разрез второй надпойменной террасы Ишима расположен в районе устья р. Аккан-Бурлук. Здесь в левой части долины Ишима наблюдается сложенная с поверхности пойменным аллювием первая надпойменная терраса, отделенная от более высокой части склона долины довольно крутым уступом. Пологий левый склон долины прорезан оврагами и подмывается рекой. Он сложен осадками различного возраста и генезиса. Разрез обрыва левого берега реки высотой 20—25 *м* вскрывает (рис. 49, *III*):

А. Суглинок тяжелый, карбонатный, светлый, желто-бурый, со следами корней травянистых растений и ходами землероев (особенно много их в верхней части слоя). Слоистость неясная, в целом близкая к горизонтальной. Основание резкое 3 *м*. Мощность слоя вверх по склону возрастает. В одном из оврагов она уже близка к 5 *м*,

а в буровой скважине, пройденной на склоне в 1 *км* западнее реки, основание слоя суглинка встречено на глубине около 5,5 *м*.

Б. Галечник русловый, косослоистый, с прослойками разнозернистого песка и гравия. Основание резкое . . . . . 7 *м*.

В. Скальные породы цоколя (раннепалеозойские) слагают нижнюю часть обрыва и дно русла . . . . . около 8 *м*.

В месте разреза первоначальное накопление суглинков на террасе было, по всей вероятности, неравномерным и происходило особенно интенсивно близ верхнего уступа ее площадки. Возможно также, что верхняя часть слоя лессовидного суглинка, прикрывавшего аллювий террасы, близ русла Ишима была снесена плоскостным смывом, в результате чего площадка террасы потеряла свою ясную обособленность от нижней части склона долины.

В целом изучение лессовидных отложений Кокчетавской возвышенности позволяет заключить, что здесь эти отложения залегают в виде покрова, не везде сохранившегося, повторяющего крупные неровности рельефа. Накопление лессовидных отложений имело место, когда основные формы рельефа уже существовали.

Покров лессовидных отложений, почти не содержащих гальки, щебня и гравия, на обширных пространствах сплошь покрывает междуречья, имеющие абсолютные высотные отметки, нередко более значительные, чем отметки мелкосопочника, развитого на скальных породах. Это не дает возможности считать лессовидные отложения делювием или пролювием. Лессовидные отложения перекрывают самые различные породы, не меняя существенно своего состава при переходах с одной породы на другую. Это свидетельствует о генетической самостоятельности покрова. Переход лессовидных отложений, имеющих более или менее одинаковый состав, с междуречий на склоны и дно понижений указывает на своеобразные условия седиментации. На междуречьях и склонах отлагался тонкозернистый материал более или менее одинакового состава, а процессы смыва на склонах либо были совсем слабыми, либо вовсе не проявлялись. Только при таких условиях на склонах могли накопиться мелкозернистые осадки, мощность которых нередко значительна.

Покров лессовидных отложений встречается в пределах Кокчетавской возвышенности на всех формах рельефа, кроме пойм и первых надпойменных террас. Значит, интенсивное отложение покровных лессовидных осадков происходило во время, предшествовавшее формированию аллювия и поверхностей первых надпойменных террас рек района Кокчетавской возвышенности.

Расположенная южнее широтного отрезка долины Ишима Тенгиз-Кургальджинская впадина не входит в границы района наших исследований. Однако здесь полезно привести полученные в свое время нами некоторые сведения по строению покровных лессовидных отложений этого района как сравнительный материал. На пространствах впадины обнажаются породы различного происхождения и возраста. В восточной и западной частях ее распространены скальные породы, на которых развит мелкосопочник. В северной и северо-восточной частях впадины встречаются также континентальные неогеновые (преимущественно глинистые) породы. Рельеф в этих районах наиболее выровненный и слабо расчлененный. В некоторых местах распространены лессовидные покровные отложения. В северной части впадины они покрывают сплошным чехлом центральную часть района, ограниченного на западе верховьями правых притоков Терсаккана, на юге — оз. Тенгиз, на востоке — нижним течением Нуры, на севере — долиной Ишима.

Лессовидные отложения изучались нами в центральной части указанного района, между поселками Ладыженка и Степное. Местность здесь

глубоко расчленена бессточными котловинами, нередко вытянутыми в широтном или восток-северо-восточном направлениях. Дно котловин занято солеными озерами и солончаками. Склоны котловин пологие, расчленены мелкими ложбинами стока и балками, образующими сложную сеть, которая в совокупности дренирует значительное пространство степи в окрестностях котловин. Верховья балок и вершины мелких ложбин стока слабо врезаны, неопределенно очерчены и сливаются в единую нерасчлененную слабо наклонную поверхность. Части степи, удаленные от котловин, не дренированы и слабо расчленены. Здесь встречаются западины и неглубокие котловины с плоским дном. Этот рельеф весьма сходен с рельефом областей сплошного распространения покровных лессовидных отложений южных склонов Кокчетавской возвышенности.

На повышенных участках, склонах ложбин стока и котловин ниже почвы залегают светлые желтовато-бурые тяжелые слабо песчанистые карбонатные суглинки. Эти же отложения слагают дно балок и большинства крупных бессточных котловин. Например, эти осадки вскрыты скважинами ручного бурения на дне котловины оз. Ак-Серякты, лощины оз. Шиликты и некоторых других крупных понижений. В нижних частях склонов наиболее крупных балок и некоторых бессточных котловин наблюдаются изредка россыпи щебенки или выходы пород, отличных от лессовидных. Перечисленные особенности строения рельефа и отложений показывают, что поверхность отложений, залегающих ниже покровных лессовидных суглинков, повторяет основные неровности современной поверхности. Значит, основные неровности рельефа образовались еще до отложения лессовидных суглинков, которые залегают в виде покрова, следующего в основном поверхности древнего допокровного рельефа. Во время накопления покровных лессовидных отложений бессточные впадины и котловины либо вовсе не были обводнены, либо были обводнены гораздо меньше, чем теперь, так как суглинки залегают на дне болотистых понижений и уходят под урез озер. Видимо, климат в эпоху отложения покрова суглинков был суше, чем теперь.

В 35—40 *км* к северо-востоку от пос. Ладыженка покровные лессовидные отложения были вскрыты несколькими скважинами ручного бурения. Самая глубокая из них, пробуренная в верхней части равнины междуречья южнее котловины оз. Шиликты, прошла 12 *м* по однородной толще светлых буровато-желтых карбонатных тяжелых лессовидных суглинков. На глубине 8 *м* появляются карбонатные включения до 2—3 *см* в поперечнике. Особенно много их на глубине 11—12 *м*. На глубине 9,5 *м* — слабый приток пресной грунтовой воды. Подошвы суглинка скважина не достигла. В нескольких менее глубоких скважинах, пробуренных на этой равнине, обнаружены те же суглинки. Подошва их также не была достигнута. Не вышла из покровных лессовидных суглинков и скважина глубиной 10 *м*, пробуренная в средней части пологого северо-западного склона котловины оз. Шиликты. Она встретила те же суглинки, с глубины 3 *м* несколько измененные вследствие слабого притока пресной грунтовой воды. Следовательно, в северной части Тенгиз-Кургальджинской впадины мощность покровных лессовидных карбонатных тяжелых суглинков на водораздельной равнине, склонах котловин и ложбин временного стока, во всяком случае, превосходит 10 *м*.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ

В пределах Ишим-Убаганского и Ишим-Тургайского междуречий эта равнина в целом наклонена к северу. В районе Ишим-Тургайского водораздела ее поверхность дренирована густой сетью ложбин временного

стока, входящих в бассейны Ишима и Тургая. В наиболее повышенной части Ишим-Тургайского междуречья и кое-где по левобережью Ишима на поверхность изредка выходят третичные и четвертичные породы различного происхождения и возраста. Вся же остальная часть территории здесь покрыта лессовидными преимущественно тяжелыми суглинками, которые залегают непосредственно ниже почвы и перекрывают породы различного возраста и происхождения. Хотя лессовидные отложения Ишим-Тургайского междуречья в полевых условиях нами почти не изучались, есть все основания считать, что они залегают в виде покрова, повторяющего неровности древнего рельефа. Об этом свидетельствует характер поверхности пород, подстилающих лессовидные осадки. Выходы этих пород встречаются и на дне долины Ишима, и на дне ложбин стока, прорезающих междуречье, и на их склонах, и на междуречьях между ними.

Севернее, на Ишим-Убаганском междуречье строение лессовидных отложений изучалось нами к западу от впадения в Ишим р. Аккан-Бурлук. Здесь западнеее долины Ишима вплоть до долины Убагана простирается сравнительно слабо расчлененная, преимущественно бессточная равнина. Изредка встречаются неглубокие озерные котловины. Распространены западины, количество которых постепенно возрастает в северном направлении. Лессовидные отложения распространены и в западной части долины Ишима, и на равнине междуречья. Они залегают в виде покрова, переходящего со второй надпойменной террасы на склон долины и равнину междуречья. Между Ишимом и группой озер Бие-Сойган эти отложения были пройдены нами большим количеством скважин ручного бурения. Приведем описание некоторых из них.

В 25 *км* к западу от устья р. Аккан-Бурлук ниже почвенного гумусированного горизонта (30—40 *см*) скважина встретила следующие слои:

А. Суглинок тяжелый, светлый, желто-бурый, карбонатный, лессовидный, лишенный каких-либо палеонтологических остатков, весьма однородный. Вниз по разрезу влажность суглинка постепенно увеличивается. Основание резкое . . . 5 *м*.

Б. Темные, ниже более светлые, зеленовато-серые пластичные глины, не вскипающие с соляной кислотой, но содержащие многочисленные крупные мергельные конкреции, которых особенно много в верхней части слоя. Вскрытая мощность 3 *м*.

Переход между лессовидным суглинком и глиной своеобразен. На глубине 5 *м* керн внезапно становится вертикально-полосчатым. Светлые буровато-желтые полосы лессовидного суглинка здесь чередуются с резко ограниченными от них зеленовато-серыми полосами из пластичной глины, в которой много мергельных конкреций. Ниже количество и толщина желтовато-бурых полос быстро уменьшается. С глубины 5,5 *м* до забоя вскрыты уже ненарушенные глины. По аналогии с многочисленными разрезами, часть которых будет приведена ниже, такой характер перехода свидетельствует о наличии в верхней части слоя Б сети погребенных трещин, выполненных материалом, тождественным составу нижней части слоя А.

В двадцати других скважинах, пробуренных на равнине к западу от устья р. Аккан-Бурлук, встречены отложения, разрез которых весьма сходен с описанным выше. Лессовидные суглинки здесь отличаются исключительным постоянством свойств: они повсюду имеют одинаковую окраску, вскипают в соляной кислоте, обладают характерной комковатой структурой, палеонтологические остатки в них отсутствуют. Всюду лессовидные суглинки подстилаются зеленовато-серыми глинами, аналогичными описанным выше. Переход от лессовидных суглинков к подстилающим глинам либо резкий, либо керн в месте перехода становится вертикально-полосчатым. Мы считаем, что западнее устья р. Аккан-Бурлук отложения,

подстилающие лессовидные суглинки, так же как и в других районах Северного Казахстана и Западной Сибири (см. ниже), в верхней части разбиты трещинами, выполненными материалом, тождественным нижней части слоя лессовидных отложений. В тех скважинах, в которых бур не попал на трещину, наблюдается резкий переход к зеленовато-серой глине, там же, где бур прошел по границе зияющей трещины, полость которой выполнена лессовидным осадком, керн вертикально-полосчатый.

Западины Ишим-Убаганского междуречья представляют собой округлые (чаще всего приближающиеся по очертаниям к правильному кругу) понижения. Глубина и диаметр их различны. Большинство понижений не превышает 100 *м* в поперечнике при глубине до 0,5 *м*. Дно мелких западин обычно слабо вогнутое; оно плохо отграничено от склонов. Крупные западины, имеющие диаметр до 1 *км*, напротив, имеют плоское дно и более определенно очерченные склоны. Во влажные времена года в них накапливается вода, некоторое время сохраняющаяся в виде мелководного озерца или лужи. Края западин средних и крупных размеров часто слабо приподняты. Иногда западины не разбросаны по поверхности степи в беспорядке, а располагаются в виде цепочек, изгибающихся дугообразно, подобно типичным речным излучинам. В южной части междуречья встречаются западины, соединенные друг с другом ложбинами временного стока. А. С. Преображенский (1957) считал, что такие западины образуются на дне ложбин стока в результате неравномерных просадок. От края к центру нескольких западин различных размеров нами были пройдены инструментальные нивелировочные профили. На профилях были пробурены скважины, взаимные превышения которых были точно определены. Таким образом, получены надежные данные относительно строения поверхности западин, мощности и состава лессовидных отложений, особенностей строения поверхности и верхней части пород, их подстилающих.

Выяснилось, что западины в районе Ишим-Убаганского междуречья имеют различное строение. Типы западин, выделенные нами, характерны для всей южной части района исследований. Приведем краткое описание результатов наших наблюдений.

В 23 *км* к запад-северо-западу от устья р. Аккан-Бурлук на склонах и дне округлой западины, имеющей диаметр около 200 *м* при относительной глубине около 0,8 *м*, были пробурены четыре скважины глубиной около 6,5 *м* каждая. Пятая скважина глубиной 8,5 *м* была пройдена за пределами западины (рис. 50). При этом были вскрыты следующие слои:

А. Почва черноземного типа. За пределами западины она имеет мощность, близкую к 0,3—0,4 *м*. К центру западины мощность постепенно возрастает до 1,5 *м*. В мелких закопушках видно, что переход гумусированного слоя к нижележащим отложениям постепенный. Видны затеки и «языки», особенно сильно выраженные на склонах и дне западины.

Б. Суглинок тяжелый, слабо песчанистый, светлый, желтовато-бурый, вскипающий в соляной кислоте, в сухом состоянии комковатый. Видны мелкие кристаллики кальцита и гипса. В центральной части западины на глубине 1,5—2 *м* от поверхности много скоплений извести («белоглазка»). За пределами западины в верхней и средней частях слоя видна пористость. Ни в одной из скважин в суглинке не зафиксирована слоистость и не встречено каких-либо палеонтологических остатков. Влажность суглинка с глубиной в западине быстро возрастает. На глубине около 2,5 *м* здесь наблюдается слабый приток пресной грунтовой воды, по-видимому, насыщенной карбонатами. Вне котловины верховодки нет. Основание слоя повсюду резкое. Мощность слоя за пределами западины близка к 5 *м*, а в центре ее — к 5,5 *м*. Поверхность основания слоя в центре западины расположена почти на 1,5 *м* ниже, чем за ее пределами.

В. Глина серая и зеленовато-серая, тонкодисперсная. Много рыхлых мергельных конкреций до 4 *см* в поперечнике. Во всех скважинах в верхней части глин зафиксирована вертикальная полосчатость керна, свидетельствующая о сети зияющих трещин, выполненных вышележащим суглинком. Наибольшая вскрытая мощность 3,5 *м*.

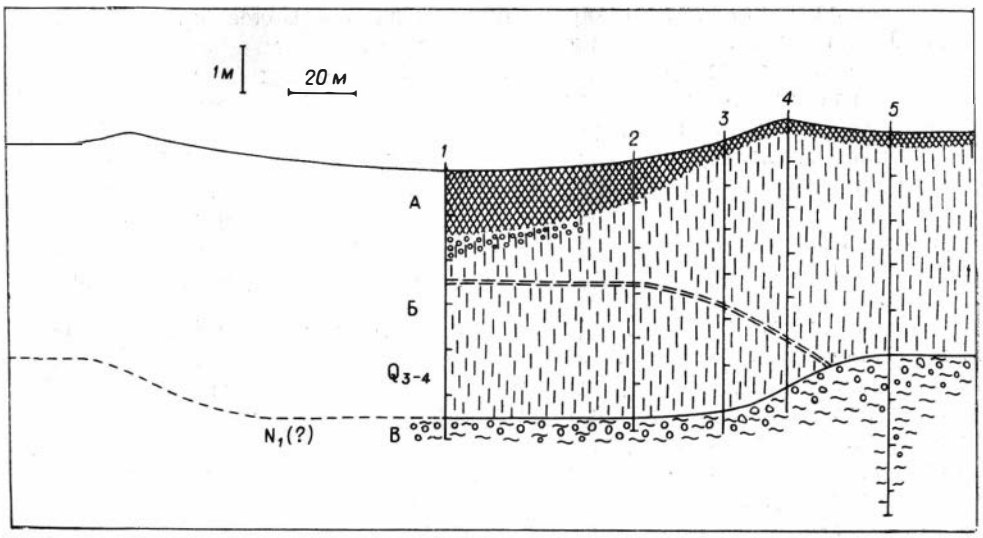


Рис. 50. Залегание покровных лессовидных отложений на склонах и дне неглубокой котловины в 23 *км* к запад-северо-западу от устья р. Аккан-Бурлук. Двойная штриховая линия — уровень грунтовой воды в момент бурения. Пояснения в тексте.

Итак, западина пространственно совпадает с понижением поверхности глин, залегающих под слоем лессовидного суглинка. Последний, следовательно, выстилает дно и склоны понижения, существовавшего еще ранее отложения лессовидных осадков.

Из каждой буровой, пройденной в районе западины, было произведено определение гранулометрического состава образцов, отобранных через 0,5 *м*. Анализ проводился в Лаборатории аэрометодов сотрудником М. М. Уствольской гидравлическим дисперсным способом П. А. Качинского с предварительной промывкой образцов соляной кислотой до полного растворения карбонатов. Всего выполнено 42 анализа, результаты которых отражены на столбчатых диаграммах и совмещенных с ними таблицах (рис. 51). Учитывалось весовое и процентное содержание веществ, растворимых в соляной кислоте (преимущественно карбонатов), и следующих 6 фракций: 1—0,25 *мм*; 0,25—0,05; 0,05—0,01; 0,01—0,005; 0,005 — 0,001 и менее 0,001 *мм*.

Лессовидные отложения в целом имеют гранулометрический состав более легкий, чем подстилающая их глина. Следовательно, они не являются элювием этой глины. Количество соединений, растворимых в соляной кислоте, в лессовидных отложениях колеблется от 10 до 19% от общего веса образца. Распределение по разрезу этих соединений неравномерно. Их больше в верхней и нижней частях слоя и меньше в средней. Эта разница более определенно выражена в центральной части западины.

Состав лессовидных отложений во всех скважинах и в разных частях разреза каждой скважины мало меняется и почти всюду характеризуется значительным (обычно 15—20%) содержанием фракций алеврита (0,05—0,01 *мм*) и глины (менее 0,001 *мм*). Количество последней повсюду максимальное по отношению к количеству любой другой фракции и обычно колеблется от 30 до 45% при малом содержании песчаных фракций (крупнее 0,05 *мм*) и пониженном — иловатых (0,01—0,005 и 0,005—0,001 *мм*). Вследствие этого столбчатые диаграммы повсеместно имеют характерный двухвершинный вид, менее или вовсе не свойственный нижележащим глинам.

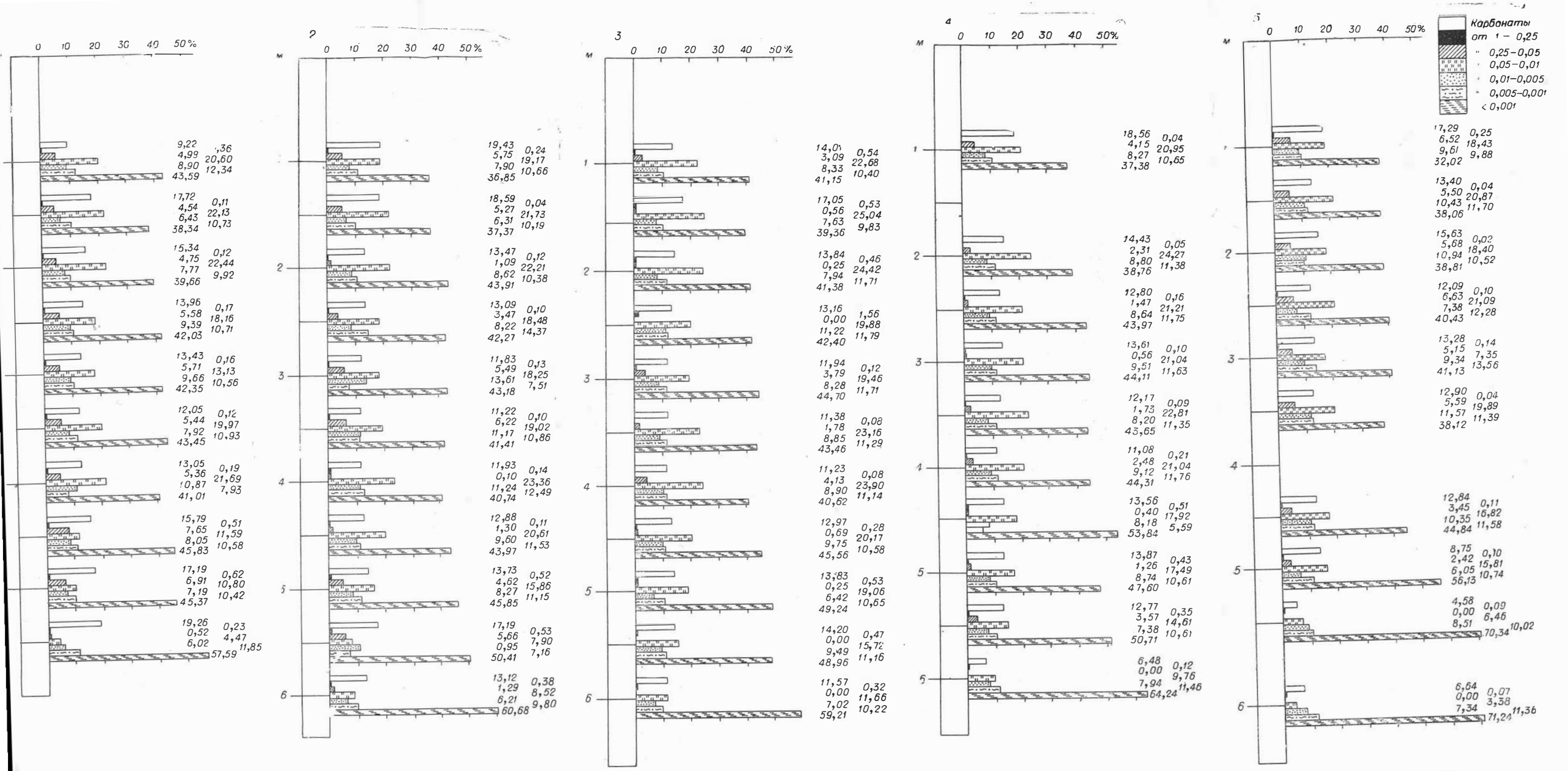


Рис. 51. Результаты определения гранулометрического состава покровных лессовидных отложений на склонах и дне котловины в 23 *км* к запад-северо-западу от устья р. Аккан-Бурлук. Цифрами указаны условные номера скважин.

В центре понижения материал по всему разрезу более крупнозернистый. Эта разница особенно ясно видна (рис. 50, 51) при сравнении отложений скважины, пройденной на краю дна западины (рис. 50, скв. 3) и в ее центре (скв. 1). Если на результаты анализа не повлияли погрешности метода и состав осадка действительно меняется подобным образом (что весьма вероятно), следует заключить, что эта разница обусловлена различием скоростей движения среды осадконакопления в центре и у края западины, преобладавших во время накопления лессовидных отложений. Это, в свою очередь, дает возможность предполагать, что неровность на месте западины существовала в течение всего времени отложения этих осадков.

В глинах содержание соединений, растворимых в соляной кислоте, обычно более низкое, чем в лессовидных отложениях. В результатах анализа отражено содержание лишь тех растворимых в кислоте веществ, которые рассеяны в самой глине равномерно или в виде достаточно мелких скоплений. Глины состоят в основном из частиц мельче 0,001 *мм* (57—71%). Частиц размером 0,05—0,001 *мм* немного. Почти всюду мелких частиц больше, чем крупных. Такой тонкодисперсный состав глин свидетельствует о слабой динамике среды седиментации.

Судя по результатам определения гранулометрического состава миоценовых глин и перекрывающих их лессовидных отложений, последние в генетическом отношении самостоятельны. Формирование их началось после перерыва осадконакопления, в течение которого верхняя часть толщи глин была обогащена мергельными конкрециями. Часть конкреций, несомненно, вторична. Перед началом отложения лессовидных осадков верхняя часть глин была разбита сетью трещин, полости которых потом были заполнены материалом, тождественным по облику и составу нижней части лессовидных отложений. Накопление последних происходило в значительной степени за счет поступления нового обломочного материала, имеющего более крупнозернистый состав, чем нижележащие глины. Поверхность самих отложений в процессе их накопления, по-видимому, была неровной, а динамика среды осадконакопления в разных местах была различной.

В 22 *км* к западу от устья р. Аккан-Бурлук в районе округлой в плане западины, имеющей диаметр около 140 *м* при глубине около 0,7 *м* (рис. 52), было пробурено три скважины глубиной 5,5—6 *м*. Они вскрыли следующие слои:

А. Гумусированный слой черноземной почвы. Мощность его рядом с западиной 0,3—0,5 *м*, а в ее центре — около 1,5 *м*. В закопушках видна языковатость гумусированного слоя, особенно четкая на склонах и дне западины.

Б. Суглинок тяжелый, светлый, желтовато-бурый, слабо песчанистый, за пределами западины комковатый и слегка пористый. Основание слоя резкое. Мощность вместе с почвой (слой А) в центре западины около 5 *м*, а за ее пределами близка к 5,7 *м*. Какой-либо разницы в составе суглинка в районе западины и за ее пределами не наблюдается.

В. Глина тонкодисперсная, серая и зеленовато-серая. Много мергельных конкреций до 3 *см* в поперечнике. Поверхность глин совершенно горизонтальна. В верхней части слоя наблюдается вертикальная полосчатость керна, такая же как и в других скважинах . . . . . 1 *м*.

Итак, в районе западины поверхность глин, подстилающих лессовидный суглинок, не образует понижения. Сама западина целиком образована за счет уменьшения мощности суглинка. Под западиной суглинок несколько более плотный и менее пористый, чем за ее пределами. Кроме того, на дне западины видны глубокие зияющие трещины, имеющие ширину до 5 *см*. Эти трещины глубиной 1 *м* образуют многоугольные полигоны, имеющие поперечник 1,5—2 *м*. Все эти признаки указывают на постепен-

ное уплотнение суглинка в районе западины под влиянием сезонного намокания и высыхания. Трещины усыхания, аналогичные описанным, распространены и в других западинах степной части района исследований. Они способствуют постепенному уплотнению слоя покровных отложений, вследствие чего мощность последних со временем несколько уменьшается. По-видимому, именно в результате проявления указанных процессов и образовалась охарактеризованная выше западина.

На дне западин, образующих цепочки, изгибающиеся подобно типичным речным излучинам, не встречено осадков, сходных по облику с аллювиальными. Не встречено таких осадков и буровыми скважинами ниже лессовидных суглинков. Отсутствие аллювия на поверхности и

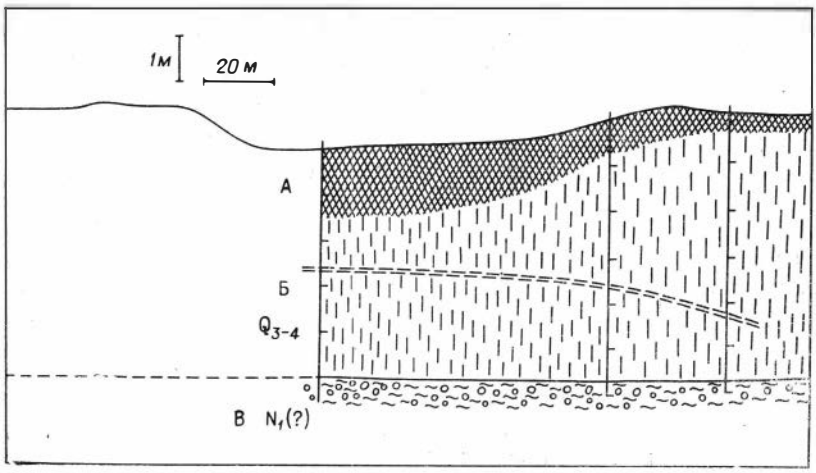


Рис. 52. Условия залегания покровных лессовидных отложений под западиной в 22 *км* к западу от устья р. Аккан-Бурлук. Двойная штриховая линия — уровень грунтовой воды в момент бурения. Пояснения в тексте.

четковидный, состоящий из отдельных, разобщенных друг от друга западин, контур древних русел заставляет предполагать, что в данном случае в рельефе отражены русла, существовавшие еще до отложения лессовидных осадков. После отложения этих суглинков различный ход диагенетических процессов (в частности, просадочных) обусловил возникновение цепочек западин над местами древних русел. Эти западины, по нашему мнению, отражают неровности рельефа поверхности или резкое изменение литологического состава отложений, подстилающих покровные лессовидные осадки.

Крупные озера Убаган-Ишимского междуречья (Бие-Сойган, Жаншура и др.) весьма мелководны. Они почти сплошь заросли камышом и неопределенно отграничены от остальной местности. Склоны их понижений пологие и почти всюду постепенно переходят в прилегающую равнину. Здесь повсюду распространен покров лессовидных отложений (главным образом тяжелых суглинков и глин). Он переходит со склонов на дно котловин и уходит под урез воды озер. При этом лессовидные отложения по берегам и краевым участкам дна озер, по-видимому, нигде не прикрыты сколько-нибудь значительным по мощности слоем озерных осадков. Эти особенности залегания лессовидных суглинков были прослежены нами на восточном берегу оз. Жаншура; при наблюдении с воздуха видно, что

подобные особенности характерны и для котловин других озер. Отсюда следует, что озера образовались позже отложения лессовидных суглинков и глин.

Наши исследования показали, что западнее устья Аккан-Бурлук в левой части долины Ишима и на равнине междуречья лессовидные отложения залегают в виде единого покрова мощностью 5—6 *м*. Он лежит на породах различного состава и возраста и непрерывно переходит со второй надпойменной террасы Ишима на склон долины и равнину междуречья. В пределах последней встречаются неглубокие понижения, возникшие ранее начала накопления лессовидных отложений, выстилающих склоны и дно таких понижений. Некоторые мелкие впадины сопровождаются уменьшением мощности покрова и образовались, по-видимому, за счет процессов диагенеза в нем. Во время отложения покровных лессовидных осадков озера отсутствовали. На их месте были неглубокие понижения, в пределах которых происходило сплошное накопление лессовидных осадков. Позже образовались озера. Они еще не успели выработать четко обособленные котловины и накопить значительный по мощности слой озерных отложений. Эти особенности строения озер указывают на то, что формирование покровных лессовидных отложений завершилось сравнительно недавно.

Многочисленные буровые скважины и шурфы, пройденные в районе пологого уступа, с которым совпадает северная граница Тургайской равнины, показали, что покров лессовидных суглинков и здесь пользуется почти сплошным распространением. Состав их постепенно становится более разнообразным, а мощность изменчивой.

На северной окраине Тургайской равнины в канавах для трубопроводов глубиной до 3 *м* ниже почвы черноземного типа повсюду вскрыта однородная толща суглинков, светлых, желтовато-бурых, в той или иной степени песчанистых, неслоистых или имеющих неясную, в целом близкую к горизонтальной слоистость, пронизанных канальцами на месте сгнивших корней травянистых растений, нигде не содержащих каких-либо палеонтологических остатков. Местами на глубине около 1,5—2 *м* от поверхности почвы окраска суглинка становится неоднородной, появляются вертикальные неясные полосы и примазки, разделенные перемычками, в пределах которых суглинок более песчанистый. Этот неоднородно окрашенный прослоек имеет обычно толщину около 0,3 *м* и довольно хорошо прослеживается вдоль стенок канавы. В других местах его нет.

В 15 *км* к северо-западу от оз. Как на дне канавы была пробурена скважина, дополнившая разрез до глубины 9 *м*. Эта буровая прошла по толще песчанистых светлых желтовато-бурых в нижней части пластичных суглинков. На глубине около 7 *м* от поверхности почвы в керне наблюдаются неясные полосы и примазки, которые ниже исчезают. Буровая не вышла из суглинков. В отличие от многих других мест здесь под покровными лессовидными отложениями на глубине около 7 *м* встречены сходные с вышележащим слоем отложения и не вскрыта поверхность миоценовых глин. Возможно, толща лессовидных осадков мощностью более 9 *м* едина, но в нижней части ее материал лучше сортирован и в целом более легкого состава. Указанный тип разреза не является широко распространенным ни для более южных, ни для более северных районов. Он приведен для того, чтобы показать, что на северо-восточной окраине Тургайской равнины мощность покровных лессовидных отложений местами, по-видимому, увеличивается до 9—10 *м*, а внутри толщи встречаются неоднородно окрашенные прослойки (возможно, остатки погребенных почв).

Структура покровных лессовидных отложений своеобразна. Хотя внешне эти отложения однородны и неслоисты, в действительности они состоят из сортированного материала, образующего тонкие слойки. Эти элементарные слойки сложены частицами различного размера и имеют местами наклон свыше 10°. Ввиду того, что границы раздела пачек слойков обычно более или менее горизонтальны, нередко в лессовидных отложениях иногда заметна неясная слоистость, близкая к горизонтальной. Наличие ее свидетельствует об изменчивости динамики среды, в которой накапливался осадок.

В лессовидных отложениях встречается много вертикальных трещин и мелких цилиндрических канальцев. Их особенно много в верхней части слоя, обладающей обычно низкой влажностью. В нижней части покрова суглинки обычно мокрые и пластичные. Нередко здесь наблюдается слабый приток грунтовой воды, часто заполняющей плохо сохранившиеся трещины и канальцы. Сеть трещин особенно хорошо видна в стенках канав, шурфов и карьеров. Нередко трещины имеют характерные глянцевитые поверхности, между которыми зажата сеть современных и сгнивших корней травянистых растений. Иногда поверхности трещин как бы присыпаны сортированным светло-серым алевритом и тонкозернистым песком. Эти особенности строения трещин говорят о том, что вдоль них происходит быстрое нисходящее перемещение влаги. Канальцы, пронизывающие слой лессовидных отложений, имеют диаметр от 0,2 до 1 *мм*, реже до 1,5 *мм*. Направление их чаще всего более или менее вертикальное. Почти все канальцы имеют в поперечном сечении форму правильного круга. Нередко встречаются остатки корней травянистых растений в виде тонких ниток или лент. Совершенно очевидно, что канальцы образовались на месте корней травянистых растений, произраставших во время формирования суглинков и позже.

В лессовидных суглинках северо-восточной части Тургайской равнины, так же как и во всей южной части района наших исследований, присутствуют песчаные и алевритовые зерна, состоящие из сухой глины. Невооруженным глазом эти зерна не всегда заметны; мы обнаружили и изучили их, систематически просматривая лессовидные отложения с ненарушенной структурой с помощью лупы. Алевритовых и песчаных зерен, состоящих из сухой глины, в одних слойках совсем мало, а в других они преобладают. Размеры их соответствуют размерам зерен каждого слойка. В слойках, сложенных относительно крупнозернистым материалом, встречаются зерна размером до 0,5 *мм* и более крупные. Зерна глиняного песка и алеврита имеют различную степень окатанности и залегают обычно вперемешку с зернами кварца, полевого шпата и иных минералов. Таким образом, они не являются агрегатами, образовавшимися уже в отложившемся осадке, а представляют собой обычный обломочный кластический материал, накапливавшийся одновременно с зернами кварца, полевых шпатов и других минералов.

Отсюда следует, что во время формирования покровных лессовидных отложений северо-восточной окраины Тургайской равнины наряду с зернами устойчивых минералов переносились, окатывались, сортировались и захоронялись зерна, состоящие из сухой глины. Следовательно, обнаженные сухие глинистые породы в областях сноса подвергались в то время активной дезинтеграции и служили существенным источником подвижного обломочного материала, который, претерпев перенос, захоронялся в виде зерен глиняного песка и алеврита.

ЮЖНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

(Ишимская степь)

Указанная территория является областью почти сплошного распространения лессовидных отложений. Многие свойства их поразительно однообразны. На огромных пространствах они залегают непосредственно под почвой, переходя с междуречий на склоны и дно долин и озерных котловин. Изменения в составе покровных лессовидных отложений часто не отражают изменений состава подстилающих пород, а происходят, подчиняясь закономерностям, свойственным лишь для самой их толщи. В целом наличие этих отложений накладывает глубокий отпечаток на характер всей природы Ишимской степи. Описание характера залегания и строения лессовидных отложений приводится по выделенным ранее районам.

ИШИМ-ТОБОЛЬСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Большая часть указанной территории полностью лишена сети местных современных долин. Лессовидные отложения здесь залегают в виде единого плаща изменчивой мощности и состава, перекрывающего с резким денудационным перерывом отложения самого различного возраста и генезиса. Для характеристики условий залегания и состава этих отложений приведем описание разрезов некоторых буровых скважин, шурфов, канав и карьеров, изученных нами.

В юго-восточной части Ишим-Тобольского междуречья в 4 *км* к западсеверо-западу от пос. Марьевка на плоской окраинной части равнины близ перехода ее в пологий левый склон долины Ишима скважина глубиной 4,2 *м* вскрыла следующие слои (рис. 53, *I*):

А. Ниже почвы (0,4 *м*) вскрыт суглинок светлый, желтовато-бурый, тяжелый, карбонатный, слабо песчанистый, встречаются одиночные зерна гравия (редко). На глубине 3—3,5 *м* песчаных частиц становится больше. Основание слоя резкое . . . . . 3,5 *м*.

Б. Песок разнозернистый, желтый, с прослойками гравия и гальки, окрашенными железистыми окислами . . . . . 0,7 *м*.

В указанном месте лессовидный суглинок залегает на русловых отложениях, имеющих, вероятно, позднеплиоценовый или раннечетвертичный возраст.

Западнее, в 28 *км* к запад-северо-западу от пос. Марьевка, в 2,5 *км* к северу от пос. Дмитриевка в верхней части гривы, имеющей относительную высоту 7—8 *м*, пробурена скважина глубиной 4 *м* (рис. 53, *II*). Она вскрыла ниже почвы толщу светлого желтовато-бурого неравномерно песчанистого карбонатного суглинка. На глубине 2—2,5 *м* встречаются мелкие кристаллики гипса. На глубине 3—4 *м* суглинок местами переходит в сильно глинистый песок. Влажность суглинка на глубине 4 *м* еще низкая, значит, мощность слоя суглинка в верхней части гривы, во всяком случае, превосходит 5 *м* и грива сложена в основном этим песчанистым суглинком.

Следует напомнить, что в 15 *км* к северо-северо-западу от северного берега оз. Алпаш в пределах плоской равнины слой лессовидного суглинка имеет мощность 4,5 *м* и залегает с перерывом осадконакопления на глинах дочетвертичного возраста. В другой скважине, пройденной в краевой части понижения между гривами в 57 *км* к юго-юго-востоку от пос. Пресногорьковка, лессовидный суглинок имеет мощность 2,3 *м* и залегает

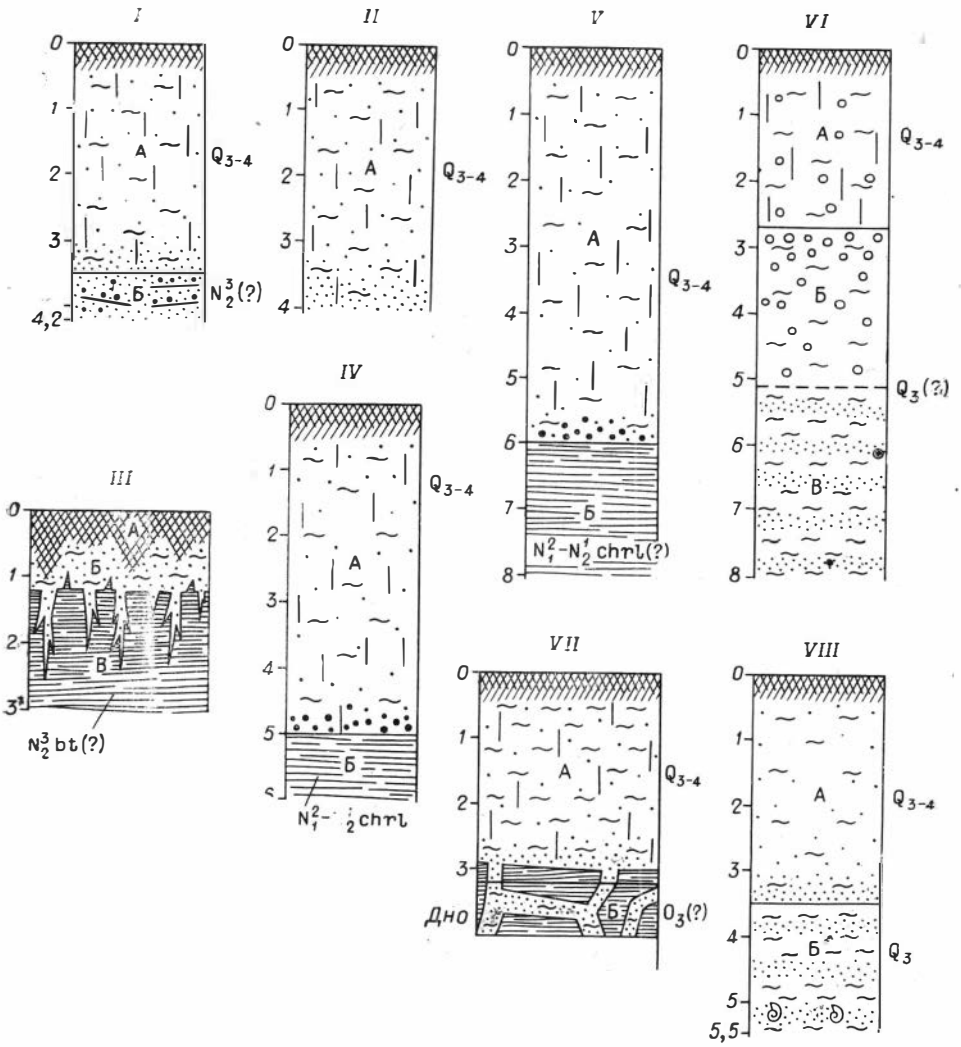


Рис. 53. Условия залегания покровных лессовидных отложений в южной части Ишим-Тобольского междуречья.

I — в 4 *км* к запад-северо-западу от пос. Марьевка на плоской равнине, *II* — в 28 *км* к запад-северо-западу от пос. Марьевка в верхней части гривы, *III* — в 30 *км* к северо-северо-западу от оз. Алпаш на относительно пониженном участке полого-волнистой равнины, *IV* — в 8 *км* к северу от пос. Степной на плоской равнине с западинами, *V* — в 6 *км* к югу от пос. Эсперлы на плоской равнине с западинами, *VI* — в 3 *км* к северо-востоку от пос. Эсперлы на дне понижения между гривами, *VII* — в 4 *км* к юго-юго-западу от совхоза «Джамбульский» в нижней части склона гривы, *VIII* — в 1 *км* к юго-западу от совхоза «Джамбульский», в нижней части склона гривы. Пояснения в тексте.

с денудационной границей на четвертичных отложениях, содержащих пыльцу и споры (см. гл. II, раздел о строении четвертичных отложений Ишимской степи).

И. И. Задковой изучался литологический состав покровных лессовидных отложений указанной скважины. Эти отложения по составу резко отличаются от более древних третичных и четвертичных пород. При любом способе подготовки образцов к анализу в осадке обнаруживается значительная примесь песчаной и алевритовой фракции. При дисперсной подго-

товке выход песчаной фракции равен 32—44%, алевритовой — 12—28%. Фракция меньше 0,01 *мм* никогда не достигает 50%. В тонкодисперсной части преобладает сильно разбухающий минерал из группы монтмориллонита при менее существенной примеси каолинита и гидрослюды. Среди кластических минералов легкой фракции больше, чем в подстилающих породах, полевых шпатов 24—28%, однако количество кварца составляет 67—72%; прочих — мало. В тяжелой фракции (выход ее 1—2%) при примерно одинаковых значениях черных рудных и эпидота (около 30%) значительна роль роговой обманки (14—17%). Вместе с этим несколько увеличилось содержание циркона (8—10%) и турмалина (1,8—4,2%). Остальных минералов столько же, сколько в подстилающих их породах. Карбонатов 6—8%. Из диагенетических образований, как и в нижележащей толще, присутствуют гидроокислы Fe (3—8%).

Структура породы, наблюдаемая в тонких шлифах, своеобразна. Наряду с зернами кварца песчаной и алевритовой размерности в таком же примерно количестве содержатся обломки глинистых пород, края которых сглажены. Зерна соразмерны с песчано-алевритовыми зернами. Состав их (монтмориллонит с примесью каолинита и гидрослюды) резко отличается от состава глинистых минералов подстилающей толщи четвертичных отложений, но сходен с таковым глин черлакской свиты. Минеральные зерна и глинистые обломки имеют иногда тонкие колломорфные пленочки. $C_{орг.\ ост}$ покровных образований не поднимается выше 0,2%; валовое CO_2 равно 2—4%. Содержание бора в основании толщи покровных образований равно 82 ч. на миллион; вверх по разрезу оно падает до 60 ч. на миллион. Коэффициент Фогта, характеризующий степень выветрелости глинистых пород, резко повышается в кровле разреза (160).

В. С. Волковой установлено, что в нижней части лессовидных отложений и в полости трещины усыхания, выполненной этими осадками и расположенной в 50 *см* ниже их основания, встречены единичные пыльцевые зерна и споры. Спорово-пыльцевые спектры глинистых песков, выполняющих трещину, и нижней части самого лессовидного суглинка несколько различны.

В отложениях из трещин преобладает пыльца трав (50—57%), затем спор (40%). Пыльцы древесных пород не более 3—5%. Среди травянисто-кустарничковой растительности ведущее положение занимает пыльца ксерофитов, принадлежащая эфедре (20—30%), маревым (до 12%), сложноцветным (до 10%), в том числе видам рода *Aster*. В значительных количествах встречена пыльца бобовых и злаков. Споры принадлежат сем. *Polypodiaceae*, *Bryales* и *Lycopodiaceae*. Среди пыльцы древесных пород обнаружены единичные зерна сосны обыкновенной и березы. Формирование осадка происходило в условиях развития степной растительности. Высокое содержание пыльцы ксерофитов указывает на сухой климат. Присутствие пыльцы *Aster amellum* L. (обычно характерной для черноземных степей) позволяет сделать предположение о том, что климат был не только сухой, но и теплый.

Отложения в нижней части самого лессовидного суглинка содержат исключительно мало пальцы и спор, что позволило установить лишь их соотношение: преобладают споры, затем пыльца трав. Несколько увеличивается количество пыльцы древесных пород. Палинологические материалы свидетельствуют о широком развитии безлесных пространств. Малое количество пыльцы не позволяет сделать вывод о климатической обстановке времени накопления лессовидного суглинка нижней части покрова.

В 30 *км* к северо-западу от северного берега оз. Алпаш в пределах относительно пониженного участка слабо волнистой равнины в канаве под водопровод, имеющей глубину 3 *м*, вскрыты следующие слои (рис. 53, *III*):

А. Сильно «языковатый» гумусированный почвенный слой. При средней мощности 0,4 *м* отдельные языки углубляются до 1 *м*. Языки приурочены к глубоким трещинам почвы. При этом основная масса корневых систем приурочена к этим трещинам. В пространстве между языками, где мощность гумусированного слоя невелика, корневых систем на глубине более 0,5 *м* мало. Гумусированные растительные остатки в местах языков накапливались постепенно на месте. Значит, трещины, к которым они приурочены, также существуют длительное время. Почвенный слой связан постепенными переходами с нижележащими отложениями.

Б. Суглинок тяжелый, карбонатный, слабо песчанистый, светлый, желтовато-бурый, без ясно выраженной слоистости. Много канальцев на месте сгнивших корней травянистых растений и трещин с замытыми глянцевитыми поверхностями. Эта сеть трещин является продолжением вниз гумусированных языков почвенного слоя, по которым, а также по нижележащей сети трещин гравитационная влага поступает от поверхности почвы вниз, к основанию слоя суглинка. Основание слоя резкое, но местами наблюдаются слабые внедрения вверх по трещинам в виде «клиньев вверх» нижележащих зеленовато-серых глин. Под лупой в суглинках средней части слоя видны первичные песчаные и алевритовые зерна, состоящие из сухой глины, залегающие вперемешку с зернами других минералов. Близ резкого основания слоя местами суглинок слабо окрашен растворами нижележащих глин. Общая мощность слоя А и Б . . . . . 1,2 *м*.

В. Глина зеленовато-серая, имеющая весьма своеобразную структуру. Осадок состоит из глиняного алеврита, песка и гравия до 2—3 *мм* в поперечнике. Вероятно, эта комковатая глина является породой, за счет переработки которой отчасти формировался слой Б. Верхняя часть глин разбита ветвящимися погребенными трещинами. Близ поверхности слоя ширина отдельных трещин достигает 20—25 *см*, но уже на 0,5 *м* они сужаются до 5—10 *см*. Ширина более мелких трещин измеряется сантиметрами. Наиболее глубокие трещины оканчиваются в 2 *м* от поверхности слоя. Полости трещин выполнены материалом, тождественным по цвету вышележащему суглинку, но более опесчаненному. Местами этот материал следовало бы называть не суглинком, а сильно глинистым песком. Вскрытая мощность слоя . . 1,8 *м*.

На глубине около 1,3 *м* была сделана горизонтальная расчистка, которая срезала верхнюю часть слоя В. Здесь видны блоки зеленовато-серой глины, имеющие вид многоугольников. Последние разделены широкими трещинами, полости которых выполнены материалом, тождественным по составу и цвету нижней части слоя Б. Внутри каждого многоугольника много более мелких трещин шириной несколько сантиметров. Мы полагаем, что в канаве и расчистке вскрыта сеть трещин усыхания, образовавшихся перед началом и выполненных в раннюю стадию накопления лессовидных отложений. Основание слоя лессовидного суглинка и верхняя часть подстилающих его глин в районе расчистки были впоследствии, по-видимому, несколько деформированы процессами сезонного промерзания грунта, находившегося в переувлажненном состоянии.

В 8 *км* к северу от пос. Степной, расположенного в 10 *км* к северу от оз. Как, на плоской равнине с западинами буровая скважина вскрыла следующие слои (рис. 53, *IV*):

А. Ниже гумусированного почвенного слоя толщиной 0,4 *м* залегает суглинок тяжелый, слабо песчанистый, карбонатный, желтовато-бурый, в верхней части слоя комковатый. На глубине около 2 *м* слабый приток грунтовой воды. Близ основания слоя — мелкие рыхлые карбонатные конкреции (редко). Основание резкое . . . . . 5 *м*.

Б. Глина плотная, тонкодисперсная, желтовато-серая и желтовато-белая, с оранжевыми и желтыми прожилками и черными углистыми пятнами . . . . . 1 *м*.

В другой скважине, пройденной также в пределах плоской западной равнины в 6 *км* к югу от пос. Эсперлы (рис. 53, *V*) вскрыты слои:

А. Прикрытый почвой суглинок, тяжелый, карбонатный, слабо песчанистый, светлый, желтовато-бурый, без заметной слоистости. Влажность суглинка возрастает весьма постепенно в пределах всего слоя. Близ подошвы встречаются мелкие карбонатные конкреции. Основание слоя резкое . . . . . 6 *м*.

Б. Глина тонкодисперсная, желтовато-серая . . . . . 2 *м*.

Таким образом, близ южной границы равнины Ишимской степи мощность лессовидного суглинка на плоской равнине близка к 5—6 *м*.

В 3 *км* к северо-востоку от пос. Эсперлы в пределах гривно-котловинной равнины на дне широкого межгривного понижения скважина вскрыла следующие слои (рис. 53, *VI*):

А. Почва (0,4 *м*), ниже — суглинок карбонатный, желтовато-бурый, без заметной в керне слоистости. Встречаются мелкие карбонатные конкреции. Основание резкое . . . . . 2,7 *м*.

Б. Суглинок слабо песчанистый, тяжелый, желтовато-серый и желтовато-бурый. Много карбонатных конкреций (особенно вверху). Есть почти черные примазки и пятна, приуроченные, вероятно, к следам корневых систем. Основание слоя неясное . . . . . 2,4 *м*.

В. Суглинок тяжелый, местами переходящий в глину, липкий, желтовато-бурый. Есть ржавые прослойки и пятна, обогащенные песчаным материалом. Местами видна тонкая горизонтальная полосчатость . . . . . 2,9 *м*.

Ниже лессовидного суглинка здесь залегают отложения, несколько сходные с ним по облику, но сильно измененные последующими процессами. Такие отложения встречаются редко.

В 9 *км* к северо-востоку от пос. Эсперлы (район пос. Суатколь) грива запад-юго-западного простирания высотой 6—8 *м* при ширине около 1 *км* пересечена поперек канавой под водопровод глубиной 2 *м*. В ней вскрыты желтовато-бурые светлые карбонатные суглинки, в которых видна ясная слоистость. Чередуются слойки слабо глинистого светлого тонко- и мелкозернистого песка толщиной 2—5 *мм* и меньшие по толщине слойки разнозернистого песка, а изредка и гравия до 2 *мм* в поперечнике. Часть зерен песка и гравия состоит из сухой глины. Эти зерна имеют блестящую поверхность и угловато-округлую форму. Они залегают вперемешку с зернами кварца и иных материалов и в разных элементарных слойках имеют различные размеры. Все эти особенности их свидетельствуют о том, что они представляют собой обломочный материал, отлагавшийся одновременно с остальной массой осадка.

Слоистость на северном склоне гривы наклонена на север, а на южном — на юг (местами под углом свыше 15°). Встречаются пачки слойков с обратным наклоном, но все-таки преобладающее падение слоистости в сторону склона прослеживается довольно хорошо.

В стенках канавы за пределами гривы отчетливо видно, что отложения гривы постепенно переходят в лессовидные отложения равнины. Таким образом, это слой осадков, единый в генетическом и возрастном отношении. Хотя материал, слагающий гриву, должен быть назван суглинком, в действительности он состоит из элементарных обломочных частиц более крупного размера — песка и гравия. Такой состав осадка свидетельствует о накоплении его в условиях высоких скоростей движения среды, резко отличных от скорости отложения суглинков. Тот факт, что канава и в нижней части склона гривы и в верхней части ее вскрыла только желтовато-бурые лессовидные отложения, наклон слоистости которых совпадает с наклоном самих склонов, заставляет предполагать, что накопление отложений и образование самой формы происходило одновременно, т. е. сама форма является аккумулятивной, а не скульптурной.

Севернее, в 4 *км* к юго-юго-западу от совхоза «Джамбульский» на плоской равнине в стенках и на дне канавы глубиной 3,5 *м* вскрыты слои, прекрасно выдерживающиеся по простиранию (рис. 53, *VII*):

А. Прикрытый почвой суглинок, тяжелый, светлый, желтовато-бурый, в некоторой степени обогащенный алевритом и песком, карбонатный, без ясной слоистости. Видны канальцы на месте корней травянистых растений и вертикальные трещины, которые чаще встречаются в относительно пониженных участках местности. Вни-

зу суглинок более песчанист. Основание слоя всюду резкое. Местами в основании ржаво-бурый прослоек толщиной до 1 *см*. . . . . 3,0 *м*.

Б. Зеленовато-голубовато-серый суглинок, местами переходящий в глину. Встречаются мелкие обломки тонкостенных пресноводных раковин . . . . . 0,3 *м*.

Граница между лессовидными отложениями и суглинком своеобразна. На стенках и дне канавы видно (рис. 53, V*II*), что верхняя часть суглинка разбита сетью зияющих трещин шириной до 15 *см* на полигоны, имеющие резкие прямолинейные границы. Средний размер полигонов 0,8—1 *м*. Внутренняя часть полигона разбита множеством мелких трещин шириной 2—3 *см*, указывающих, что движения грунта в блоках, ограниченных главными трещинами, не происходило. Полости трещин выполнены материалом, тождественным по составу и цвету нижней части слоя лессовидных отложений, слоистость которых нигде не нарушена. Значит, позже отложения самой нижней части лессовидных осадков никаких движений грунта уже не происходило. Следовательно, поверхность суглинков была разбита сетью трещин в самом начале формирования покровных лессовидных отложений. Ранние стадии отложения последних сопровождались быстрым выполнением полостей трещин и захоронением денудационной поверхности суглинков.

Литологические исследования И. И. Задковой показали, что покровные образования (0,5—2,0 *м*) значительно опесчанены по сравнению со слоем Б. Содержание песчано-алевритовых частиц достигает 40% без учета первичных зерен алеврита и песка, состоящих из глины. В легкой фракции близ основания слоя кварца меньше, чем в слое Б. Вверх по разрезу его содержание снова повышается. Выход тяжелой фракции по сравнению с подстилающим горизонтом повышен (2,66—3%), что свидетельствует о дополнительном приносе материала. Это подтверждается составом тяжелых минералов, примерно идентичным таковому покровных образований некоторых других разрезов. По сравнению с нижележащей толщей возросло содержание обыкновенной роговой обманки (13—15%); черные рудные и эпидот содержатся примерно в одинаковых количествах (по 30—35%). В незначительных количествах наблюдаются циркон, турмалин, сфен, дистен, ставролит и др.

Глинистая масса породы имеет в проходящем свете темно-бурый с красноватым оттенком цвет и несет следы интенсивных изменений вторичными процессами, характерные для образований болотного типа: наблюдается флюидная текстура, стяжения гидроокислов Fe, новообразованные оптически ориентированные глинистые минералы и т. д. Характерно поведение химических компонентов в глинистой части породы. Количество $C_{орг.ост}$ минимальное на границе Q_{1-2} и Q_{3-4} и затем незначительно увеличивается по направлению к кровле покровных образований (0,2%) при постоянно высоком содержании валового CO_2. Содержание бора, минимальное в битекейском горизонте (40 *г* на миллион), постепенно повышается по разрезу до максимума на границе Q_{1-2} и Q_{3-4}.

К северу от охарактеризованного разреза плоской равнины расположена грива, склон которой вскрыт канавой на глубину около 3 *м*. В пределах гривы ниже почвы всюду лежат лессовидные суглинки, аналогичные таковым прилежащей равнины. Близ основания склона гривы отложения, подстилающие лессовидные осадки, исчезают из разреза. Значит, под гривой поднятия поверхности их не наблюдается. Каких-либо границ раздела в лессовидных осадках в районе склона гривы нет. Осадки гривы лишь более обогащены песчаным материалом. В них особенно ясно видны зерна глиняного алеврита и разнозернистого песка, залегающие вперемешку с зернами кварца и иных минералов. В целом строение охарактеризованного разреза сходно с таковым района пос. Суатколь.

В 1 *км* к юго-западу от совхоза «Джамбульский» канава под водопровод глубиной около 1,2 *м* пересекает еще одну гриву, как и большинство других, запад-юго-западного простирания. В районе канавы грива имеет относительную высоту около 5 *м* при ширине 800 *м*. В канаве вскрыты песчанистые желто-бурые карбонатные суглинки и сильно глинистые пески. Видна тонкая перемежающаяся слоистость. Чередуются в той или иной степени наклонные быстро выклинивающиеся элементарные слойки, сложенные материалом различной крупности (главным образом алевритом и песком). Часть зерен состоит из сухой глины. Зерна глиняного песка и алеврита в нижней части северного склона, ограниченного заболоченной котловиной, во многих местах отчасти или полностью утратили первичную форму, а на южном склоне, напротив, они сохранились хорошо. В районе южного склона слоистость падает на юг, в сторону склона. По-видимому, и здесь накопление материала происходило более или менее одновременно с образованием самой гривы.

На южном склоне гривы в точке, расположенной на 2 *м* выше прилежащей равнины, была пробурена скважина, которая вскрыла следующие слои (рис. 53, *VIII*):

А. Суглинок желтовато-бурый, сверху прикрытый почвой толщиной 0,4 *м*. Слоистость в керне не видна. Внизу обогащен песком больше. Основание резкое . . . 3,5 *м*.

Б. Суглинок, ниже переходящий в чередующиеся глинистый песок и суглинок. Вверху цвет ржаво-бурый, ниже серый и желтовато-серый. На глубине около 5 *м* — постепенный переход в суглинок вязкий, голубовато-серый, с мелкими обломками тонкостенных пресноводных раковин. Встречаются черные примазки, обогащенные растительным детритом. Несомненно, слой Б в отличие от слоя А обладает ясно выраженной слоистостью. Это субаквальные, по всей вероятности пойменные и русловые, отложения.

Таким образом, под гривой подошва слоя А расположена несколько ниже поверхности почвы прилежащей плоской равнины, а сама грива целиком сложена желтовато-бурым карбонатным песчанистым суглинком.

В 43 *км* к западу от пос. Николаевка (в 1,5 *км* к западу от пос. Балуан) на гриве, имеющей относительную высоту около 8 *м*, и дне понижений, над которыми она возвышается, было пробурено десять скважин. Относительные превышения каждой скважины были предварительно определены нивелиром. Установлено, что как на гриве, так и за ее пределами ниже почвенного слоя черноземного типа залегают лессовидные отложения — суглинки и глины, в той или иной степени обогащенные песком и алевритом. Они имеют светлую желтовато-бурую окраску и интенсивно вскипают в соляной кислоте.

В верхней части гривы в шурфах на глубине 1,5 —2 *м* видна типичная мелкая косая перемежающаяся слоистость. Чередуются слойки толщиной 2 — 5 *мм*, сложенные частицами различного размера, наклон которых местами превосходит 15°. Слойки образуют быстро выклинивающиеся пачки толщиной в десятки сантиметров, отделенные достаточно четкими границами раздела. В южной части гривы слоистость в целом падает на юг, а в северной — на север. Следовательно, наклон слоистости (по крайней мере, до глубины 2 *м*) совпадает с наклоном самих склонов гривы.

При рассмотрении образцов с ненарушенной структурой в лупу и под бинокуляром отчетливо видно, что лессовидный суглинок и глина в действительности состоят в основном из крупного алеврита, тонко- и мелкозернистого песка. В значительном количестве присутствуют алевритовые и песчаные зерна, состоящие из сухой глины. Такие зерна залегают вперемешку с зернами иных минералов и имеют округлую, округло-угловатую, а местами угловатую форму. В одних пачках их мало, а в

других они преобладают. Зерна глиняного песка и алеврита крупнее в крупнозернистых слойках и мельче — в мелкозернистых. Значит, эти зерна являются первичным обломочным материалом, который образовался за счет разрушения сухих с поверхности глинистых пород и отлагался совместно с зернами кварца и иных минералов. При этом скорости движения среды были достаточно велики. Материал упакован весьма рыхло. Отдельные группы зерен нередко разделены пустотами, поэтому пористость повышена. Много канальцев диаметром от 0,3 до 2 *мм*. Внутри многих из них видны остатки высохшего и сгнившего корня. Встречаются также вертикальные трещины, разделяющие осадок на отдельные глыбы. В средней и нижней частях разреза лессовидные отложения, слагающие гриву, значительно обогащены песчаным материалом. Вообще же состав осадка меняется мало. Подошва лессовидных отложений повсюду четкая, причем под гривой она расположена несколько ниже, чем под межгривными понижениями.

Лессовидные отложения повсюду подстилает толща буровато-серых и серых осадков неоднородного состава. Преобладают алевриты и суглинки с маломощными прослойками глинистого песка, карбонатным гравием, галькой и глиняными окатышами. Часто встречаются обломки и целые, но раздробленные при бурении раковины моллюсков (*Planorbis* sp. ind., *Limnaea* sp. ind., *Valvata* sp. ind. и др.) Особенно много раковин в прослойках, сложенных крупнозернистым материалом. В целом характер осадков свидетельствует об отложении их в русле и старицах равнинной реки, размывавшей плиоценовые глины черлакской свиты (присутствие гравия, фрагментов мергельных конкреций и глиняных окатышей). Мощность этих отложений в районе гривы не везде одинакова. Некоторые скважины, пройденные нами в межгривных понижениях, под слоем этих осадков мощностью несколько метров вскрыли сами плиоценовые тонкодисперсные глины с мергельными конкрециями.

Итак, грива сложена теми же желтовато-бурыми осадками, которые залегают ниже почвы и на равнине за ее пределами. Подошва лессовидных отложений под гривой несколько погружается. Грива является, следовательно, аккумулятивной формой рельефа, образовавшейся за счет неравномерного накопления лессовидных отложений. О том же свидетельствует и совпадение наклона слоистости осадков гривы с наклоном поверхности ее склонов.

В целом в южной части Ишим-Иртышского междуречья лессовидные отложения образуют единый, непрерывный покров изменчивой мощности. На плоской равнине его мощность колеблется от 3 до 6 *м*, а в понижениях между гривами местами сокращается до 1,5 —2 *м*. Лессовидные отложения являются единым в возрастном и генетическом отношении слоем, залегающим с денудационным перерывом на породах различного состава, происхождения и возраста. Лессовидные отложения плоской равнины межгривных понижений и грив всюду связаны постепенными переходами.

Состав лессовидных отложений варьирует от глин до сильно глинистых песков. Обогащение песчаным материалом в нижней части покрова почти повсюду больше, чем в верхней. Значит, нижняя часть формировалась в условиях скоростей движения среды, более высоких, чем верхняя. Осадки, слагающие гривы, в целом обычно более крупнозернисты, чем за пределами грив, следовательно, они формировались при относительно повышенных скоростях движения среды. Присутствующие в лессовидных отложениях зерна глиняного алеврита, песка и гравия являются кластической частью осадка, а не диагенетическими агрегатами. Они образовались в результате разрушения глинистых пород, находившихся в сухом состоянии. Во время переноса грани обломков окатывались, а

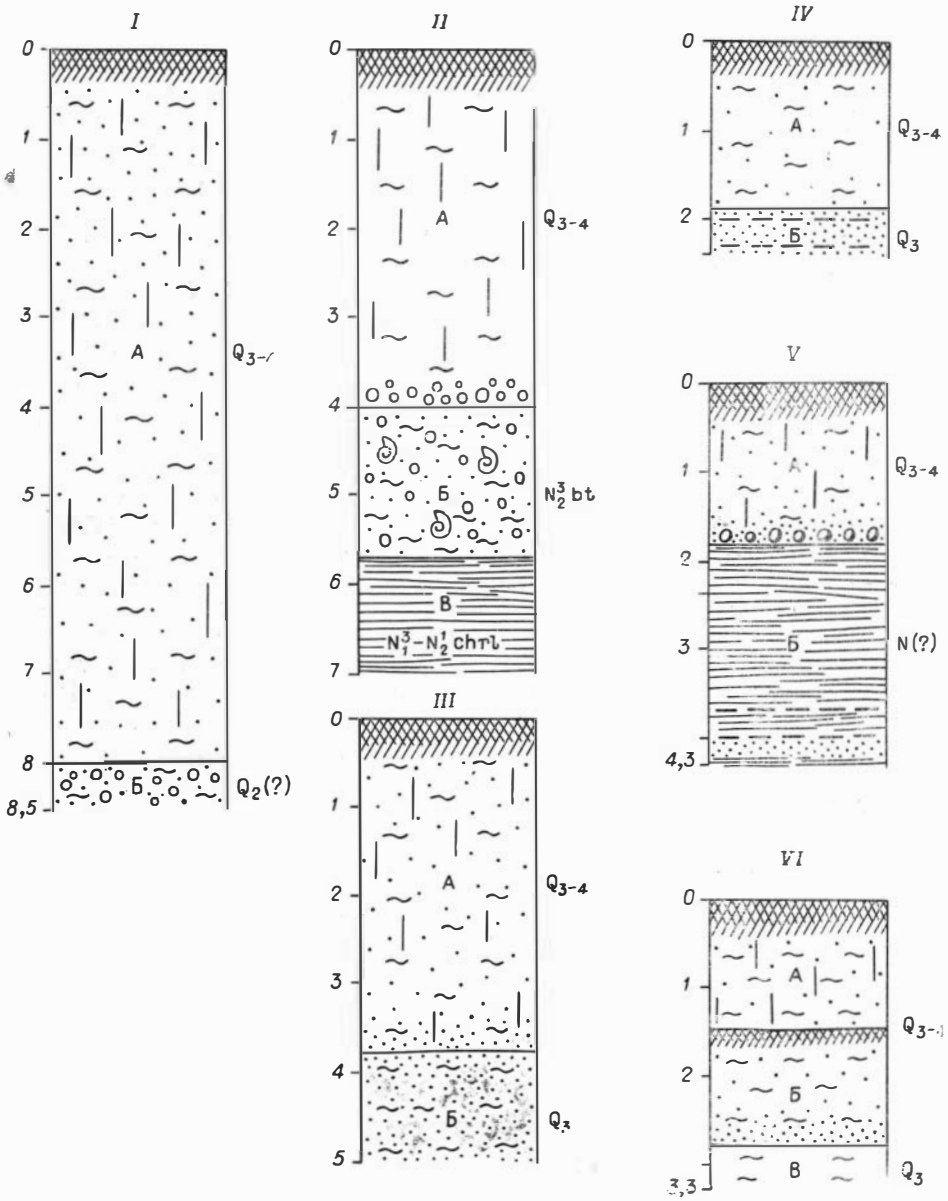
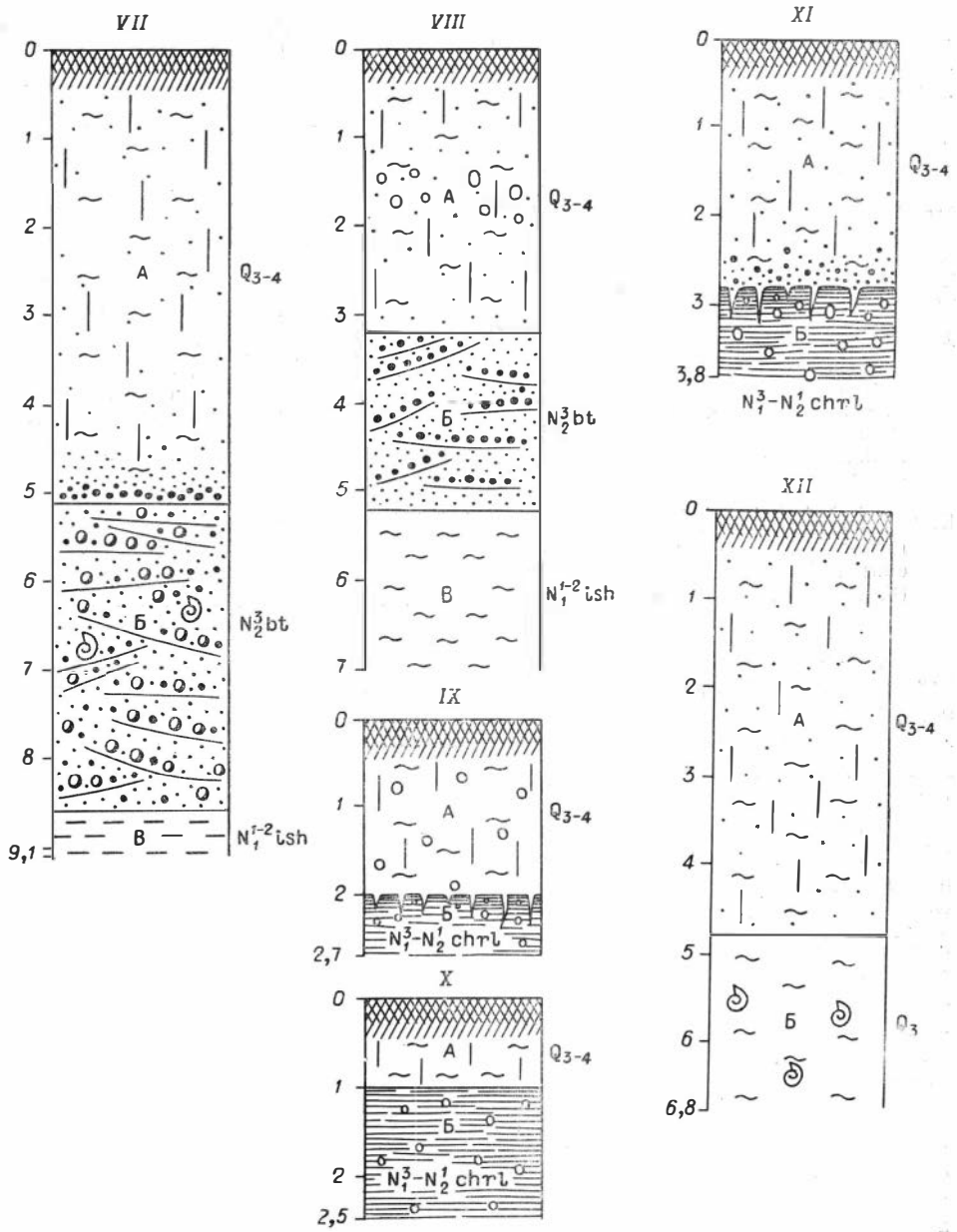


Рис. 54. Условия залегания покровных лессовидных отло

I — в 3 *км* к северу от пос. Архангельское в верхней части склона озерной котловины; *II* — в 16 *км* Пресновка в верхней части склона озерной котловины, *IV* — в 35 *км* к запад-юго-западу от пос. северу от пос. Пресновка на плоской относительно возвышенной равнине, *VII* — в 2 *км* к северо-се между гривами, *IX*— в 8 *км* к северу от сз. Филатово на плоской относительно возвышенной рав восток-северо-востоку от пос. Сенжарка на плоской равнине, *XII* — в за



жений в центральной части Ишим-Тобольского междуречья.

к северо-северо-востоку от пос. Архангельское на плоской равнине, *III* — в 11 *км* к югу от пос Пресногорьковка на дне лощины, *V* — там же, на плоской равнине с западинами, *VI* — в 5 *км* к веро-западу от пос. Покровка в средней части склона гривы; *VIII* — там же, на дне понижения нине, *X* — в 25 *км* к восток-северо-востоку от пос. Пресновка на плоской равнине, *XI* — в 6 *км* к падной части дна котловины оз. Становое. Пояснения в тексте.

сами зерна претерпели сортировку. Вследствие наличия глиняного алеврита, песка и гравия гранулометрический состав лессовидных отложений, определяемый обычными гидравлическими методами, не отражает действительных скоростей движения среды, при которых эти отложения формировались.

В центральной части Ишим-Тобольского междуречья, где поверхность равнины в целом наиболее расчленена, условия залегания и строение лессовидных отложений весьма сходны с таковыми его южной части. Приведем описание некоторых разрезов центральной части междуречья.

В 3 *км* к северу от пос. Архангельское восточнее озерной котловины, у края слабо волнистой равнины скважина глубиной 8,5 *м* вскрыла следующие слои (рис. 54, *I*):

А. Сильно песчанистый легкий суглинок, неслоистый, светлый, желтовато-бурый. В верхней части слоя суглинок почти сухой, комковатый. Ниже влажность его постепенно увеличивается. На глубине около 4 *м* от поверхности почвы появляются неясные бурые и серые пятна, ниже их становится больше. Песчанистость суглинка несколько уменьшается. У основания слоя суглинок водонасыщен. Нижняя граница слоя совершенно резкая. Возможно, нижняя часть слоя (с глубины 4 *м*) несколько древнее верхней и отлагалась в относительно менее подвижной среде . . . . . 8 *м*.

Б. Суглинок сильно песчанистый и глинистый, темно-серый, с большим количеством гальки, гравия, состоящих из фрагментов мергельных конкреций и глинистых окатышей. В изобилии встречаются мелкие раковины пресноводных гастропод (*Valvata* sp., *Planorbis* sp., *Gyraulus* sp.) . . . . . 0,5 *м*.

Другая скважина, пройденная в нижней части северного склона озерной котловины, показала, что слой лессовидного суглинка, уходящий под урез воды озера, имеет мощность 3 *м*. Следовательно, на дне озерной котловины мощность лессовидного суглинка (даже если ее сравнивать лишь с верхней частью слоя А предыдущей скважины) несколько меньше, чем за ее пределами.

В 15 *км* к северу от пос. Архангельское в пределах распространения гривного рельефа на широком понижении между гривами и расположенной к северу от него гриве были пробурены несколько скважин, относительное высотное положение которых было определено с помощью эклиметра. В пределах межгривного понижения слой лессовидного сильно песчанистого суглинка повсюду отделен от нижележащих отложений резкой границей. Опесчаненность максимальная в нижней части слоя. Суглинок, более или менее сохраняя мощность около 2,5 *м*, повторяет неровности поверхности подстилающих его пород, причем близ гривы его основание расположено на 3 *м* выше, чем в наиболее пониженной части межгривного понижения. Таким образом, близ гривы наблюдается подобие невысокого цоколя отложений, подстилающих лессовидные осадки. Сама грива, по-видимому, целиком сложена желтовато-бурыми светлыми сильно песчанистыми лессовидными суглинками, так как скважина глубиной 5 *м*, пройденная в средней части южного склона гривы, не достигла подошвы этих отложений.

В 2 *км* к восток-северо-востоку от охарактеризованной группы разрезов скважин в пределах сравнительно плоской равнины, имеющей абсолютные высотные отметки, близкие к 150 *м*, скважина глубиной 7 *м* вскрыла следующие слои (рис. 54, *II*):

А. Прикрытый черноземной почвой мощностью 0,4 *м* суглинок, легкий, сильно песчанистый, неслоистый, карбонатный, светлый, желтовато-бурый. Обогащен песком, особенно сильно на глубине 1,5 *м* и в нижней части слоя. Основание слоя резкое, в основании — слой мергельных конкреций толщиной 1 *см* . . . 4 *м*.

Б. Суглинок бурый и серый, с прослоями песка, неоднородный, переполненный окатанными мергельными конкрециями, глиняными окатышами, содержащий много

раковин пресноводных моллюсков (*Valvata* sp., возможно, *Bithynia* sp. и *Viviparus* sp.). Основание слоя резкое . . . . . 1,7 *м*.

В. Глина тонкодисперсная, почти белая, местами с розовым оттенком, без каких-либо включений . . . . . 1,3 *м*.

Итак, на плоской равнине мощность покрова лессовидных отложений составляет 4 *м*. Ниже его залегает позднеплиоценовый аллювий незначительной мощности, в свою очередь подстилаемый раннеплиоценовой глиной.

Южнее пос. Пресновка на сравнительно плоской равнине ряд неглубоких округлых, занятых озерами и болотами котловин, каждая из которых имеет поперечник 0,8—1,5 *км* при относительной глубине 2—3 *м*, образует единую цепочку, вытянутую с юга на север. Последняя прослеживается непрерывно на протяжении свыше 25 *км* и, несомненно, образовалась на месте древней ложбины стока. Скважина, пробуренная нами в 11 *км* к югу от пос. Пресновка в краевой части плоской равнины у восточного склона одной из озерных котловин, вскрыла следующие слои (рис. 54, *III*):

А. Суглинок тяжелый, опесчаненный, светлый, желто-бурый, карбонатный. Слоистость в керне не видна. С глубины 2 *м* — слабый приток грунтовой воды. С глубины 3 *м* песчанистость сильно возрастает. Основание резкое . . . . . 3,8 *м*.

Б. Тяжелый суглинок, неоднородно окрашенный. Чередуются прослойки голубого и желтовато-серого цвета по 1—1,5 *см* каждый. В верхней части слоя больше голубых, а ниже — желтовато-серых полос. Вскрытая мощность слоя . . 1,2 *м*.

Другая скважина, разрез которой охарактеризован в разделе, посвященном описанию геологического строения, была пройдена севернее той же озерной котловины в наиболее узкой части перемычки, отделяющей ее от следующей котловины. Эта скважина ниже лессовидного опесчаненного желтовато-бурого суглинка мощностью 4 *м* встретила суглинок с раковинами пресноводных моллюсков и глиняными окатышами, залегающий с размывом на полосчатом суглинке, аналогичном слою Б предыдущей скважины. Отсюда следует, что покровные лессовидные отложения в охарактеризованном месте, не изменяя существенно своей мощности, перекрывают понижение, выработанное в плотных полосчатых суглинках и почти полностью заполненное суглинком с пресноводными раковинами и глиняными окатышами.

Приблизительно на такой же широте, но значительно западнее, в *км* к запад-юго-западу от пос. Пресновка (в 4 *км* запад-северо-западнее с. Екатериновка) в пределах относительно плоской равнины расположена неглубокая заболоченная лощина шириной 300—500 *м*. В плане она имеет правильную дугообразную форму и изменяет свое направление от почти меридионального западнее пос. Екатериновка на северо-западное в 12 *км* к северо-западу от того же поселка. Указанное понижение образовалось на месте древней ложбины стока или русла реки. На дне лощины и за ее пределами были пробурены две скважины, причем превышение скважин было определено с помощью эклиметра.

Скважина, пробуренная на дне лощины, вскрыла следующие слои (рис. 54, *IV*):

А. Прикрытый почвой суглинок, тяжелый, карбонатный, светлый, желтовато-бурый, песчанистый; изредка встречаются зерна гравия, состоящего из окатанных фрагментов мергельных конкреций. Основание слоя резкое . . . . . 1,9 *м*.

Б. Песок серый, разнозернистый, с прослойками алеврита, по всей вероятности, это речные отложения . . . . . 0,5 *м*.

Разрез скважины, пробуренной в 100 *м* к востоку от лощины на плоской равнине, несколько иной (рис. 54, *V*):

А. Суглинок светлый, желтовато-бурый, сильно опесчаненный, карбонатный. Опесчаненность максимальная в нижней части слоя. В основании его встречаются небольшие неокатанные обломки нижележащих глин до 2 *см* в поперечнике. Основание слоя резкое . . . . . 1,8 *м*.
Б. Глина тонкодисперсная, светло-желтая, внизу с примесью алеврита и тонкозернистого песка . . . . . 2,5 *м*.

Таким образом, на дне лощины присутствуют пески руслового, возможно старичного, типа, которых нет за ее пределами. Покров лессовидных суглинков, не меняя существенно своей мощности, переходит с равнины на склон и дно лощины. Ясно, что лощина образовалась ранее покрова, а лессовидные отложения перекрыли ее более или менее равномерно. По крайней мере, за пределами лощины в начальные стадии отложения лессовидных осадков поверхность глины была сухой. Глина рассыпалась на остроугольные обломки, которые оказались захороненными в самой нижней части слоя лессовидного суглинка.

Севернее широты пос. Пресновка общая расчлененность равнины Ишим-Тобольского междуречья существенно возрастает. Древние ложбины в центральной и северной частях междуречья сливаются в широкие достаточно четко очерченные долины, склоны и дно которых ясно видны на местности. Одна из таких долин проходит непосредственно через район указанного поселка и протягивается далее в северо-северо-западном направлении до верховьев р. Суерь. На дне, склонах этой долины и за ее пределами распространен гривный рельеф, чередующийся с участками пологоволнистой или почти плоской поверхности. В центральной и северной частях междуречья ниже почвенного слоя почти всюду залегают светлые желтовато-бурые лессовидные осадки различного состава.

Дно древних долин и разделяющие их относительно повышенные участки равнины изобилуют замкнутыми понижениями, занятыми болотами и преимущественно горько-солеными озерами. Количество озер и удельная площадь, занятая ими, неуклонно возрастает в северном направлении. Большинство понижений имеет незначительную глубину. Встречаются и глубоко врезанные котловины. Их больше в восточной части междуречья.

В 5 *км* к северу от пос. Пресновка в пределах довольно плоской равнины, имеющей абсолютные отметки, близкие к 141 *м*, пробурена скважина, вскрывшая следующие слои (рис. 54, *VI*):

А. Прикрытый почвой суглинок, тяжелый, слабо песчанистый. Местами видны трещины, вторично окрашенные гумусом. Основание резкое . . . . . 1,5 *м*.
Б. Суглинок, сходный с вышележащим, но более плотный, неоднородно окрашенный, серый и желтовато-бурый, внизу опесчаненный. Вероятно, слои А и Б разделены остатками погребенной почвы. Основание слоя резкое . . . . . 1,3 *м*.
В. Суглинок тяжелый, желтый и беловато-желтый, плотный, без примеси песка и алеврита . . . . . 0,5 *м*.

Слои А и Б, вероятнее всего, являются единой толщей осадков, внутри которой сверху вниз постепенно возрастает примесь песка и алеврита. Накопление лессовидных отложений здесь, по-видимому, не надолго было прервано почвенными процессами.

В 15 *км* к северу от пос. Пресновка на дне древней долины расположено обширное соленое оз. Филатово. Западный склон его котловины прорезан несколькими оврагами, в которых на глубину до 2,5 *м* обнажены желтовато-бурые суглинки, лессовидные, слабо песчанистые, с вертикальными трещинами и следами корней травянистых растений. Значит, на дне долины мощность этих отложений превосходит 2,5 *м*.

Севернее оз. Филатово в восточной части дна древней долины расположена цепочка округлых котловин, занятых озерами и отделенных друг

от друга неширокими перешейками. Это остатки древнего русла. Как уже указывалось выше, буровые скважины встретили здесь старичные или озерные неоднородно опесчаненные суглинки с прослойками песка. Эти субаквальные отложения перекрыты имеющим резкое основание слоем суглинка, лессовидного, светлого, желтовато-бурого, без ясно выраженной слоистости, в той или иной степени опесчаненного. Мощность суглинка на перемычке между озерами оказалась близка к 4,5 *м*, а близ уреза одного из озер — 3,1 *м*. Значит, отложение покрова лессовидных суглинков на дне долины произошло позже окончательного прекращения стока по руслу.

На дне и склонах древней долины, а также на поверхности равнины за ее пределами часто встречаются гривы. Одна из грив, протягиваясь,как и другие, в широтном направлении с некоторым отклонением к юго-западу, пересекает краевую часть междуречной равнины, склон и восточную окраину дна древней долины. В средней части северного склона этой гривы в 2 *км* к северо-северо-западу от пос. Покровка пробурена скважина, вскрывшая следующие слои (рис. 54, *VII*):

А. Суглинок светлый, песчанистый, желтовато-бурый, карбонатный, слоистость в керне незаметна. На глубине 1,5 *м* от поверхности почвы встречаются рыхлые карбонатные конкреции («белоглазка»). На глубине 3,5 *м* и ниже суглинок постепенно переходит в сильно глинистый песок. В основании — тонкий прослоек гравия (3—5 *см*) . . . . . 5,1 *м*.

Б. Темно-серый галечник из глиняных окатышей и окатанных мергельных конкреций до 2 *см* в поперечнике. Есть обломки раковин пресноводных гастропод. Основание резкое . . . . . 3,5 *м*.

В. Алеврит слюдистый, плотный, светлый, зеленовато-желтый (ишимская или бещеульская свита) . . . . . 0,5 *м*.

Скважина, пройденная в 100 *м* севернее, на дне межгривного понижения на 2 *м* ниже вскрыла следующие слои (рис. 54, *VIII*):

А. Суглинок опесчаненный, желто-бурый, лессовидный. На глубине 1,5 *м* есть мелкие карбонатные конкреции. Основание резкое . . . . . 3,2 *м*.

Б. Неоднородный по составу слой бурого и серого цвета. Чередуются прослойки песка с галечником, состоящим из глиняных окатышей и окатанных мергельных конкреций. Основание резкое . . . . . 2 *м*.

В. Суглинок легкий, слюдистый, вверху бурый, ниже голубой, с черными примазками разложившегося растительного детрита. Вскрытая мощность слоя . . . 1,8 *м*.

Итак, в области склона древней долины сразу ниже почвенного слоя всюду залегают лессовидные суглинки с примесью песка, особенно внизу. И под гривой, и под межгривным понижением подошва лессовидных отложений расположена на одной и той же высоте. Следовательно, грива является аккумулятивной формой рельефа, образовавшейся в результате неравномерного накопления лессовидных отложений.

В 8 *км* к северу от северного берега оз. Филатово в пределах плоской относительно повышенной равнины, разделяющей древние долины, пробурена скважина, вскрывшая следующие слои (рис. 54, *IX*):

А. Суглинок желто-бурый, тяжелый, лессовидный, с редкими мелкими карбонатными конкрециями. Основание резкое . . . . . 2 *м*.

Б. Глина серая, плотная, тонкодисперсная, переполненная рыхлыми мергельными конкрециями. В верхней части слоя в керне наблюдаются вертикальные полосы желтовато-бурого цвета, ниже их становится все меньше, уменьшается и их толщина. Здесь верхняя часть глин разбита сетью зияющих трещин, полости которых выполнены суглинком, тождественным по составу нижней части слоя А. .0,7 *м*.

Слой Б — верхняя часть черлакской свиты. Значит, древние долины врезаны в раннеплиоценовые глины и более древние третичные породы. Покров лессовидных отложений залегает на глинах с резким денудацион-

ным перерывом, а верхняя часть глин разбита сетью зияющих трещин, выполненных материалом, тождественным нижней части слоя А.

В восточной части Ишим-Тобольского междуречья между пос. Пресновка и г. Петропавловском преобладает плоская равнина с западинным рельефом, осложненная местами глубоко врезанными обширными бессточными котловинами, занятыми солеными озерами. Приведем описание некоторых разрезов указанного района.

В 25 *км* к восток-северо-востоку от пос. Пресновка на плоской равнине с неглубокими западинами скважина вскрыла следующие слои (рис. 54, *X*):

А. Прикрытый почвой суглинок, тяжелый, бурый, карбонатный, неслоистый. Основание резкое . . . . . 1 *м*.
Б. Глина плотная, с мергельными конкрециями, вверху буровато-серая, ниже серая и зеленовато-серая . . . . . 1,5 *м*.

Другая скважина, пройденная на плоской равнине в 23 *км* восточнее (в 6 *км* к восток-северо-востоку от пос. Сенжарка), вскрыла следующий разрез (рис. 54, *XI*):

А. Суглинок песчанистый, тяжелый, светлый, желто-бурый, карбонатный. Внизу песчанистость сильная. Встречаются частички мелкого гравия, состоящего из окатанных фрагментов мергельных конкреций. Основание резкое . . . 2,8 *м*.
Б. Глина темно-серая, с мергельными конкрециями. Особенно много их вверху, где в керне видны вертикальные полосы (погребенная сеть трещин, полости которых выполнены песчанистым суглинком, тождественным по облику нижней части слоя А) . . . . . 1 *м*.

Таким образом, покровные отложения на плоской приподнятой равнине лежат с резким основанием на раннеплиоценовых глинах. Мощность покрова меняется за счет неровностей как его основания, так и дневной поверхности.

В районе крупного соленого оз. Становое, котловина которого врезана на 20—25 *м* в породы полого-волнистой равнины, имеющей абсолютные высотные отметки 135—145 *м*, в промоинах видно, что ниже почвы здесь повсюду залегают светлые желтовато-бурые суглинки, в той или иной степени опесчаненные. Буровая скважина, пройденная на дне котловины близ основания ее западного склона, вскрыла следующий разрез (рис. 54, *XII*):

А. Суглинок тяжелый, слабо песчанистый, светлый, желто-бурый, неслоистый, без включений. Внизу встречаются ржавые пятна и примазки. Здесь суглинок мокрый. Основание резкое . . . . . 4,8 *м*.
Б. Суглинок тяжелый, пластичный, синевато-серый, с черными примазками сильно разложившегося растительного детрита. Есть обломки тонкостенных пресноводных раковин . . . . . 2 *м*.

Следовательно, покров лессовидных отложений в районе оз. Становое переходит с равнины на склоны и дно котловины. Он имеет ясную границу перерыва осадконакопления. Ранее отложения покрова на дне котловины было озеро, где жили пресноводные моллюски.

В северных районах Ишим-Тобольского междуречья древние долины более глубоко врезаны и четко очерчены. Покровные лессовидные отложения здесь также пользуются почти сплошным распространением. Многочисленные гривы, имеющие преобладающую восток-северо-восточную ориентировку, распространены как на относительно приподнятой равнине, так и в древних долинах. В 16 *км* к северу от оз. Филатово (6 *км* к западу от пос. Серебряное) на относительно приподнятой равнине на дне межгривного понижения был вырыт шурф, вскрывший следующий разрез (рис. 55, *I*):

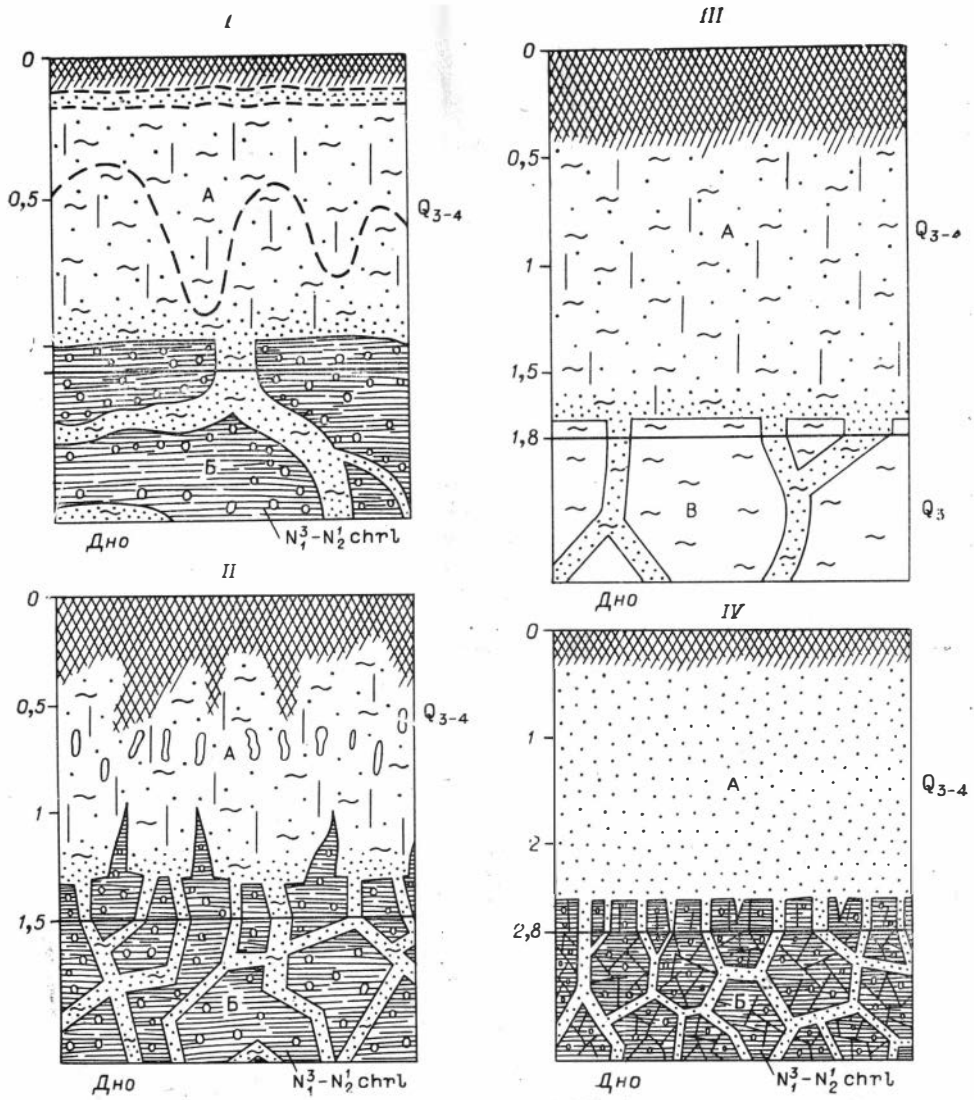


Рис. 55. Условия залегания покровных лессовидных отложений в северной части Ишим-Тобольского междуречья (изображены стенки и дно шурфов).

I — в 16 *км* к северу от оз. Филатово на дне понижения между гривами, *II* — в 35 *км* к юго-юго-востоку от ст. Лебяжье на плоской равнине с западинами, *III* — в 5 *км* к западу от оз. Медвежье (севернее ст. Петухово) на относительно пониженном участке плоской равнины, *IV* — в районе пос. Тумашево в верхней части уступа, ограничивающего с севера равнину Ишимской степи. Пояснения в тексте.

А. Прикрытый почвой суглинок, слабо песчанистый, желто-бурый, со следами корней и замытыми трещинами, имеющими глянцевитую поверхность. Вся толща суглинка неравномерно окрашена гумусом, который приобрел подвижность. Основание слоя резкое . . . . . 1 *м*.

Б. Глина тонкодисперсная, пестрая, с мергельными конкрециями. В стенках и на дне шурфа ясно видно, что глина разбита зияющими трещинами, полости которых выполнены материалом, тождественным нижней части слоя А. Признаки пликативных нарушений полостей трещин отсутствуют. Ширина трещин колеблется от 3 до 15 *см* . . . . . 0,2 *м*.

В 800 *м* к северо-западу от шурфа на северном склоне гривы на высоте около 5 *м* над межгривным понижением скважина под почвой чернозем-

ного типа до глубины 2 *м* вскрыла легкий песчанистый суглинок, светлый, желтовато-бурый, карбонатный, без ясно выраженной в керне слоистости. На глубине 2 *м* влажность суглинка низкая. По-видимому, мощность его превосходит 5 *м*. Включения в суглинке не встречены.

Грива, по-видимому, целиком сложена лессовидным суглинком. Между гривами мощность лессовидных отложений незначительна, однако и здесь они сохраняют черты самостоятельного в генетическом отношении слоя, залегая на третичных глинах с границей денудационного перерыва. При этом верхняя часть глин разбита сетью зияющих трещин, полости которых выполнены лессовидным желтовато-бурым песчанистым суглинком.

В районе железной дороги Курган — Петропавловск и к северу от нее покровные лессовидные отложения пользуются почти сплошным распространением и на равнине междуречья и в древних долинах. Буровые скважины, пройденные в пределах равнины, разделяющей древние долины, показали, что ниже почвы здесь повсеместно залегают желтовато-бурые карбонатные в той или иной степени песчанистые суглинки. Они залегают со следами денудационного перерыва на раннеплиоценовых глинах, аллювии позднего плиоцена, различных в отношении возраста и генезиса отложениях четвертичного периода.

В 35 *км* к юго-юго-востоку от ст. Лебяжье (в 2 *км* к запад-северо-западу от совхоза «Лопатинский») в пределах плоской равнины с западинами выкопан шурф глубиной 1,5 *м*. Он вскрыл следующий разрез (рис. 55, *II*):

А. Прикрытый почвой суглинок, желтовато-бурый, песчанистый. Вверху видны полосы, окрашенные подвижным гумусом. Особенно интенсивно просачивание растворов гумуса вдоль вертикальных трещин, которыми разбит слой суглинка. Суглинок имеет своеобразную структуру: он разбит не только вертикальными, но и горизонтальными неправильными трещинами, поверхности которых присыпаны тонкозернистым песком. Горизонтальная трещиноватость, несомненно, вторична. Она нередко встречается в северной части Ишимской степи. На глубине 1 *м* в суглинке встречаются мелкие конкреции и тонкие прожилки карбонатов. Близ основания слоя есть сужающиеся вверх заклинки, полости которых выполнены нижележащей глиной. Основание слоя резкое . . . . . 1,3 *м*.

Б. Глина тонкодисперсная, серая. Много мергельных конкреций. Вверху — сеть трещин шириной 2—15 *см*, полости которых выполнены материалом нижней части слоя А.

Скважина, пройденная в верхней части склона древней долины в 15 *км* к юго-востоку от пос. Лопатки (см. описание третичных пород), вскрыла прикрытый почвой слой желтовато-бурого тяжелого песчанистого суглинка мощностью 1,5 *м*, залегающего с резким основанием на раннеплиоценовых глинах.

Итак, на равнине междуречья и на склоне древней долины ниже почвы залегает покров лессовидных отложений. Он с резкой границей перекрывает позднеплиоценовые глины, верхняя часть которых разбита сетью трещин, выполненных лессовидным песчанистым суглинком. Ряд скважин, пройденных на дне древней долины, показал, что и здесь под почвой залегает желтовато-бурый в той или иной степени песчанистый суглинок, перекрывающий субаквальные отложения, содержащие обломки мелких тонкостенных пресноводных раковин.

На дне и склонах древних долин часто встречаются гривы. Одна из таких грив, имеющая относительную высоту 12 *м*, расположена в 20 *км* к юго-юго-востоку от ст. Лебяжье. Эта грива пересекает почти широтно наиболее пониженную часть дна долины, образуя перешеек между двумя озерами. В верхней части гривы была пробурена скважина. Она ниже почвы вскрыла до глубины 6 *м* однородную толщу желтовато-бурого светлого

глинистого песка, интенсивно вскипающего в соляной кислоте, без заметной в керне слоистости. В верхней части песок почти сухой, а на глубине 6 *м* слабо влажный. Из этого можно заключить, что общая мощность толщи, во всяком случае, превосходит 8 *м*. Рядом со скважиной был вырыт шурф глубиной 1,5 *м*. В стенках шурфа с глубины 0,8 *м* хорошо видна слоистость. Чередуются тонкие быстро выклинивающиеся прослои материала различной крупности. Встречаются песчаные и алевритовые зерна, состоящие из сухой глины, залегающие вперемешку с зернами иных материалов. Много следов корней травянистых растений. На глубине 1,5 *м* встречен ход землероя диаметром около 4 *см*, полость которого выполнена почти черным обогащенным растительными остатками и гумусом песком. На северном склоне этой же гривы была пробурена другая скважина, которая также вскрыла толщу глинистого светло-бурого песка мощностью свыше 3 *м*.

Таким образом, грива в целом сложена светлым желтовато-бурым глинистым песком, имеющим характерную перемежающуюся слоистость. Под гривой нет значительного поднятия поверхности отложений, подстилающих лессовидные осадки. Эта аккумулятивная форма рельефа образовалась целиком за счет неравномерного накопления покрова лессовидных отложений.

Ряд буровых скважин и шурфов, пройденных нами в районе верховьев рек Суерь и Кизак, показал, что на плоской равнине междуречья ниже почвенного слоя залегают покровные лессовидные опесчаненные суглинки мощностью 2—3 *м*. Обычно опесчаненность максимальна внизу. В верхней части склонов долин покров лессовидных осадков нередко прерывается или имеет незначительную мощность. По-видимому, он здесь уничтожен процессами плоскостного смыва. На дне широких древних долин, по которым проходят верховья указанных рек, лессовидные отложения также широко распространены. Имея изменчивые мощности и состав, они с резким основанием перекрывают более древние породы. И на междуречной равнине, и в древних долинах широко распространены гривы, большинство их повсюду хорошо выдерживает широтную с некоторым отклонением к северо-востоку ориентировку. Все исследованные нами при помощи бурения гривы сложены желтовато-бурыми карбонатными глинистыми песками, супесями, реже суглинками. Это аккумулятивные формы рельефа, как и весь покров, наложенные на плоскую равнину междуречья, склоны и дно древних долин.

В более восточных районах северной части Ишим-Тобольского междуречья покровные лессовидные отложения пользуются сплошным распространением и повсюду сохраняют отмеченные выше особенности строения. Приведем описание некоторых разрезов этой части междуречья.

Севернее ст. Петухово, в 5 *км* к западу от оз. Медвежье, котловина которого врезана на 25—30 *м*, на плоской равнине расположено понижение, вытянутое широтно и соединяющееся с верхней частью склона озерной котловины. Оно имеет вид цепочки округлых замкнутых котловин глубиной 2—3 *м* с березовыми колками на дне. По-видимому, первоначально это была неглубокая ложбина стока, осложнявшая край междуречья и самую верхнюю часть склона котловины оз. Медвежье.

На дне одной из котловин был вырыт шурф глубиной 1,9 *м*, который вскрыл следующий разрез (рис. 55, *III*):

А. Прикрытый почвой суглинок, легкий, желто-бурый, внизу сильно опесчаненный. Видна характерная мелкая перемежающаяся в общем близкая к горизонтальной слоистость. Основание резкое . . . . . 1,75 *м*.

Б. Суглинок тяжелый, серый и буровато-серый, разбитый сетью трещин шириной до 15 *см*. Полости трещин выполнены материалом, тождественным нижней части слоя А . . . . . 0,15 *м*.

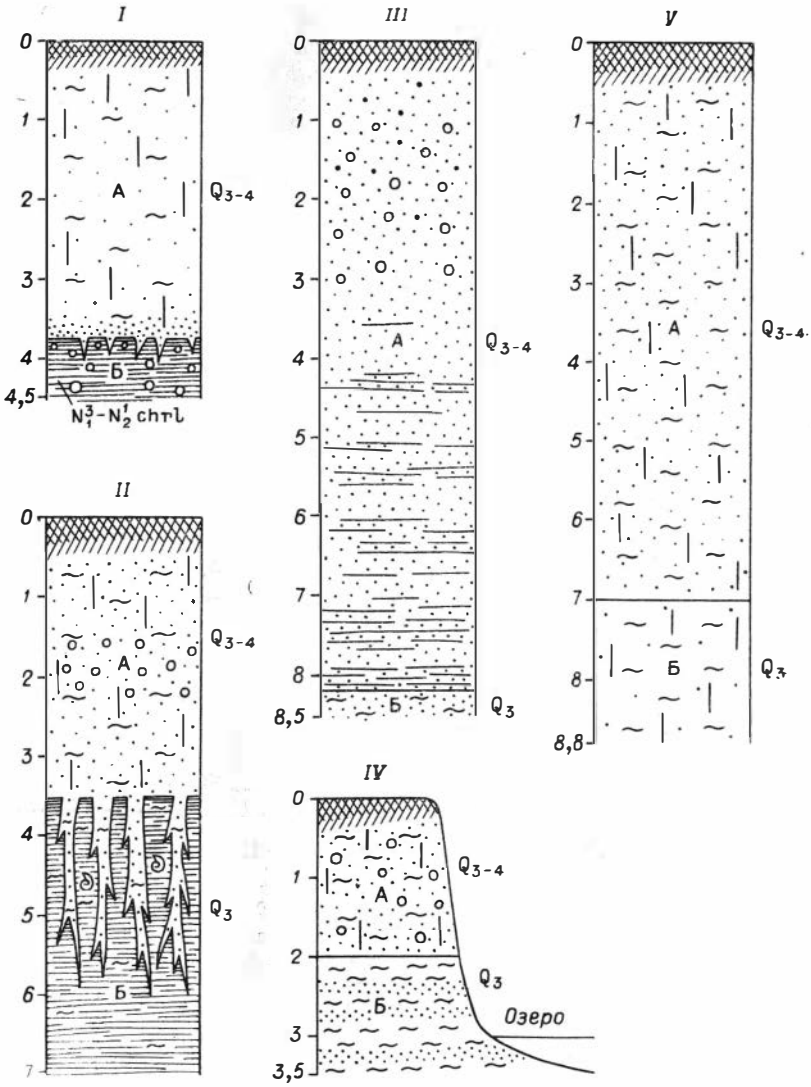


Рис. 56. Условия залегания покровных лессовидных отложений в се

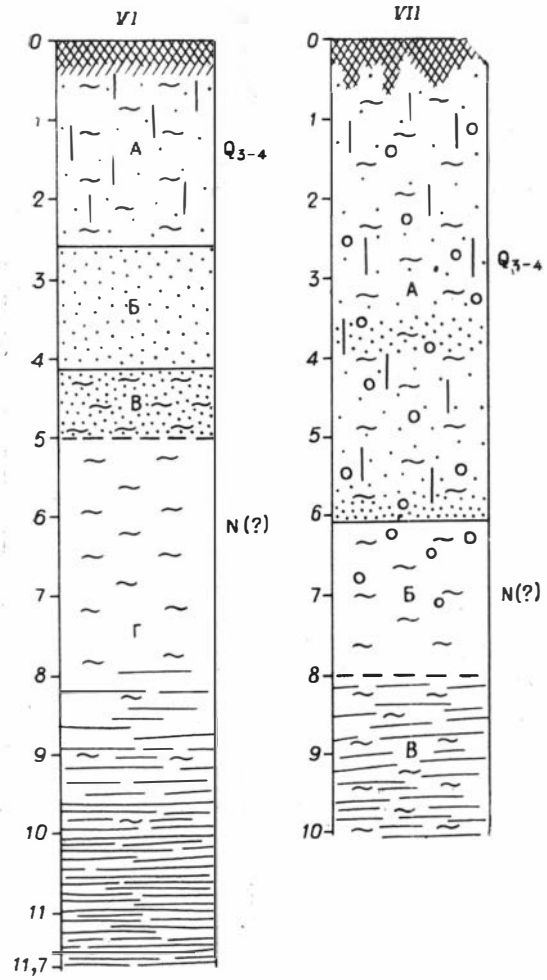
I — в 5 *км* к западу от оз. Медвежье (севернее ст. Петухово) на плоской относитель Бердюжье на плоской равнине близ гривы, *III* — в 1,5 *км* к северу от пос. Бердюж нования склона гривы на плоском дне древней ложбины стока, *V* — в 20 *км* к во ма с пологими склонами, *VI* — в 20 *км* к восток-северо-востоку от ст. Заводоуковск равнины, *VII* — в 40 *км* к северо-востоку от ст. Заводоуковской в краевой части от Пояснения в тек

В 200 *м* южнее котловины на плоской равнине скважина вскрыла следующие слои (рис. 56, *I*):

А. Суглинок желто-бурый, опесчаненный (особенно внизу), сходный со слоем А предыдущего разреза. Основание слоя резкое . . . . . 3,75 *м*.

Б. Глина серая, тонкодисперсная. Много мергельных конкреций (особенно вверху). Верхняя часть глин разбита сетью зияющих трещин, выполненных материалом нижней части слоя А (керн вертикально-полосчатый) . . . . . 0,75 *м*.

Итак, покровные лессовидные отложения покрывают древнее понижение, выработанное в серых глинах с мергельными конкрециями, поз-



верной части Ишим-Тобольского междуречья.
но приподнятой равнине, *II* — в 4 *км* к востоку от пос.
ье в средней части склона гривы, *IV* — там же, у ос-
сток-юго-востоку от ст. Заводоуковск на вершине хол-
в краевой части относительно возвышенной плоской
носительно возвышенной плоской равнины.
сте.

же почти полностью выполненное серым и буровато-серым суглинком (по-видимому, делювиально-пролювиальные отложения). Покров залегает с резкой границей в основании. Образование сети трещин произошло непосредственно перед началом отложения лессовидных осадков, на что указывает материал, выполняющий их полости. В стенках шурфа ясно видно, что слоистость непосредственно выше трещин не нарушена. Следовательно, отложение покрова началось с погребения трещин. Этот процесс во время отложения самой нижней части покрова уже полностью завершился.

На северном склоне котловины оз. Медвежье метрах в пятнадцати выше уреза воды в озере пробурена скважина глубиной около 5,5 *м*. Она вскрыла слабо глинистые светлые желтовато-бурые карбонатные разнозернистые пески. С глубины около 4 *м* несколько увеличивается глинистость, песок становится влажным, а на глубине 4,5 *м* — приток грунтовой воды. Буровая не вышла из толщи глинистых песков, несомненно, являющихся фациальной разностью покровных лессовидных отложений. Отсюда следует, что покров переходит с междуречья на склон озерной котловины.

В 60 *км* к северо-северо-востоку от оз. Медвежье, в районе пос. Южно-Дубровное, расположенного у восточного берега крупного бессточного оз. Черное, система канав под водопровод вскрывает относительно приподнятый участок равнины и краевую часть западины, имеющей относительную глубину около 1,5 *м*. Повсюду канавы до глубины 3 *м* вскрыли желтовато-бурые суглинки, в той или иной степени обогащенные песком.

За пределами западины суглинок имеет довольно низкую влажность. В осадке видно чередование элементарных слойков алеврита и песка, часть зерен которых состоит из сухой глины. Эти зерна, имеющие различные размеры и форму, залегают вперемешку с зернами кварца и иных минералов. Они являются обломочным материалом, отлагавшимся одновре-

менно с зернами кварца, полевых шпатов и других минералов, за счет разрушения глин, сухих с поверхности. «Упаковка» зерен рыхлая, с повышенным объемом пустот. Много замкнутых пор между группами зерен и цилиндрических канальцев на месте сгнивших корней травянистых растений.

Поблизости от западины в слое суглинка в изобилии встречаются карбонаты в виде рыхлых порошковидных скоплений и тонких прожилок. Много трещин с глянцевитыми, замытыми поверхностями. У самого края западины зернистая структура утрачена. Суглинок однороден, более плотен и менее пористый. Нет сомнения, что западина, на дне которой во влажные сезоны года накапливается вода, образовалась в значительной степени или целиком за счет уплотнения суглинка вследствие размокания зерен глиняного песка и алеврита, понижения пористости, изменения первоначальной структуры и текстуры лессовидного суглинка под влиянием его увлажнения.

Буровая скважина, пройденная на дне канавы за пределами западины, показала, что влажность суглинка постепенно нарастает вниз по разрезу до глубины 5,5 *м*, где наблюдается слабый приток грунтовой воды. На глубине около 6 *м* встречаются неясные серые прослойки и пятна (возможно, следы погребенной почвы). Ниже следует суглинок желтовато-бурый, аналогичный вышележащему, но более плотный. На глубине 6,5 *м* скважина не вышла из лессовидных отложений.

В 10 *км* к юго-юго-западу от пос. Южно-Дубровное (в 4 *км* к востоку от пос. Лебяжье) буровая скважина, пройденная на плоской равнине рядом с гривой, обнаружила, что сильно песчанистый легкий лессовидный суглинок мощностью около 3,5 *м* залегает здесь с резким основанием на позднеплиоценовом аллювии.

Несколько восточнее, в 4 *км* к востоку от пос. Бердюжье на плоской равнине близ основания невысокой гривы скважиной вскрыты следующие слои (рис. 56, *II*):

А. Прикрытый почвой суглинок, песчанистый, желтовато-бурый, карбонатный. На глубине 1,5—2 *м* встречаются мелкие карбонатные конкреции. С глубины 3,2 *м* — приток грунтовой воды. Основание резкое . . . . . 3,5 *м*.

Б. Суглинок тяжелый, темно-серый, местами почти черный, плотный, переходящий вниз в глину. Кое-где видны обломки мелких тонкостенных пресноводных раковин. Верхняя часть слоя разбита сетью зияющих трещин (керн полосчатый), полости которых выполнены материалом, тождественным нижней части слоя А. На глубине 6,5 *м* окраска глины становится неоднородной, в целом более светлой . 3,5 *м*.

Бурение показало, что на плоской равнине в восточной части междуречья покровные лессовидные карбонатные глинистые пески и сильно опесчаненные суглинки имеют мощность 3—4 *м* и залегают с резкой границей на отложениях различного генезиса и возраста (раннеплиоценовых глинах, позднеплиоценовом аллювии и четвертичных озерных отложениях).

Севернее ст. Петухово и оз. Медвежье через район пос. Бердюжье почти прямолинейно в меридиональном направлении протягивается довольно хорошо сохранившаяся древняя долина, разобщенная на ряд замкнутых котловин, отчасти занятых бессточными озерами. Прямым продолжением на север этой древней долины являются верховья р. Емец, правого притока Вагая. На дне долины и за ее пределами много грив. На дне долины было пройдено несколько скважин ручного бурения, приведем описание разрезов некоторых из них.

В 1,5 *км* к северу от пос. Бердюжье на северном склоне гривы на высоте около 7 *м* над урезом воды в оз. Становое скважина глубиной 8.5 *м* (56, *III*) вскрыла следующие слои:

А. Песок сильно глинистый, светлый, желтовато-бурый, карбонатный. На глубине 1—3 *м* изредка встречаются карбонатные конкреции до 1 *см* в поперечнике. На глубине 7 *м* — приток грунтовой воды. Основание резкое . . . . . .8,2 *м*.
Б. Суглинок тяжелый, серый, с ржавыми пятнами и примазками. Встречаются прослойки сильно глинистого песка . . . . . 0,3 *м*.

Севернее гривы в пределах сравнительно плоского дна древней долины, возвышающегося на 3 *м* над урезом воды в оз. Становое, несколькими скважинами вскрыт следующий разрез (рис. 56, *IV*):

А. Суглинок желто-бурый, тяжелый, сильно опесчаненный, со следами корней. Есть рыхлые карбонатные конкреции до 1,5 *см* в поперечнике. Основание резкое 2 *м*.
Б. Суглинок буровато-серый, с прослойками разнозернистого желтовато-серого песка. Слоистость четкая, горизонтальная. Вскрытая мощность . . . . . 1,5 *м*.

Таким образом, на дне древней долины покров лессовидных отложений имеет мощность около 2 *м*. Эти отложения и глинистые пески гривы являются единым слоем осадков, залегающим с резким основанием на горизонтально-слоистых озерных, возможно старичных или русловых, отложениях четвертичного времени. По берегам озер идет современный перемыв лессовидных отложений.

В самой северной окраине раннеплиоценовой пластовой равнины Ишим-Тобольского междуречья лессовидные отложения также широко распространены. Эта часть равнины расчленена сетью долин верховьев притоков Тобола, Ишима и мелких речек системы Вагая. Приведем описание некоторых разрезов этого района.

В 20 *км* к восток-юго-востоку от ст. Заводоуковск (в 1 *км* к западу от пос. Новохорзово) скважиной, пройденной в наиболее возвышенной точке северной части Ишим-Тобольского междуречья (156 *м*), в верхней части плоского неясно очерченного холма вскрыт следующий разрез (рис. 56, *V*):

А. Прикрытый почвой легкий суглинок, песчанистый, карбонатный, лессовидный, желто-бурый, без ясно выраженной слоистости. Основание довольно резкое . 7 *м*.
Б. Суглинок тяжелый, слабо песчанистый, несколько темнее слоя А. Встречаются неясные ржаво-бурые пятна . . . . . 1,8 *м*.

Возможно, слой А и Б — это единая толща осадков, низ которой несколько изменен диагенетическими процессами. Следовательно, лессовидные отложения в районе холма имеют значительную мощность. По-видимому, холм является в основном аккумулятивной формой рельефа.

В 20 *км* к восток-северо-востоку от ст. Заводоуковск (в 5,5 *км* к юго-востоку от пос. Тумашево) в краевой части равнины, имеющей высотные отметки, превосходящие 140 *м*, скважина ручного бурения вскрыла следующий разрез (рис. 56, *VI*):

А. Суглинок желтовато-бурый, тяжелый, слабо песчанистый, с неясными серыми пятнами. Основание резкое . . . . . 2,6 *м*.
Б. Песок хорошо сортированный, желтовато-серый, однородный, разнозернистый. Основание резкое . . . . . 1,5 *м*.
В. Суглинок серый, тяжелый, переслаивающийся с серым глинистым песком (толщина прослоек 10—15 *см*). Внизу — постепенный переход . . . . . 0,9 *м*.
Г. Суглинок серый, тяжелый, вязкий, внизу переходит в серую с редкими ржавыми пятнами глину. На глубине около 11 *м* цвет глины меняется на темно-серый. Вскрытая мощность слоя . . . . . 6,7 *м*.

Другая скважина, пройденная у края той же равнины в 40 *км* к северо-востоку от ст. Заводоуковск (в 2,5 *км* к югу от пос. Зоново), вскрыла следующий разрез (рис. 56, *VII*):

А. Прикрытый почвой суглинок, желто-бурый, неслоистый, тяжелый, слабо опесчаненный. Встречаются редкие карбонатные конкреции до 0,5 *см* в поперечнике. Опес-

чаненность возрастает на глубине 3,5—4 *м* и в нижней части слоя. Основание резкое . . . . . 6,1 *м*.

Б. Суглинок тяжелый, пластичный, буровато-серый. Вверху много ржаво-бурых пятен и рыхлых мергельных конкреций до 1,5 *см* в поперечнике. Слоистость в керне не видна. В основании слоя постепенный переход . . . . . 1,9 *м*.

В. Суглинок тяжелый, горизонтально-полосчатый, чередуются буровато-серые и ржаво-бурые прослойки толщиной 3—5 *см* . . . . . 2 *м*.

В районе упоминавшегося пос. Тумашево, расположенного на абсолютных отметках 120—130 *м*, т. е. в верхней части пологого склона, которым ограничена с севера равнина Ишимской степи, в нескольких промоинах в верхней части склонов долины руч. Коктюль вскрыт следующий разрез (см. рис. 55, *IV*):

А. Прикрытый почвой подзолистого типа песок, разнозернистый, слабо глинистый, желтовато-бурый, без ясно выраженной слоистости. Основание слоя резкое . . . . . до 2,5 *м*.

Б. Толща третичных пород, верхняя часть которой представлена раннеплиоценовой глиной, темно-серой, плотной, тонкодисперсной, с мергельными конкрециями. Последних особенно много близ поверхности слоя. Верхняя часть глин на глубину до 1 *м* разбита сетью зияющих трещин шириной до 15 *см*. Часто трещины ветвятся. Много мелких неглубоких трещин. Повсеместно полости трещин имеют совершенно резкие границы и выполнены желтовато-бурым глинистым песком, тождественным по цвету и составу слоя А.

Приведенные выше, а также другие полученные нами данные свидетельствуют о том, что на северо-западной окраине равнины Ишимской степи и в верхней части склона, которым эта равнина ограничена с севера, покровные лессовидные осадки имеют изменчивую мощность, чаще всего близкую к 1,5—2,5 *м*. Обычно отложения не вскипают с соляной кислотой, хотя нередко содержат рыхлые карбонатные конкреции. Отложения суглинистого состава пластичны. Окраска их часто неоднородна. Широко распространены породы легкого состава (супеси и пески). На более древних породах покровные отложения залегают с резким основанием. В нескольких разрезах в верхней части осадков, подстилающих покров, зафиксированы зияющие трещины, полости которых выполнены материалом, тождественным нижней части покрова.

ПРИКОКЧЕТАВСКАЯ ЧАСТЬ ИШИМ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Восточнее долины Ишима условия залегания лессовидных отложений весьма сходны с таковыми Ишим-Тобольского междуречья. Здесь плащ лессовидных осадков следует основным неровностям местности, переходит на склоны древних долин и котловин. Приведем некоторые характерные разрезы указанного района.

В южной части равнины Ишим-Иртышского междуречья в районе ст. Киялы в нескольких канавах под водопровод И. И. Задковой изучен ряд разрезов лессовидных и подстилающих их отложений. Здесь ниже почвы повсюду залегают лессовидные осадки, имеющие в среднем мощность 2—4 *м*. В основании слоя видна резкая граница перерыва осадконакопления. Состав отложений довольно однообразен. Преобладает светлый желтовато-бурый сильно песчанистый карбонатный суглинок со следами корней. Местами встречаются скопления карбонатов в виде пятен и тонких прожилок. Ниже основания покрова во многих местах видна сеть погребенных зияющих трещин, выполненных песчанистым суглинком, аналогичным по составу нижней части покрова.

Восточнее оз. Шаглы, в 10 *км* к югу от совхоза им. Кирова буровая скважина на плоской равнине вскрыла следующие слои (рис. 57, *I*):

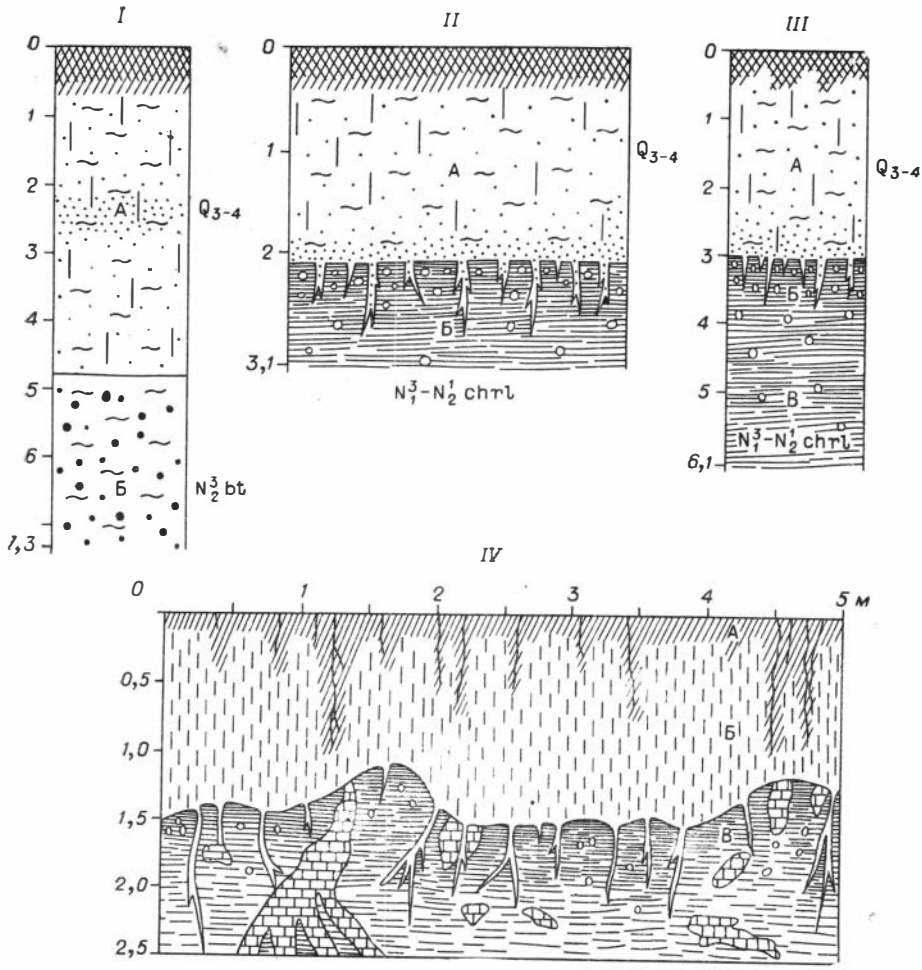


Рис. 57. Условия залегания покровных лессовидных отложений на Ишим-Иртышском междуречье.

I — восточнее оз. Шаглы, в 10 *км* к югу от совхоза им. Кирова на плоской равнине, *II* — в 8 *км* к северо-западу от пос. Веселовка (стенка карьера), *III* — в 8 *км* к югу от ст. Булаево на плоской равнине, *IV* — в 15 *км* к юго-западу от ст. Булаево на плоской равнине (стенка карьера). Пояснения в тексте.

А. Прикрытый почвой суглинок, лессовидный, карбонатный, комковатый, слабо песчанистый. На глубине 2,5 *м* опесчаненность увеличивается до сильной, ниже она несколько уменьшается. Основание резкое . . . . . 4,8 *м*.

Б. Суглинок тяжелый, с гравием и галькой (до 0,5 *см*), желто-бурый, есть бурые и белесые пятна . . . . . 2,5 *м*.

Севернее, в 8 *км* к северо-западу от пос. Веселовка в карьере рядом с узкоколейкой вскрыт следующий разрез (рис. 57, *II*):

А. Суглинок тяжелый, желто-бурый, слабо песчанистый, со следами корней. Основание резкое . . . . . 2,1 *м*.

Б. Глина тонкодисперсная, серая, с бурыми неясными пятнами и мергельными конкрециями (больше вверху). Верхняя часть глин разбита сетью погребенных зияющих трещин шириной до 10 *см*, полости которых выполнены сильно песчанистым желтовато-бурым суглинком, тождественным по составу нижней части слоя А ...1 *м*

Сходные разрезы имеют и другие карьеры вдоль узкоколейки между пос. Веселовка и ст. Булаево. Мощность покрова здесь колеблется от 1,5 до 2,5 *м*. Преобладают тяжелые песчанистые суглинки. Опесчаненность максимальна внизу. Поверхность нижележащих пород имеет денудационную природу. Она срезает встречающиеся в них пятна, прослои и рыхлые мергельные конкреции. Часто в основании покрова залегает мелкая галька (1—2 *см*) из фрагментов мергельных конкреций («интегральный плащ»). Верхняя часть глин, подстилающих покров, повсюду разбита зияющими погребенными трещинами, выполненными осадком, тождественным нижней части покрова.

Во многих карьерах нами делались горизонтальные расчистки верхней части глин, подстилающих покров. Обычно ширина наиболее глубоких трещин не превышает 10—15 *см* при глубине до 1—1,5 *м*. Резкие границы полостей трещин обычно прямолинейны и ограничивают многосторонние полигоны. Последние расчленены густой сетью более мелких трещин шириной 1—3 *см*. Значит, во время образования трещин перемещения грунта внутри полигонов не происходило, а полости трещин были постоянно сухими, не оплывали и не замывались. Слой глины, разбитый трещинами, в момент образования их не был водонасыщенным.

В районе пос. Полтавка, расположенного в 15 *км* к юго-западу от ст. Булаево, в неглубоком карьере обнажены следующие слои (рис. 57, *IV*):

А. Незначительный по мощности (обычно 20—30 *см*) черный почвенный гумусированный слой с весьма неровной нижней границей, изгибающейся в виде «языков» и клиньев, достигающих глубины 0,8—1 *м*. Языки приурочены к глубоким ветвящимся трещинам почвенного слоя. Гумус в языках не перемещен. Он накапливался вдоль трещин в течение многих лет. Значит, трещины в почвенном слое сохраняются на одном месте многие годы, что и является причиной языковатости почвенного слоя.

Б. Суглинок тяжелый, лессовидный, светлый, желтовато-бурый, пористый, карбонатный, слабо песчанистый, со следами корней травянистых растений. Слоистость не видна. Нижняя граница слоя весьма резкая и сильно неровная. Поверхность почвы не повторяет неровностей подошвы покрова, значит, неровности, существовавшие в ранние стадии отложения лессовидного суглинка, позже были сглажены в результате неравномерного отложения материала.

В. Глина пластичная, темно-серая, местами с бурым оттенком, имеющая своеобразное строение конгломерата, состоящего из глиняных окатышей размером 0,5—2,5 *см*. Местами ореховатое строение глины не сохранилось. Глина обогащена светло-серым, местами белым мергельным материалом, образующим неправильные скопления до 0,3—0,5 *м* в поперечнике или вертикальные и наклонные быстро выклинивающиеся жилы с неясными границами толщиной до 0,5 *м*. По-видимому, этот материал имеет диагенетическую природу . . . . . 1—1,5 *м*.

Верхняя часть слоя глин рассечена сетью глубоких (до 1 *м*) зияющих трещин, полости которых выполнены светлым желтовато-бурым суглинком, тождественным по составу слою Б. В верхней части толщина отдельных трещин достигает 5—10 *см*. Вниз они постепенно сужаются, часто ветвясь и нередко отклоняясь от вертикали. Трещины нигде не несут следов течения грунта. Повсюду границы их резкие, а среди суглинка, выполняющего их полости, иногда встречаются остроугольные обломки глин слоя В.

В 8 *км* от ст. Булаево на плоской равнине скважиной ручного бурения вскрыты следующие слои (рис. 57, *III*):

А. Прикрытый почвой суглинок, светлый, желтовато-бурый, слабо песчанистый, карбонатный, со ржавыми пятнами. Внизу опесчаненность сильная. В керне видны вертикальные трещины и следы корней травянистых растений. На глубине 1,75 *м* — слабый приток очень жесткой, насыщенной карбонатами воды. Основание резкое . . . . . 3 *м*.

Б. Глина темно-серая, тонкодисперсная, жирная на ощупь, с мелкими омытыми мергельными конкрециями. Глина имеет своеобразное «ореховатое» строение. Факти-

чески она представляет собой конгломерат, состоящий из окатышей глины размером 0,5—2 *см* с небольшой примесью слабо окатанных мергельных конкреций. Верхняя часть слоя разбита трещинами, выполненными осадком, тождественным нижней части слоя А. . . . . 1,1 *м*.

В. Глина, аналогичная вышележащей, но монолитная, серая и зеленовато-серая. Встречаются рыхлые водонасыщенные мергельные конкреции размером до 4 *см* . . . . . 2 *м*.

Некоторые другие скважины, пройденные нами в нескольких десятках метров от описываемой, слоя ореховатой глины не встретили. Под покровными осадками вскрыты глины, сходные со слоем В. Количество и размеры конкреций быстро уменьшаются вниз по разрезу. Во всех скважинах видны вертикальные полосы керна ниже подошвы покровных суглинков. Таким образом, конгломерат слоя Б распространен неповсеместно.

Плоская равнина в районе Камышловского лога изобилует различными мелкими замкнутыми понижениями. Почти все из них имеют глубину, измеряемую долями метра, реже первыми метрами. На некоторых из этих понижений были пробурены скважины с целью выяснения условий залегания в них покровных лессовидных отложений.

В 18 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево (в 3 *км* к восток-юго-востоку от пос. Успенка) поперек заболоченной округлой котловины, имеющей диаметр около 1,3 *км* при относительной глубине 1,5 *м*, был пройден инструментальный нивелировочный ход и пробурено 6 скважин, вскрывших следующий разрез (рис. 58, *I*):

А. Прикрытый почвой покровный лессовидный суглинок, сильно опесчаненный, со следами корней травянистых растений и вертикальными трещинами. Мощность слоя в центральной части котловины 3,9 *м*, а на склонах значительно меньше. Значит, современная котловина приурочена к понижению пород, подстилающих лессовидный суглинок. Во всех скважинах основание слоя резкое . . . . до 3,9 *м*.

Б. Одна из скважин, пройденная в нижней части западного склона котловины, вскрыла ниже лессовидного суглинка бурый суглинок с большим количеством гальки, состоящей из окатанных мергельных конкреций. В слое содержится большое количество раковин пресноводных моллюсков (вальваты и униониды). Основание резкое . . . . . 0,6 *м*.

В. Все остальные скважины ниже лессовидных покровных отложений вскрыли серые глины с мергельными конкрециями. Верхняя часть их разбита сетью зияющих погребенных трещин, полости которых выполнены осадком, тождественным нижней части слоя покровных лессовидных отложений (керн скважин вертикально-полосчатый).

Таким образом, покров лессовидных отложений с резким основанием выстилает древнее понижение. Последнее было отчасти выполнено субаквальными осадками. Ранее отложения лессовидных суглинков эти осадки, содержащие раковины пресноводных моллюсков, были отчасти снесены, так что в наиболее пониженной части котловины покров лег непосредственно на раннеплиоценовые глины.

В том же районе, в 3 *км* к северо-востоку от пос. Успенка нивелировка и бурение были проведены в районе занятого лесом понижения, имеющего около 700 *м* в поперечнике и глубиной 0,6—0,8 *м*. Здесь было пробурено 4 скважины, которые вскрыли следующий разрез (рис. 58, *II*):

А. Прикрытый почвой суглинок, опесчаненный (особенно внизу), тяжелый, покровный, лессовидный, со следами корней и вертикальными трещинами. Мощность слоя максимальна в центральной части понижения, где основание его расположено на два метра ниже, чем за пределами западины. Всюду основание слоя резкое . . . . . до 3 *м*.

Б. Глина тонкодисперсная, серая, с мергельными конкрециями, имеющая структуру конгломерата, состоящего из мелких глиняных окатышей и окатанных мергельных конкреций . . . . . до 2 *м*.

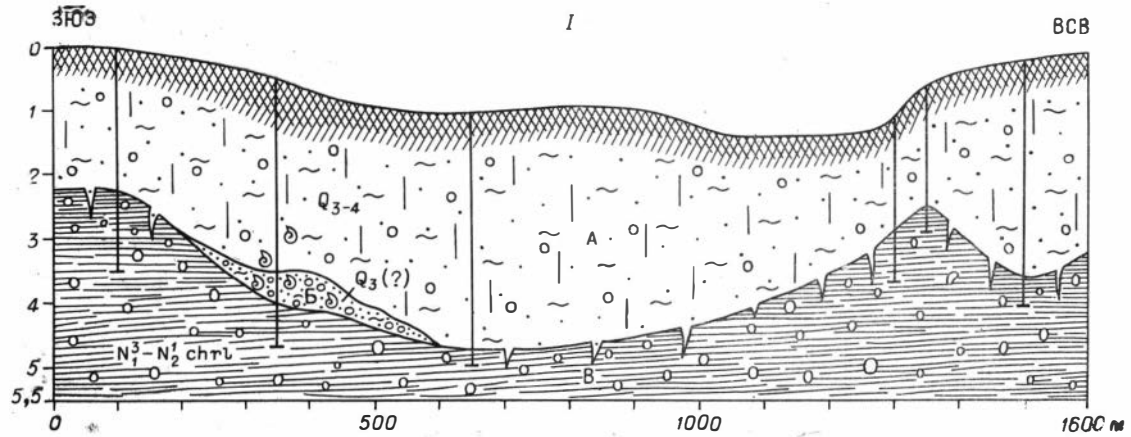
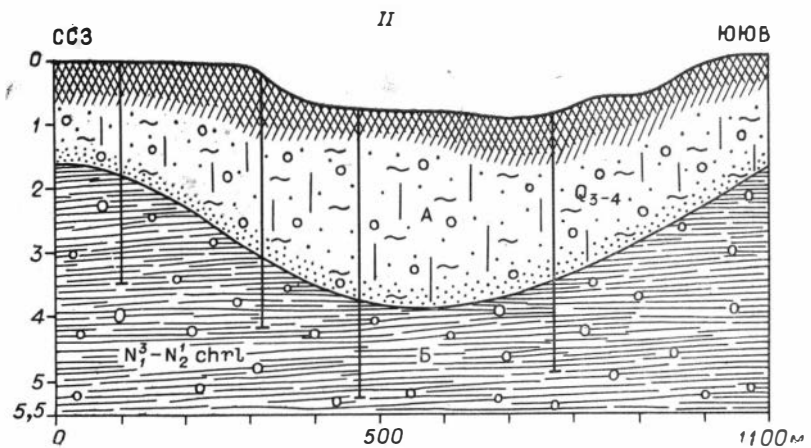
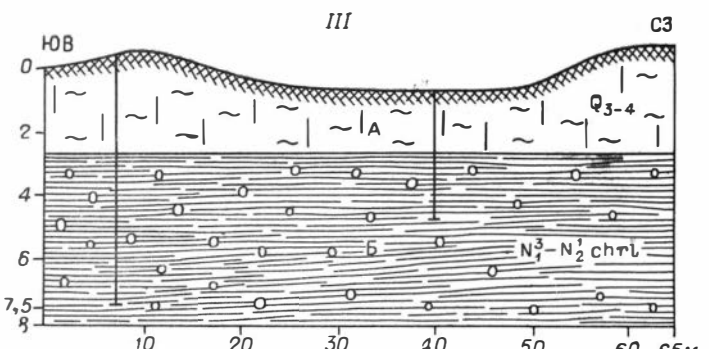


Рис. 58. Условия залегания покровных лессовидных отложений на равнине Ишим-Иртышского междуречья под западинами.

I — в 18 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево, *II* — в 3 *км* к северо-востоку от пос. Успенка (в 15 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево) в районе крупной западины, *III* — в 8 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево под небольшой западиной. Пояснения в тексте.





Следовательно, покровные лессовидные отложения легли здесь на склоны и дно древнего понижения, выработанного в слое конгломерата, состоящего из глиняных окатышей с примесью окатанных мергельных конкреций. По-видимому, это позднеплиоценовый аллювий. Ранее отложения покрова понижение было выражено в рельефе более резко, чем современная западина.

В 8 *км* к юго-юго-востоку от ст. Булаево были пробурены 2 буровые скважины на одной из широко распространенных здесь западин, имеющей диаметр около 40 *м* при относительной глубине 0,6 *м*. Ниже почвы здесь залегает покровный лессовидный опесчаненный тяжелый суглинок. Под западиной он имеет мощность, несколько меньшую, чем за ее пределами, а резкая подошва его в районе западины залегает горизонтально (рис. 58, *III*). Такое же строение имеют и другие мелкие западины, а также часть и более обширных западин. Итак, многие западины не приурочены к понижениям поверхности пород, подстилающих покров лессовидных отложений.

Восточные районы прикокчетавской части Ишим-Иртышского междуречья в отличие от западных обладают довольно глубоко расчлененным рельефом. Здесь расположено несколько значительных по размерам глубоких замкнутых котловин, занятых солончаками и солеными озерами (Киши-Карой, Улькен-Карой, Теке и др.). Дно котловин имеет абсолютные отметки, значительно более низкие, чем дно близлежащих долин (Камышловского лога на севере и Иртыша на востоке). Происхождение котловин во многом еще недостаточно ясно. Не углубляясь в разбор различных мнений, существующих на этот счет, заметим, что котловины являются в основном скульптурными формами рельефа, выработанными в толще третичных пород, залегающих практически горизонтально. Поверхность равнины повсюду сложена покровными лессовидными отложениями, подстилаемыми породами различного состава и возраста.

Скважина, пробуренная нами в верхней части западного склона котловины оз. Киши-Карой, дно которой расположено на 80 *м* ниже поверхности равнины междуречья, прошла по светлым желтовато-бурым карбонатным тяжелым суглинкам 6,5 *м* и не вышла из них. В средних частях пологих и растянутых склонов котловины в промоинах и искусственных разрезах также вскрыты светлые желтовато-бурые суглинки. На дне котловины близ берега озера пологий склон котловины незаметно переходит в террасовидную поверхность, имеющую относительную высоту 5—6 *м* над урезом озера. Скважина, пробуренная нами на этой поверхности западнее озера, прошла 6 *м* по буровато-желтым светлым тяжелым карбонатным суглинкам, имеющим очень резкую нижнюю границу. Под ними вскрыта голубовато-серая неравномерно песчанистая, по-видимому, слоистая глина озерного типа. Следовательно, в районе котловины оз. Киши-Карой покров лессовидных отложений спускается с поверхности междуречья на склоны и дно котловины. Он сформировался, значит, позже самой котловины, когда рельеф уже был близок к современному.

В районе котловины оз. Теке покровные лессовидные отложения имеют сходное строение. Во многих разрезах и буровых скважинах на склонах котловин обнаружено резкое основание покровных суглинков и глинистых песков. Верхняя часть осадков, подстилающих покров, разбита ветвящимися трещинами, полости которых выполнены материалом, тождественным нижней части лессовидных отложений. На пологих склонах котловины плащ лессовидных осадков переходит с междуречья в долины ручьев (например, Талды-Сая), покрывая склоны и площадку высокой террасы (придолинного понижения).

В восточной части равнины, близ долины Иртыша покровные лессовидные отложения имеют мощность 3—5 *м* и часто подстилаются алевритами и глинистыми песками озерного и аллювиального генезиса, нередко также имеющими желтовато-бурый цвет. Покров лессовидных осадков переходит с равнины междуречья на пологий западный склон долины Иртыша.

Итак, восточнее и северо-восточнее Кокчетавской возвышенности лессовидные отложения залегают в виде покрова, почти повсюду ясно отграниченного от нижележащих пород поверхностью, отвечающей перерыву осадконакопления. Покров выстилает склоны крупных бессточных котловин и переходит с равнины междуречья на склон долины Иртыша.

ПРИТЮКАЛИНСКАЯ РАВНИНА

Равнина, простирающаяся севернее Камышловского лога, так же как и к югу от него, повсюду сложена с поверхности покровными лессовидными отложениями, залегающими непосредственно ниже почвы. Значительная часть этой равнины заболочена и трудно проходима.

Вблизи Камышловского лога, в восточной части пос. Булаево покровные лессовидные отложения вскрыты несколькими карьерами. В одном из них, уже упоминавшемся при описании третичных отложений, вскрыты следующие слои (см. рис. 22, *II*):

А. Прикрытый почвой светлый, желтовато-бурый суглинок, карбонатный, сильнопесчаненный, пористый, со следами корней. Внизу ясно видна слоистость. В последней различаются горизонтальные и слабо наклонные пачки более или менее параллельных друг другу элементарных слойков, падающих местами под углом до 10—15°, разделенные четкими границами раздела, которые срезают слойки нижележащей пачки. Указанные особенности слоистости свидетельствуют о том, что отложение материала происходило в условиях крайне изменчивой динамики среды, причем аккумуляция часто сменялась временно сносом.

В лупу ясно видно, что основная масса осадка состоит из минеральных зерен (главным образом кварца и полевых шпатов) размером от 0,1 до 0,05 *мм*. Отдельные тонкие (до 1—2 *мм*) слойки сложены более крупными зернами (0,25—0,5 *мм* кварца, полевых шпатов, карбонатов, а отчасти — окатанными кусочками сухой глины. Последние имеют угловато-округлую форму, залегают вперемешку с зернами кварца и иных минералов и представляют собой, таким образом, обычный обломочный материал, а не агрегаты, образовавшиеся уже после отложения осадка.

Зерна упакованы весьма рыхло и окутаны пленками солей (главным образом карбонатов). При смачивании образца водой его первичное строение нарушается, и он приобретает вид песчанистого пластичного суглинка. Следовательно, лессовидный суглинок в действительности состоит из хорошо сортированного обломочного материала. Элементарные слойки сложены сравнительно крупными элементарными частицами и почти не содержат зерен, более мелких, чем алеврит. Имея в виду характеристику среды, в которой происходило накопление осадка, мы должны, следовательно, называть его не песчанистым суглинком, а песчанистым алевритом. Лабораторное определение (окрашивание и электронная микроскопия) показало, что глинистая фракция лессовидного суглинка состоит в основном из гидрослюд. По-видимому, зерна глиняного песка и алеврита слоя А образовались за счет разрушения гидрослюдистых глин. В нижней части слоя материал становится более грубозернистым. В основании — тонкий прослоек гравия, состоящего главным образом из окатанных зерен карбонатов. Основание резкое .... 2 *м*.

Б. Галечник с подчиненными прослоями гравия, песков и суглинков, с косой слоистостью аллювиального типа и раковинами пресноводных моллюсков (см. гл. II, раздел о геологическом строении). Галька и гравий состоят почти исключительно из окатанных фрагментов мергельных конкреций, встречающихся в нижележащих отложениях. Галечники и пески выполняют понижения руслового характера поверхности нижележащих отложений. Вместе с тем к русловым галечникам приурочен также подъем подошвы лессовидных суглинков. Значит, ранее отложения лессовидных осадков часть отложений, в которые было врезано русло, была уничтожена и русло приобрело обратное выражение в рельефе.

В. Ниже русловых галечников, а там, где их нет, ниже лессовидных отложений залегает глина темно-серая, с мергельными конкрециями до 10—15 *см* в поперечнике. Верхняя часть слоя В и слой Б разбиты сетью зияющих трещин глубиной до 1,5 *м*. Трещины часто ветвятся, особенно в нижней части, и повсюду имеют совершенно четкие границы полостей. Последние выполнены светлым сильно песчанистым желтовато-бурым лессовидным суглинком, тождественным облику и составу нижней части слоя А. Иногда в массе осадка, выполняющего трещины, встречаются отдельные угловатые куски глин слоя В . . . . . 1,5 *м*.

Кроме густой сети трещин, которыми разбиты глины слоя В и русловые отложения слоя Б, в нижней части слоя А изредка встречаются мелкие (до 20 *см* при ширине 3—5 *см*) заклинки, отходящие от поверхности основания этого слоя вверх. Они выполнены нижележащей породой, внедрившейся в нижнюю часть слоя А уже позже ее отложения.

Трещины, которыми разбита верхняя часть отложений, подстилающих лессовидные суглинки, формировались в условиях отсутствия движения грунта внутри полигонов, ограниченных трещинами. Слоистость в нижней части слоя А нигде не деформирована (за исключением редких «заклинков вверх», выполненных нижележащей породой). Следовательно, образование сети трещин в ранние стадии накопления лессовидных отложений уже полностью завершилось. Состав материала, выполняющего полости трещин, свидетельствует о том, что заполнение их и начало накопления лессовидных отложений совпадали во времени.

Приведем описание некоторых разрезов северной части Ишим-Иртышского междуречья, где также широко распространены покровные лессовидные отложения.

В 5 *км* к северу от г. Петропавловска в пределах плоской относительно пониженной равнины канава под трубопровод, проходящая широтно, повсюду вскрыла на глубину около 2 *м*, суглинок тяжелый, светлый, желтовато-бурый, карбонатный, лессовидный, внизу сильно влажный. Встречаются следы корней травянистых растений, вертикальные трещины с глянцевитыми поверхностями и изредка кристаллы гипса. Скважина, дополнившая разрез до глубины 4 *м*, показала, что мощность покровного суглинка составляет 3,3 *м*. Основание слоя резкое. Ниже следуют тонкодисперсные глины, пестрые, липкие, с мергельными конкрециями (черлакская свита). Верхняя часть глин разбита густой сетью зияющих трещин, полости которых выполнены материалом, тождественным нижней части слоя лессовидного суглинка.

Скважина, пробуренная в 2 *км* севернее в пределах участка равнины, относительно возвышенного над только что охарактеризованным на 5—7 *м*, вскрыла под почвой сильно глинистый песок, светлый, желтовато-бурый, со скоплениями карбонатов на глубине около 2 *м* и редкими кристаллами гипса до 1 *см* в поперечнике. На глубине 3,5 *м* встречаются светло-серые и темно-бурые гумусированные прослойки. Ниже, на глубине 4 *м* лессовидные пески резко переходят в алевриты пестрой окраски с мергельными конкрециями. По-видимому, это фациальная разность глин черлакской свиты или позднеплиоценового аллювия.

В 15—20 *км* к юго-юго-востоку от г. Ишима в краевой части Ишим-Иртышского междуречья в верхней части склонов нескольких оврагов, шурфах и буровых скважинах видно, что под почвой повсюду залегают светлые желтовато-бурые суглинки, обогащенные песчаным материалом (особенно внизу). Основание покрова всюду резкое. В ряде разрезов, хорошо видно, что верхняя часть отложений, подстилающих покров, разбита сетью трещин, полости которых выполнены песчанистым лессовидным желтовато-бурым суглинком. Так, в верховьях оврага, вскрывающего верхнюю часть разреза равнины междуречья в 1 *км* к северо-северо-западу от пос. Орловка, вскрыт следующий разрез:

А. Прикрытый почвой суглинок, тяжелый, опесчаненный (особенно внизу), желто-бурый, карбонатный, со следами корней травянистых растений и вертикальными трещинами. На глубине 1,5 *м* много карбонатных конкреций. Основание резкое . . . . . 3 *м*.

Б. Суглинок тяжелый, слабо опесчаненный, серый, со ржаво-бурыми пятнами и прожилками. Вверху — сеть ветвящихся трещин шириной до 10 *см*. Полости трещин выполнены материалом, аналогичным слою А . . . . . 1 *м*.

Слой Б, по-видимому, является озерными отложениями четвертичного возраста. В момент формирования трещин верхняя часть его не была переувлажнена. Выполнение полостей произошло в ранние стадии формирования лессовидного суглинка, о чем свидетельствует состав материала, заполняющего их.

Итак, в северной части Ишим-Иртышского междуречья покровные лессовидные отложения (преимущественно суглинки) имеют мощность 3—4 *м*. Они с резким основанием налегают на четвертичные озерные осадки, верхняя часть которых изменена диагенетическими процессами и разбита сетью погребенных трещин, образовавшихся и заполнившихся в самом начале формирования покрова.

В областях широко распространенного в северо-восточной части Ишим-Иртышского междуречья гривного рельефа мощность лессовидных отложений крайне изменчива. В понижениях между гривами она обычно незначительна. Чаще всего здесь залегают суглинки тяжелые, в той или иной степени опесчаненные, пластичные, желтовато-бурые, без ясно выраженной слоистости, имеющие резкую нижнюю границу. Гривы практически всюду сложены светлыми желтовато-бурыми сильно песчанистыми и алевритистыми суглинками или глинистыми алевритами и песками. Эти отложения повсюду связаны непрерывными переходами с суглинками межгривных пространств, составляя с ними единый в генетическом и возрастном отношении слой осадков. Хотя изредка встречаются гривы, имеющие цоколь из древних пород, большинство их является аккумулятивными формами рельефа, образовавшимися за счет неравномерного накопления лессовидных отложений. Склоны многих грив, расположенных близ крупных озер, срезаны абразионными процессами. Из этого следует, что в момент образования грив озера либо вовсе не существовали, либо уровень их был значительно более низким, чем теперь.

В области пологого склона, которым ограничена с севера равнина Ишим-Иртышского междуречья, ниже почвенного горизонта почти повсюду залегает изменчивый по мощности слой желтовато-бурого в той или иной степени песчанистого суглинка со следами корней травянистых растений, содержащий скопления карбонатов. Лишь местами этот слой не сохранился. Следовательно, покров лессовидных отложений равнины Ишим-Иртышского междуречья прикрывает и склон, ограничивающий ее с севера.

ДОЛИНЫ, КРУПНЫЕ КОТЛОВИНЫ ИШИМСКОЙ СТЕПИ И ДРЕВНЯЯ ОЗЕРНАЯ РАВНИНА ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ИРТЫША

Лессовидные покровные отложения широко распространены в современных долинах и крупных замкнутых котловинах Ишимской степи, а также встречаются к северу от последней, на древней озерной равнине левобережья Иртыша. Условия залегания и строение этих осадков прослежены нами в долинах системы Ишима, Камышловском логе, на склонах котловин озер Киши-Карой и Теке, расположенных к северо-востоку от Кокчетавской возвышенности. Нами пройдены также многочисленные

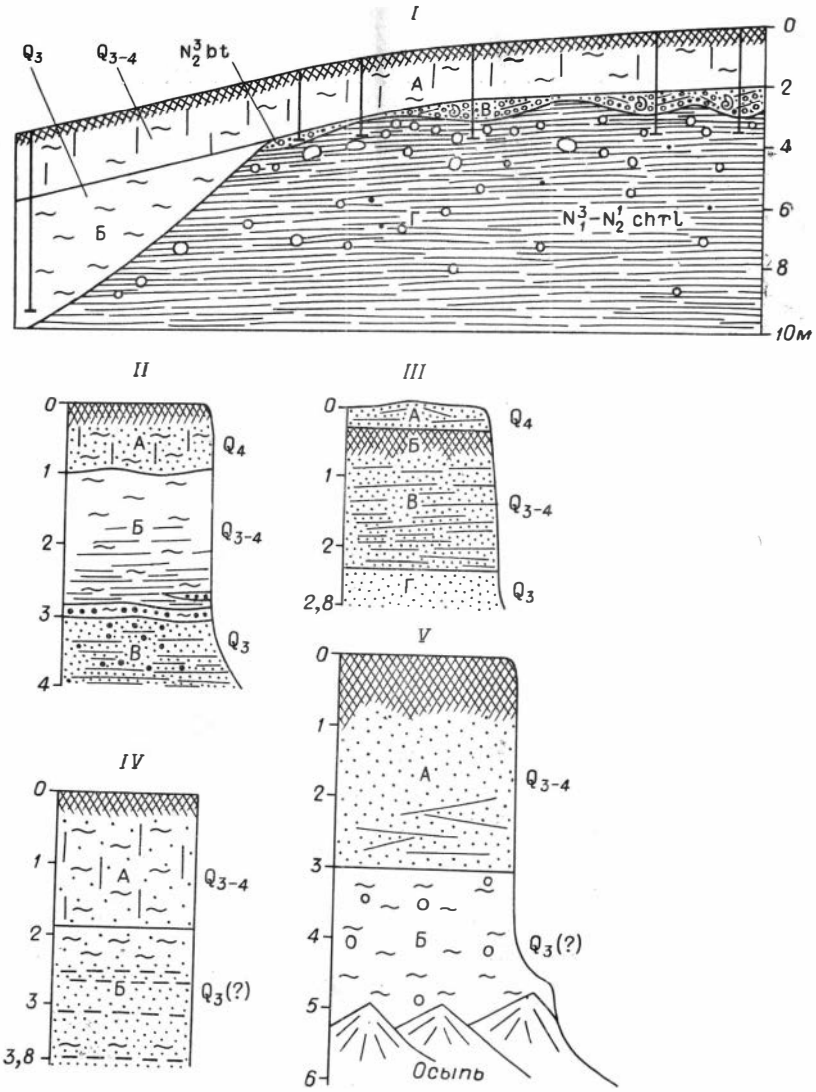


Рис. 59. Условия залегания покрова лессовидных отложений в долинах Ишимской степи.

I — верхняя часть склона долины Ишима в 2—3 *км* к западу от пос. Николаевка, *II* — западнее г. Петропавловска на второй надпойменной террасе, *III* — в 10 *км* к северу от г. Петропавловска на второй надпойменной террасе, *IV* — в 8 *км* к востоку от пос. Новотравное на северном склоне гривы в пределах второй надпойменной террасы, *V* — в нижней части склона Камышловского лога на южном берегу оз. Половинное. Пояснения в тексте.

скважины и изучены некоторые разрезы в пределах озерной равнины левобережья широтного отрезка Иртыша.

Приведем описание некоторых разрезов, показывающих характер залегания лессовидных отложений в районе долины Ишима к северу от Кокчетавской возвышенности.

Ряд скважин, пробуренных на пологом западном склоне долины Ишима в 2—3 *км* к западу от пос. Николаевка, вскрыл следующий разрез (рис. 59, *I*):

А. Прикрытый почвой суглинок, сильно песчанистый (особенно внизу), светлый, желтовато-бурый, комковатый. Хорошо выдерживается мощность, слой суглинка переходит с поверхности равнины междуречья на пологий склон долины. Основание резкое . . . . . 2,5—3 *м*.

Б. Скважина, пройденная в средней части пологого западного склона долины Ишима, ниже слоя А (3,5 *м*) встретила весьма сходный с ним по составу менее песчанистый и более темный суглинок, в котором встречаются ржаво-бурые пятна. На глубине около 5 *м* — очень мелкие (до 1,5 *мм* в поперечнике) окатанные обломки раковин пресноводных моллюсков. Слой Б, несомненно, прислонен к наклонной поверхности размыва третичных пород, в толщу которых врезана долина Ишима. Это либо более древние лессовидные отложения, либо осадки озерного генезиса....3,8 *м*.

В. Изменчивый по мощности слой глиняных окатышей, окатанных фрагментов мергельных конкреций, гравия и разнозернистого песка. В слое содержатся раковины пресноводных моллюсков. Этот слой встречен лишь скважинами, пройденными в краевой части равнины и верхней части склона долины . . . . . 0,5—1 *м*.

Г. Глина тонкодисперсная, темно-серая и зеленовато-серая, местами пестро окрашенная. Много мергельных конкреций (особенно вверху). Скважины, пройденные в краевой части равнины и самой верхней части склона, вскрыли эти глины ниже слоя В. Скважины, пройденные ниже, слоя В не встретили. Здесь лессовидный суглинок залегает непосредственно на слое Г. При этом верхняя часть его разбита сетью погребенных трещин, полости которых выполнены материалом, тождественным нижней части слоя А.

В районе г. Петропавловска западный (левый) склон долин пологий и весьма постепенно переходит в плоскую поверхность равнины междуречья. В канаве под трубопровод ниже почвенного слоя на глубину 2—2,5 *м* повсюду вскрыт суглинок песчанистый, тяжелый, желтовато-бурый, карбонатный, содержащий скопления карбонатов (белоглазка). В районе перехода верхней части склона в равнину междуречья мощность суглинка местами уменьшается до 1,5 *м*. Здесь можно видеть резкую подошву суглинка, срезающую позднеплиоценовый грубозернистый аллювий или серые раннеплиоценовые глины с мергельными конкрециями.

Покров лессовидных отложений переходит со склона долины на поверхность второй надпойменной террасы Ишима, где он также имеет резкое основание. Западнее г. Петропавловска, в районе пос. Кожзавод в карьере, вскрывающем на глубину 3—4 *м* осадки второй надпойменной террасы, наблюдается следующий разрез (рис. 59, *II*):

А. Изменчивый по мощности слой желтовато-бурого делювиального песчанистого суглинка со следами корней, разбитый сетью трещин. Основание неясное . до 1 *м*.

Б. Суглинок, сходный с вышележащим, но более светлый, с редкими известковистыми конкрециями («журавчики»). Внизу видна неясная мелкая перемежающаяся слоистость. Основание слоя резкое. К нему приурочен прослоек суглинка и неокатанных обломков темной бурой глины . . . . . 2 *м*.

В. Песок и гравий желтовато-серый, хорошо сортированный, имеющий горизонтальную слоистость. Чередуются прослойки толщиной 5—10 *см*, сложенные зернами различной величины. Часть зерен песка и гравия представляет собой окатанные обломки сухой глины. В отличие от слоя Б поверхность зерен кварца не покрыта пленками глины и солей, как в слое Б, а совершенно чиста. Зерна глиняного песка и гравия имеют глянцевитую поверхность . . . . . 1 *м*.

Слой А является делювиально-пролювиальными отложениями, слой Б — покров лессовидных осадков, переходящий на дно долины с ее склона. Слой В отлагался, скорее всего, в водной среде в условиях быстрого захоронения материала, при котором песчаные и гравиевые зерна, состоящие из глины, не успевали размокнуть и раствориться. Вероятнее всего, это дельтово-эстуарные осадки того времени, когда в низовьях Ишима располагался озерный залив. Каково бы ни было происхождение этих отложений, их следует рассматривать как один из непосредственных источников материала для формирования покрова лессовидных осадков.

В 10 *км* к северу от г. Петропавловска в правой части долины несколько оврагов вскрывают верхнюю часть разреза второй надпойменной тер-

расы Ишима. Здесь в овраге и обрыве правого берега Ишима от высоты 20 *м* над меженным уровнем реки вскрыты следующие слои (рис. 59, *III*):

А. Песок рыхлый, разнозернистый, серый, местами видны тонкие гумусированные прослойки. Основание резкое . . . . . 0,3 *м*.
Б. Почва (чернозем). В основании — постепенный переход . . . . . 0,4 *м*.
В. Песок глинистый, желтовато-бурый, с неясной горизонтальной слоистостью, слабо сцементированный карбонатами и глиной, хорошо сохраняет вертикальную стенку обнажения. Основание резкое . . . . . 1,6 *м*.
Г. Песок желтовато-бурый, разнозернистый, имеющий слоистость озерно-эстуарного типа, слагает большую часть разреза террасы.

Слой А — эоловые осадки, образующиеся в настоящее время за счет выноса материала ветром со стенки обнажения. Слой В — покров лессовидных отложений.

Лессовидные отложения распространены на дне и склонах долины Ишима и севернее г. Петропавловска. Здесь на поверхности второй надпойменной террасы и склонах долины встречаются гривы, хорошо выдерживающие широтную с некоторым отклонением к северо-востоку ориентировку. Буровые скважины и шурфы, пройденные нами в районе пос. Казанское (50 *км* к югу от г. Ишима) и севернее, показали, что лессовидные осадки обычно слагают верхнюю часть разреза на склонах долины (особенно западном) и поверхности второй террасы. Чаще всего ими сложена и большая часть разреза грив. Приведем некоторые разрезы этого района.

В 35 *км* к юго-юго-западу от г. Ишима поверхность второй надпойменной террасы весьма неровная и во многих местах осложнена гривами. В районе перешейка между озерами Большое и Малое Кабанье в пределах волнистой поверхности на высоте около 5 *м* над урезом воды в оз. Б. Кабанье пробурена скважина. Она вскрыла ниже почвы суглинок легкий, светлый, желтовато-бурый, алевритистый, карбонатный, без ясно выраженной слоистости. На глубине 4 *м* бурение было остановлено из-за притока грунтовой воды. По-видимому, мощность покрова здесь близка к 5 *м*.

Севернее, в 20—25 *км* к юго-юго-западу от г. Ишима вторая терраса занимает подавляющую часть дна долины. Ширина ее достигает 20 *км*, а уступ, который отделяет ее от первой террасы и поймы, расположен совсем близко от восточного склона долины, так что общая ширина указанных террас здесь не превосходит 2 *км*. На поверхности второй террасы и пологом западном склоне долины встречаются гривы.

Буровыми скважинами, пройденными нами в верхней и средней частях западного склона долины к западу от пос. Новотравное, обнаружено, что и в краевой части междуречья и на склоне долины непосредственно под почвой залегает суглинок легкий, песчанистый, карбонатный, светлый, желто-бурый, комковатый. Мощность его 2—3 *м*. В краевой части междуречья он с резким основанием лежит на серой глине с мергельными конкрециями, а на склоне долины — на суглинке темном, желтовато-буром, который ниже постепенно сменяется хорошо сортированным песком. Последний с резким размывом перекрывает позднеплиоценовый аллювий. Слой лессовидного суглинка отсутствует лишь в месте перехода краевой части равнины в склон долины, где он, по-видимому, уничтожен плоскостным смывом. Несомненно, суглинок краевой части междуречья и склона долины является в генетическом и возрастном отношениях единым слоем осадков.

Другая группа скважин была пройдена на второй террасе в 8 *км* к востоку от пос. Новотравное. Здесь на неровной поверхности террасы ясно видны остатки правильно меандрирующего русла, имевшего ширину около 1 *км*. Эти следы русла выражены в рельефе в виде широкого ложбинообразного понижения относительной глубиной 1—1,5 *м*. Указан-

ное понижение пересекается поперек гривой, имеющей относительную высоту 7—10 *м* и ширину около 0,8 *км*. При этом ясно видно, что основание гривы в месте пересечения ею древней ложбины сложено осадками, генетически связанными с древним руслом.

Скважины, пройденные севернее гривы в районе русла, показали, что верхняя часть разреза и в районе ложбины и за ее пределами представлена суглинком легким, желтовато-бурым, песчанистым, карбонатным, имеющим резкое основание. За пределами ложбин этот суглинок лежит на суглинке легком, однородном, алевритистом, слюдистом, содержащем разложившиеся остатки водных растений. В пределах ложбины между лессовидными отложениями и этим суглинком залегает аллювий, представленный глинистым песком с прослоями алеврита и суглинка.

Скважина, пройденная на северном склоне гривы в том месте, где она пересекает середину ложбины, вскрыла следующие слои (рис. 59, *IV*):

А. Суглинок светлый, желто-бурый, песчанистый, карбонатный, неслоистый. Основание резкое . . . . . 1,9 *м*.

Б. Суглинок серый, быстро сменяющийся ниже водонасыщенным серым песком с маломощными прослойками алеврита и суглинка . . . . . 1,9 *м*.

Несколько других скважин, пройденных в верхней части гривы, показали, что основная часть ее разреза сложена светлыми желто-бурыми карбонатными сильно песчанистыми суглинками и глинистыми песками, залегающими на более древних породах с границей денудационного перерыва. Местами самая нижняя часть гривы сложена субаквальными осадками, образующими ее цоколь.

Охарактеризованная грива, пересекающая остатки древнего русла, несомненно, образовалась одновременно со всеми остальными гривами второй террасы склона долины, а также с лессовидными отложениями, слагающими верхнюю часть разреза этой террасы. Первичная поверхность террасы сильно переработана последующими процессами. Верхняя часть русловых отложений, уцелевшая под гривой, за ее пределами была снесена на глубину, во всяком случае, превосходящую 2 *м*. Но само русло во время формирования террасы, несомненно, являлось отрицательной формой рельефа; оно имело склоны, сложенные пойменными и старичными осадками. В понижениях между гривами верхняя часть этих отложений была также снесена во время формирования грив.

Генетически единый слой покровных лессовидных осадков и отложений грив, имеющий резкое основание, моложе отложений террасы. Гривы и иные положительные формы рельефа, осложняющие поверхность второй террасы, разбивают ее на множество замкнутых бессточных понижений различных размеров и глубины, часть которых ныне занята озерами. Наличие этих понижений, ограниченных нередко довольно высокими склонами, является добавочным свидетельством глубокой переработки последующими процессами первичной поверхности и осадков второй надпойменной террасы. Покровные лессовидные отложения и тесно связанные с ними генетически гривы совершенно не встречаются на первой террасе и пойме, разрез которых обычно целиком представлен аллювиальными, отчасти озерными и болотными отложениями. Во многих местах склоны грив срезаются верхним эрозионным уступом первой надпойменной террасы. Следовательно, в области раннеплиоценовой пластовой равнины покровные лессовидные отложения и гривы сформировались позднее второй, но ранее первой надпойменной террасы Ишима.

Лессовидные отложения широко распространены не только в долине Ишима, но и в других долинах Ишимской степи. Например, переход покрова лессовидных осадков с равнины междуречья на склоны и дно долин

неоднократно наблюдался нами в северо-восточной части Ишимской степи, на Ишим-Тобольском междуречье (долины рек Суерь, Кизак, Емец, верховьев Вагая и многие другие).

В районе сухой долины Камышловского лога, пересекающей Ишим-Иртышское междуречье, светлые желтовато-бурые сильно песчанистые тяжелые и легкие лессовидные карбонатные суглинки вскрыты многочисленными буровыми скважинами, шурфами и искусственными разрезами на склонах и дне этой долины. В самой верхней части склонов лессовидные отложения во многих местах не сохранились, и прямо под почвой залегают более древние породы. Среди них особенно часто встречаются русловые позднеплиоценовые галечники с раковинами пресноводных моллюсков и серые тонкодисперсные раннеплиоценовые глины с мергельными конкрециями.

В качестве характерного для указанного района приведем разрез южного берега оз. Половинное в 10 *км* к восток-юго-востоку от ст. Булаево (рис. 59, *V*). В верхней части берегового уступа, имеющего высоту около 9 *м* над уровнем озера, обнажены следующие слои:

А. Прикрытый почвой мощностью около 1 *м* песок, светлый, желтовато-бурый, карбонатный, пористый, лессовидный, глинистый. В средней и нижней частях слоя ясно видны косые пачки наклонных слойков сортированного материала, состоящего из сравнительно крупных зерен. Четкие границы раздела срезают наклонные слойки нижележащих пачек. В нижней части каждой пачки, напротив, слойки следуют более или менее параллельно ее нижней границе. Слой разбит вертикальными трещинами и поэтому хорошо сохраняет отвесную стенку. Встречаются заполненные мелкоземом норы мелких землероев и скопления мелкокристаллического гипса. В осадке много алевритовых и песчаных зерен, состоящих из сухой глины. Эти зерна залегают вперемешку с зернами кварца, полевых шпатов и других минералов, и, несомненно, являются первичным обломочным материалом. Таким образом, осадок формировался в весьма своеобразной обстановке. Глинистая порода в сухом состоянии измельчалась до состояния песка и алеврита. В виде алевритовых и песчаных зерен она переносилась, при этом зерна глиняного алеврита и песка окатывались, сортировались, смешивались с зернами других минералов и захоронялись вперемешку с ними. В основании слоя — тонкий прослоек гравия и мелкой гальки (до 1 *см* в поперечнике), состоящих главным образом из фрагментов мергельных конкреций. Основание резкое . . . . . 3 *м*.

Б. Суглинок светлый, желтовато- и зеленовато-бурый, озерного типа, с охристыми примазками, местами окрашен окислами железа в виде колец (кольца Лизеганга). Встречаются скопления мелкокристаллического гипса . . . . . 2 *м*.

Верхняя часть слоя Б разбита ветвящимися трещинами. Полости этих трещин заполнены материалом нижней части слоя А. Основание слоя совершенно резкое, а слоистость в его нижней части нарушена. Значит, трещины древнее его. Когда же поверхность слоя Б начала перекрываться осадками, образование трещин уже завершилось. Выполнение полостей трещин, несомненно, происходило в начальные стадии накопления лессовидных отложений, так как полости трещин выполнены материалом, не отличающимся от материала нижней части покрова.

Севернее г. Ишима, где долина Ишима выходит за пределы раннеплиоценовой пластовой равнины, пологий западный склон долины и вторая надпойменная терраса переходят в широкую полосу наклонной на северо-восток равнины, постепенно снижающейся к руслу реки. Поверхность этой равнины неровная. Здесь видны плохо сохранившиеся уступы, ограничивающие меридиональное долинообразное понижение, являющееся, по-видимому, остатками долины Ишима, существовавшей ранее озерной трансгрессии, а также следы береговых линий на отметках, близких к 125, 110, 70 и 60 *м*. Все эти древние формы рельефа переработаны последующими процессами. Здесь широко распространены гривы, имеющие восток-северо-восточное направление.

Скважины, пройденные в указанном районе, показали, что верхняя часть разреза обычно сложена желтовато-бурыми сильно песчанистыми легкими суглинками и глинистыми песками, залегающими с резким основанием на более древних породах. Положительные формы рельефа, как правило, сложены материалом, более крупнозернистым, чем слой покровных отложений в понижениях. Приведем два разреза, характеризующих строение покровных лессовидных осадков указанного района.

В районе пос. Абатское в рельефе весьма четко выражен уступ, отделяющий сильно переработанную последующими процессами и ровную поверхность второй надпойменной террасы от относительно пониженной плоской поверхности первой террасы и поймы. В стенках карьера, вскрывающего на глубину около 5 *м* склон второй надпойменной террасы, обнажены пески сильно глинистые, преимущественно мелкозернистые, светлые, желтовато-бурые, с мелкой перемежающейся слоистостью, со следами корней травянистых растений, интенсивно вскипающие в соляной кислоте. В целом близкая к горизонтальной слоистость осадков, слагающих видимую часть разреза террасы, пересекается наклонной поверхностью склона, который, следовательно, возник в результате бокового эрозионного среза верхней части отложений второй террасы.

Часть зерен осадка представляет собой окатанные обломки сухой глинистой породы. Большая часть зерен глиняного песка слабо окатана. Между тем среди зерен кварца преобладают хорошо окатанные. Такие особенности состава, несомненно, свидетельствуют о множественности источников материала, из которого формировался горизонт лессовидных отложений верхней части разреза второй надпойменной террасы. Зерна кварца, несомненно, попали в осадок после длительного переотложения и переноса, а весьма мягкие и непрочные зерна глиняного песка, напротив, были захоронены после столь кратковременного переноса, что даже не успели приобрести значительную окатанность.

Зерна глиняного песка полностью утрачивают свою первичную форму при смачивании водой. Следовательно, эти зерна после захоронения никогда не увлажнялись до степени насыщения, в противном случае они утратили бы свою форму и превратились в пластичную массу.

В 30 *км* к северу от пос. Абатское (в 6 *км* к западу от пос. Пестово) несколько скважин было пробурено на гриве, имеющей относительную высоту около 15 *м* при ширине 1 *км* и длине свыше 5 *км*. Одна из скважин, пройденная в средней части склона гривы, вскрыла следующий разрез (рис. 60, *I*):

А. Прикрытый почвой глинистый, песок, разнозернистый, светлый, желтовато-бурый, карбонатный, вверху почти сухой, внизу водонасыщенный. Наиболее грубозернистый материал встречен на глубинах около 4—5 и 8—10 *м*. Основание резкое . . . . . 10,5 *м*.

Б. Алеврит голубовато-серый, с прослойками суглинка и песка . . . . . 1,5 *м*.

Место бурения скважины возвышается над уровнем озера, расположенного у основания гривы, приблизительно на 8 *м*, следовательно, грива целиком сложена глинистым желтовато-бурым песком. Скважина, пройденная в нижней части склона гривы, встретила основание слоя А на той же высоте, что и скважина на склоне. Основание этого слоя под гривой практически горизонтально. Сама грива является формой рельефа, образовавшейся в результате неравномерного накопления желтовато-бурых лессовидных отложений.

Сходные по морфологии и строению с гривами района долины Ишима, но менее закономерные формы рельефа встречаются в левой (западной) части долины Тобола. Весьма обширный район гривного рельефа распо-

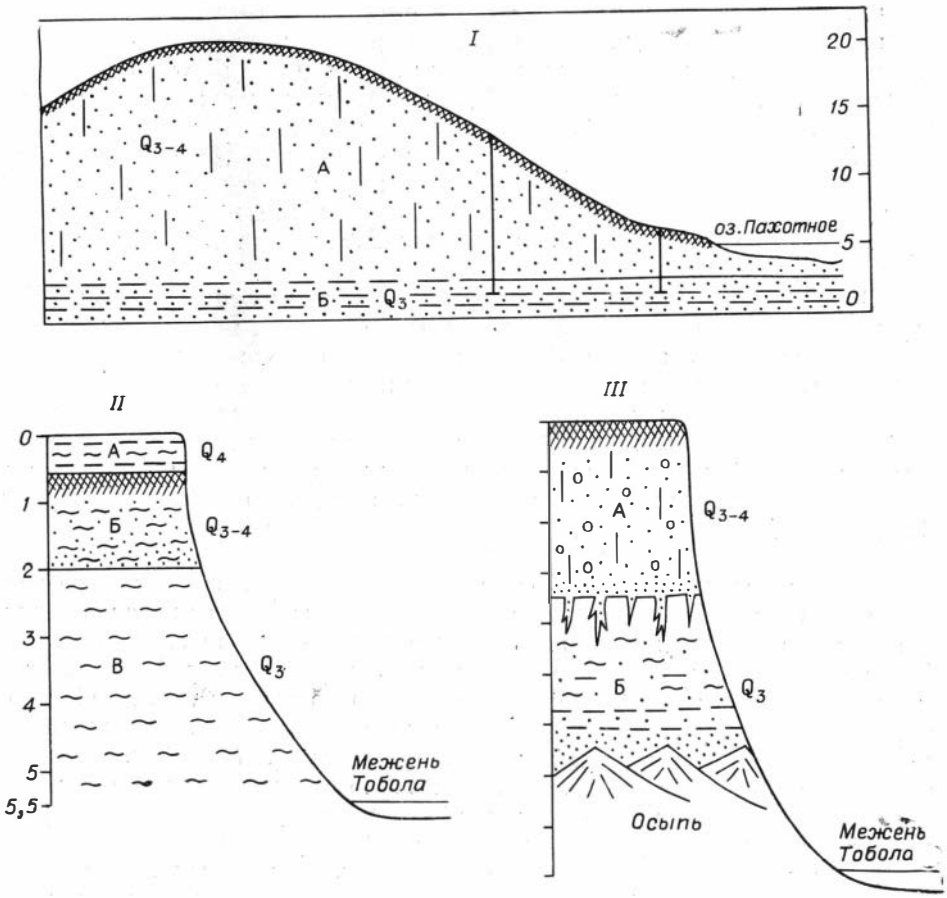


Рис. 60. Покровные лессовидные отложения на дне низовьев Ишима и Тобола.

I — грива на второй надпойменной террасе Ишима в 30 *км* к северу от пос. Абатское; *II* — берег Тобола в 10 *км* к северо-востоку от г. Ялуторовска, *III* — то же, в 23 *км* к северо-северо-востоку от г. Ялуторовска. Пояснения в тексте.

ложен на левобережье Иртыша. Здесь гривы осложняют поверхность широкой полосы наклонной равнины, постепенно снижающейся на северо-восток, к Иртышу, а также его второй надпойменной террасы. Исследования Я. С. Тарасенко (устное сообщение) показали, что гривы в этом районе повсюду сложены желтовато-бурыми карбонатными глинистыми песками и песчанистыми суглинками, залегающими с поверхностью перерыва осадконакопления на более древних породах. Гривы являются аккумулятивными формами рельефа, образование которых происходило одновременно с покровом лессовидных осадков равнины.

В других районах наклонной равнины, ограничивающей с севера Ишимскую степь, а также в пределах плоской озерной равнины, простирающейся к северу от остатков береговой озерной линии, расположенной на абсолютных отметках, близких к 110 *м*, также широко распространены покровные лессовидные отложения (преимущественно глинистые пески), залегающие с резкой границей на более древних породах. Например, в юго-западной части озерной равнины (восточнее долины Тобола и г. Заводо-Петровского) верхняя часть разреза во многих местах сложена песками и сильно песчанистыми суглинками. Эти отложения, мощность которых нередко составляет 1—1,5 *м*, всюду имеют резкое основание. В том

случае, когда ниже залегают породы существенно глинистого и суглинистого состава, верхняя часть этих пород разбита погребенной сетью зияющих трещин, выполненных глинистым песком, тождественным составу покровных осадков. Такие погребенные трещины зафиксированы нами во многих шурфах, пройденных в этом районе.

Желтовато-бурый глинистый песок и алеврит часто встречаются в верхней части разреза и в более северных районах Тобол-Вагайского междуречья, в бассейне р. Ашрык, левого притока Вагая, на левобережье Вагая в районе р. Именей (левый приток Вагая) и на правобережье Ишима в верховьях р. Барсук.

В пределах озерной равнины левобережья широтного отрезка Иртыша покровные лессовидные отложения распространены фрагментарно, имеют незначительную мощность (1—2 *м*) и обычно резкое основание. Во многих местах встречаются невысокие гряды, протягивающиеся параллельно друг другу в восток-северо-восточном направлении (Тобол-Вагайское и Вагай-Ишимское междуречья). Нет сомнения в том, что эти гряды являются в той или иной степени измененными вторичными процессами гривами, аналогичными распространенным в других районах юга Западной Сибири.

Наблюдения в районе верхнего левого уступа первой надпойменной террасы широтного отрезка Иртыша показали, что и здесь кое-где встречаются осадки, весьма сходные с покровными лессовидными отложениями Ишимской степи. Так, на поверхности останца, расположенного на левобережье Иртыша у пос. Старый Погост (Березовый холм), буровая скважина, пройденная на его вершине на абсолютной высоте, близкой к 75 *м*, вскрыла под почвой слой желтовато- и красновато-бурого суглинка, сильно песчанистого, со следами корней травянистых растений. Мощность слоя 1,2 *м*. Суглинок имеет исключительно резкую нижнюю границу. Аналогичные разрезы есть и в некоторых других местах.

Отложения, сходные с покровными лессовидными Ишимской степи, встречаются на дне долины Тобола севернее г. Ялуторовска. Здесь в ряде разрезов, верхняя часть которых расположена на абсолютных высотных отметках, близких к 60 *м*, обнаружены карбонатные лессовидные глинистые пески и песчанистые суглинки, залегающие с резким основанием на речных и озерных отложениях. Приведем краткое описание двух наиболее характерных разрезов этого района.

В 10 *км* к северо-востоку от г. Ялуторовска в обрыве левого берега Тобола, имеющего высоту около 5,5 *м* над меженным урезом реки, вскрыты следующие слои (рис. 60, *II*):

А. Суглинок и алеврит горизонтально-слоистый, серый, основание слоя резкое . . . . . 0,5—0,7 *м*.

Б. Хорошо развитый почвенный горизонт черноземного типа, который вниз постепенно переходит в суглинок неслоистый, сильно песчанистый, карбонатный, со следами корней, разбитый вертикальными трещинами. Цвет светлый, желтовато-бурый. Основание резкое . . . . . 1,2—1,5 *м*.

В. Уходящий под урез воды суглинок слюдистый, серый, внизу голубой, со следами стеблей и корней прибрежно-водных растений. Видна неясная горизонтальная слоистость . . . . . 3,5—3,7 *м*.

Слой А является аллювием прируслового вала, слой Б — аналогом покровных лессовидных отложений, несколько измененных диагенетическими процессами. Слой В отлагался в озерной или старичной обстановке.

Несколько ниже по течению Тобола, в районе пос. Осиново (в 23 *км* к северо-северо-востоку от г. Ялуторовска) в обрыве левого берега реки, имеющего высоту около 9 *м*, обнажены следующие слои (рис. 60, *III*):

А. Прикрытый черноземной почвой песок, сильно глинистый, слабо сцементированный, светлый, желтовато-бурый, карбонатный, с многочисленными следами корней травянистых растений, разбитый вертикальными трещинами. Сортировка материала слабая, среди частиц тонко- и мелкозернистого песка встречаются единичные зерна средне- и крупнозернистого песка. Много конкреций извести размером до 3—3,5 *см*. Близ основания слоя песок становится более крупнозернистым и несколько менее глинистым. Основание резкое . . . . . 3,5 *м*.

Б. Суглинок серый, переходящий вниз в струйчато-слоистые алевриты и мелкозернистые пески, желтовато-серые и серые, местами ржаво-бурые. Верхняя часть слоя на глубину около 1 *м* разбита сетью зияющих погребенных трещин, полости которых выполнены желтовато-бурым глинистым песком, тождественным нижней части слоя А . . . . . 3 *м*.

Слой А является покровными лессовидными отложениями, измененными последующими процессами, слой Б отлагался, вероятнее всего, в русловой или дельтовой обстановке.

Оба охарактеризованных разреза находятся вблизи положительных форм рельефа волнистой равнины, где максимальные абсолютные высотные отметки превосходят 60, 65 *м*, а местами даже 70 *м*. На этой равнине, по всей вероятности, повсюду или на большей ее части на поверхности залегают светлые желтовато-бурые суглинки и глинистые пески, аналогичные вскрытым в разрезах. Положительные формы рельефа оконтурены ясными следами береговой линии, образовавшейся во время стояния уровня древнего озерного водоема на абсолютных отметках, близких к 60 *м*. Хотя нам не удалось обнаружить разрезов, в которых можно было бы наблюдать непосредственное налегание на покровные лессовидные отложения относительно более молодых озерных осадков, положение береговой озерной линии, огибающей повышения, сложенные лессовидными отложениями, свидетельствует о том, что озерная трансгрессия имела место позже накопления покровных лессовидных осадков, слагающих участок волнистой равнины, расположенный к северу от г. Ялуторовска.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОКРОВНЫХ ЛЕССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Изложенные выше данные о строении и условиях залегания лессовидных отложений южной части района наших исследований, включающей в себя Кокчетавскую возвышенность, Тенгиз-Кургальджинскую впадину, северо-восточную окраину Тургайской равнины, Ишимскую степь и равнину левобережья широтного отрезка Иртыша, являются лишь частью собранного во время наших исследований фактического материала. Основываясь на всем этом материале и используя сведения, имеющиеся в литературе, попытаемся охарактеризовать наиболее общие особенности условий залегания, состава и некоторые свойства покровных лессовидных осадков, описать наиболее характерные черты строения генетически связанных с лессовидными отложениями форм рельефа и оценить природную обстановку, при которой происходило накопление указанных осадков.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

Как уже отчасти указывалось, лессовидные отложения в южной части района наших исследований образуют единый покров, почти повсюду перекрывающий более древние образования. На огромных пространствах эти осадки сохраняют свой характерный светлый желто-бурый цвет, кар-

бонатность и многие иные характеристики. Вместе с тем в разных местах мощность, состав, степень сортировки материала и некоторые другие особенности этих отложений различны. Изменения главнейших характеристик покрова лессовидных осадков подчиняются закономерностям, присущим самому покрову, и лишь отчасти отражают изменения состава и характера поверхности подстилающих их пород.

Покров лессовидных отложений в Северном Казахстане и на южной окраине Западно-Сибирской низменности залегает на самых различных элементах рельефа. Он распространен на склонах высот и относительно плоских междуречьях во многих районах Кокчетавской возвышенности, практически сплошь покрывает окружающие Кокчетавскую возвышенность с юга, запада, севера и северо-востока преимущественно плоские равнины, спускается с междуречий на склоны речных долин и озерных котловин. При этом в нем нигде нет поверхностей размыва и прислонения по этим поверхностям относительно молодых лессовидных отложений к более древним, распространенным на относительно более древних поверхностях. Такие поверхности размыва и прислонения очень часто можно видеть на стратиграфических профилях, приводимых многими исследователями, но мы нигде не смогли обнаружить их в природе.

Плащ лессовидных отложений прикрывает бесчисленное количество мелких неровностей поверхности подстилающих пород. Например, он практически повсюду выстилает склоны и дно балок и неглубоко врезанных озерных котловин. При этом лессовидные осадки практически нигде не перекрываются более молодыми.

Покров лессовидных отложений налегает на породы самого различного состава, происхождения и возраста. В пределах Кокчетавской возвышенности он перекрывает древние скальные породы, коры выветривания, различные по возрасту генерации аллювия, делювия и пролювия. На равнинах, окружающих Кокчетавскую возвышенность, покров лежит на различных породах морского, континентального палеогена, неогена и образованиях четвертичного периода. В северо-восточной части Тургайской равнины лессовидные отложения обычно залегают на светло-серых и пестроцветных миоценовых глинах аральской свиты и других третичных породах, в Ишимской степи — на раннеплиоценовых темно-серых и зеленовато-серых глинах с мергельными конкрециями (черлакская свита), позднеплиоценовом (битекейском) грубозернистом аллювии и различных образованиях четвертичного периода, в долинах и котловинах — на аллювиальных и озерных образованиях четвертичного периода.

При переходе покрова лессовидных осадков с одной породы на другую его состав и облик существенно не меняются. И на скальных породах темно-серого и красновато-серого цвета, и на тонкодисперсных белых каолиновых глинах наурзумской свиты, и на грубозернистых галечниках террас Ишима лессовидные отложения сохраняют свой характерный светлый желто-бурый цвет, состав, структурные, текстурные особенности и т. д. В Ишимской степи, например, на значительной площади покров лессовидных песчанистых суглинков и глинистых песков залегает на тонкодисперсных глинах черлакской свиты, что, несомненно, свидетельствует о формировании его за счет приноса нового материала (см. гл. IV).

Покров лессовидных отложений не является перемещенным продуктом выветривания других пород. Для объяснения его происхождения неприемлема гипотеза «облессования», основные положения которой у нас впервые высказал еще в конце прошлого века Н. Богословский (1889), а впоследствии развили Л. С. Берг (1916, 1922, 1932, 1947, и др.) и некоторые

другие исследователи. Наоборот, факты свидетельствуют о том, что лессовидные отложения являются самостоятельным в генетическом отношении слоем осадков, отложившимся в определенных условиях и в определенный промежуток времени. Следует напомнить, что многие исследователи, занимавшиеся изучением лессовидных осадков Северного Казахстана и южной окраины Западно-Сибирской низменности непосредственно в полевых условиях (Черский, 1887; Неуструев, 1925; Кассин, 1947; Лавров, 1948, и др.), также считали их самостоятельным в генетическом отношении горизонтом.

Покров лессовидных отложений на междуречьях сплошь выстилает склоны и дно большого количества озерных котловин. При этом даже относительно крупные, но неглубоко врезанные озера чаще всего не имеют значительного по мощности слоя озерных прибрежных осадков, которые бы перекрывали покров. Наоборот, лессовидные отложения очень часто уходят непосредственно под урез воды. В северной части Ишимской степи зафиксировано перекрытие лессовидных осадков торфом современных болот. Таким образом, лессовидные отложения образовались недавно. Подавляющее большинство озер и болот еще более молоды. Они либо не существовали во время формирования покрова, либо имели несравненно меньшие размеры.

В пределах речных долин покров лессовидных отложений распространен и на склонах и на поверхности террас. Он отсутствует лишь на первых надпойменных террасах и поймах, а также в пределах новейшей озерной равнины низовьев Иртыша. Указанные поверхности моложе покрова, и их верхние уступы (эрозионные и абразионные) срезают лессовидные отложения. Из этого следует, что покров лессовидных осадков сформировался позже вторых надпойменных, но ранее первых надпойменных террас рек области равнины Ишимской степи и ранее новейшей озерной равнины низовьев Иртыша.

Мощность покрова лессовидных отложений в различных районах различна. Она меняется за счет как неровностей основания, так и неровностей поверхности покрова. Особенно изменчива мощность лессовидных отложений в районах гривного рельефа. В пределах Ишимской степи иногда лессовидные покровные осадки залегают на сходных с ними по облику отложениях. Если исключить такие довольно редко встречающиеся разрезы, на плоских участках равнин мощность покрова меняется мало. В целом она постепенно уменьшается в северном направлении. Например, в северной части Тенгиз-Кургальджинской впадины мощность покрова превосходит 10 *м*, западнее Кокчетавской возвышенности она близка к 5—7 *м*, на Ишим-Тобольском и Ишим-Иртышском междуречьях к северу от возвышенности составляет 2—4 *м*, а близ северного края Ишимской степи на плоских участках рельефа часто уменьшается до 1—1,5 *м*. Следовательно, накопление лессовидных отложений протекало особенно интенсивно в южных районах. Активность его в северном направлении постепенно затухала.

В районах распространения гривного рельефа основные различия в мощности покрова обусловлены неровностями его поверхности. Под некоторыми гривами, разбуренными нами, основание слоя лессовидных отложений расположено несколько ниже, чем за их пределами. Я. С. Тарасенко (устное сообщение) в северо-восточной части Ишимской степи также встречал такие гривы. Другие гривы, наоборот, имеют цоколь из древних пород, и поверхность отложений, подстилающих покров, здесь залегает, таким образом, несколько выше, чем рядом с гривой. Тем не менее в целом колебание высотных отметок основания покрова значитель-

но меньше, чем его поверхности. Из этого можно заключить, что ранее формирования покрова лессовидных отложений в пределах гривного рельефа равнина была сравнительно плоской, а гривы образовались главным образом за счет неравномерного накопления лессовидных осадков.

Покров лессовидных осадков почти повсеместно отделен от нижележащих отложений резкой границей перерыва осадконакопления. Там, где покров перекрывает рыхлые третичные и четвертичные отложения, верхняя часть последних имеет ясные следы субаэральной денудации. Следы денудационного перерыва осадконакопления в основании покрова выражены в виде неровностей поверхности пород, подстилающих покров, «интегральных» гравийно-галечных плащей, обогащения верхней части отложений, подстилающих покров, скоплениями солей и наличием в них сети погребенных зияющих трещин.

Во многих разрезах зафиксировано, что поверхность основания покрова сечет слоистость нижележащих осадков и срезает содержащиеся в них скопления конкреций. Иногда грубозернистый аллювий (например, битекейский), который первоначально отлагался, несомненно, на дне русел, залегает в местах поднятия основания покрова. Значит, осадки, слагавшие берега русла, на дне которого отлагался аллювий, а отчасти и сам аллювий ранее начала накопления лессовидных осадков были снесены. Денудация носила резко выраженный селективный характер, вследствие чего места залегания руслового аллювия имели обратное выражение в рельефе. Они возвышались над общей поверхностью равнины в виде невысоких грядок.

Покров в пределах равнин выстилает множество мелких бессточных котловин, склоны и дно которых часто выработаны в водонепроницаемых породах (например, раннеплиоценовых глинах черлакской свиты). Значит, перед началом накопления покрова поверхность равнины, на которой он ныне залегает, изобиловала множеством замкнутых скульптурных котловин различных размеров и глубины. Массовое формирование и более или менее длительное сохранение бессточных котловин совершенно не характерно для географических зональных поясов избыточного увлажнения и стока (см. выше), где природные условия не способствуют развитию бессточных понижений, а любая случайно возникшая котловина быстро заполняется водой, осадками и исчезает. Широкое развитие замкнутых понижений в связи с этим может служить надежным доказательством сохранения климата недостаточного увлажнения, характеризующегося слабым развитием или отсутствием местного поверхностного стока. Значит, непосредственно ранее начала накопления лессовидных отложений существовал сухой климат, при котором испарение превосходило осадки, процессы поверхностного стока были развиты слабо, а поверхность равнины изобиловала множеством скульптурных замкнутых понижений. Но сама поверхность покрова лессовидных отложений, подобно поверхности осадков, подстилающих покров, тоже изобилует бессточными понижениями, большинство которых образовалось за счет неравномерного накопления лессовидных отложений и занято озерами или болотами. Как отмечалось, озера и болота являются по отношению к самому покрову образованиями более молодыми, вторичными. Следовательно, и в процессе и в конце накопления покрова лессовидных осадков климат также оставался сухим, при котором равнина изобиловала бессточными котловинами. Последние стали заболачиваться и отчасти заполняться озерными водами уже позже формирования покрова.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С БОЛЕЕ ДРЕВНИМИ ПОРОДАМИ

В самой нижней части и в основании слоя покровных лессовидных отложений иногда залегает тонкий прослоек гравия и гальки. Галька чаще всего залегает в один слой и поодаль друг от друга. Частицы гравия и галька плохо окатаны и обычно состоят из кусков мергельных конкреций, содержащихся в верхней части отложений, подстилающих покров. Мы полагаем, что гравий и галька в основании слоя лессовидных осадков являются остатками интегральных элювиальных плащей, образующихся на поверхности обнаженных отложений в областях интенсивного выноса мелкозема. Следовательно, ранее начала накопления лессовидных осадков происходил интенсивный вынос материала с поверхности отложений, ныне подстилающих покров.

Верхняя часть отложений, подстилающих покров, всюду обогащена скоплениями солей. В тех местах, где ниже лессовидных осадков залегают глины с мергельными конкрециями, последних особенно много в верхней части слоя. Другие отложения, подстилающие покров (например, различные образования четвертичного периода), также обогащены в верхней части скоплениями солей в виде глинисто-известковых рыхлых стяжений, пятен и прожилок извести, реже мелких кристалликов гипса (см. гл. IV). Эти скопления солей в верхней части отложений, залегающих ниже лессовидных осадков, свидетельствуют о том, что перед началом накопления последних в поверхностном слое отложений преобладало движение грунтовой влаги снизу вверх, т. е. господствовал выпотной (эксудационный) режим грунтовой влаги.

Там, где покров налегает на отложения глинистого, суглинистого и супесчаного состава, верхняя часть этих осадков разбита погребенной сетью зияющих трещин. Многочисленные вертикальные и горизонтальные расчистки в различных частях Ишимской степи показали, что на основании изучения лишь одной вертикальной стенки разреза получить правильное представление о ширине погребенных трещин и строении их системы невозможно. Лишь единичные трещины подходят к плоскости стенки обнажения под углами, близкими к прямому. Большинство же трещин образует с ней острые углы, а некоторые вообще следуют вдоль этой плоскости. Ввиду этого большинство трещин в плоскости стенки обнажения выглядят более широкими, чем в действительности. Учитывая это, мы расцениваем как ошибочные имеющиеся в литературе описания по одной стенке обнажения нарушений пород, подстилающих покров лессовидных отложений (Городецкая, 1958, 1961 и др.). Для того чтобы избежать неверной оценки ширины трещин и изучить строение их сети в плане, нами производились многократные горизонтальные расчистки верхней части отложений, подстилающих лессовидные покровные осадки.

Строение трещин повсюду более или менее однотипно. Обычно наблюдается довольно густая сеть широких зияющих трещин, полости которых близ резкой нижней границы лессовидных осадков имеют ширину 5—10 *см*, реже 10—15 *см*. Основные трещины чаще всего более или менее прямолинейны и ограничивают многогранные полигоны, имеющие поперечник 1—2 *м*. Внутренние части полигонов разбиты более мелкими трещинами шириной в несколько сантиметров. Верхняя часть поверхностей трещин образует непритупленный угол с основанием покрова, а сами поверхности трещин не несут следов замывов или пликативных деформаций. Многие трещины не вполне вертикальны или ветвятся (особенно часто в нижней части). Совершенно очевидно, что движения грунта внутри и по границам полигонов, ограниченных трещинами, не происходило. Повсюду полости трещин, глубина которых обычно составляет 0,5—1 *м*,

реже до 1,5 *м*, выполнены материалом, тождественным по цвету и составу нижней части покрова лессовидных осадков. Слоистость в нижней части покрова, т. е. непосредственно выше сети погребенных трещин, не несет никаких признаков нарушений. Изредка среди осадка, выполняющего полости трещин, встречаются неокатанные обломки (щебень) отложений, в которые они внедрились.

Строение трещин показывает, что процессы пучения и отжима их стенок не проявлялись. Движения грунта внутри полигонов, ограниченных главными трещинами, вообще не происходило, иначе мелкие трещины, разбивающие их, не смогли бы сохраниться. Не говоря уже о том, что весь облик сети трещин не имеет ничего общего с морфологией мерзлотных образований, допустить наличие мерзлоты в момент образования трещин невозможно и по другой причине. Во время, непосредственно предшествовавшее началу накопления покрова, в верхней части обнаженных отложений происходило интенсивное перемещение грунтовой влаги снизу вверх, в результате которого здесь образовывались различные скопления солей. Это не могло иметь места при наличии вечной мерзлоты.

Изучение трещин, разбивающих на огромных пространствах равнин юга Западной Сибири верхнюю часть отложений, подстилающих лессовидные осадки, привело к заключению о том, что эти трещины образовались под влиянием процессов изменения плотности и пористости отложений в связи с изменением их влажности. Уже простое сопоставление рисунка, который образуют эти трещины в плане, с современными трещинами усыхания (рис. 61, *б*) заставляет склониться к такому предположению. О том же свидетельствуют и остальные особенности строения охарактеризованных выше образований. Наличие сети трещин усыхания является доказательством того, что в момент их образования климат был сухим и сравнительно теплым, при котором верхняя часть обнаженных отложений подвергалась процессам интенсивного усыхания.

Сеть трещин ниже основания покрова развита на разных элементах древнего рельефа и на отложениях самого различного состава, происхождения и возраста. Наиболее молодыми осадками, на которых происходило образование таких трещин, являются аллювиальные и озерные отложения вторых надпойменных террас Ишима и Тобола, а также озерной равнины левобережья широтного отрезка Иртыша. Образование сети трещин и начало накопления осадков покрова происходило более или менее одновременно. Такие формы микрорельефа, как зияющие трещины, в любых климатических условиях не могли долго существовать. Прекрасная сохранность трещин — доказательство быстрого захоронения их во время начальных стадий накопления лессовидных отложений. В то время, когда происходило накопление самой нижней части покрова лессовидных осадков, формирование трещин и их погребение уже завершилось. Полости трещин всюду выполнены материалом, тождественным нижней части покрова, а слоистость даже в самой нижней части покрова совершенно не нарушена.

В целом все особенности условий залегания покрова лессовидных отложений южной части района наших исследований заставляют предполагать, что климат непосредственно перед накоплением покрова лессовидных осадков и в момент его был резко отличным от современного. На равнине Ишимской степи в то время происходил интенсивный снос материала. Денудация сопровождалась образованием множества бессточных скульптурных замкнутых понижений и накоплением интегральных элювиальных плащей. Снос имел селективный характер. В некоторых местах осадки, первоначально отлагавшиеся в понижениях, оказались в результате более интенсивного выноса материала по соседству с поло-

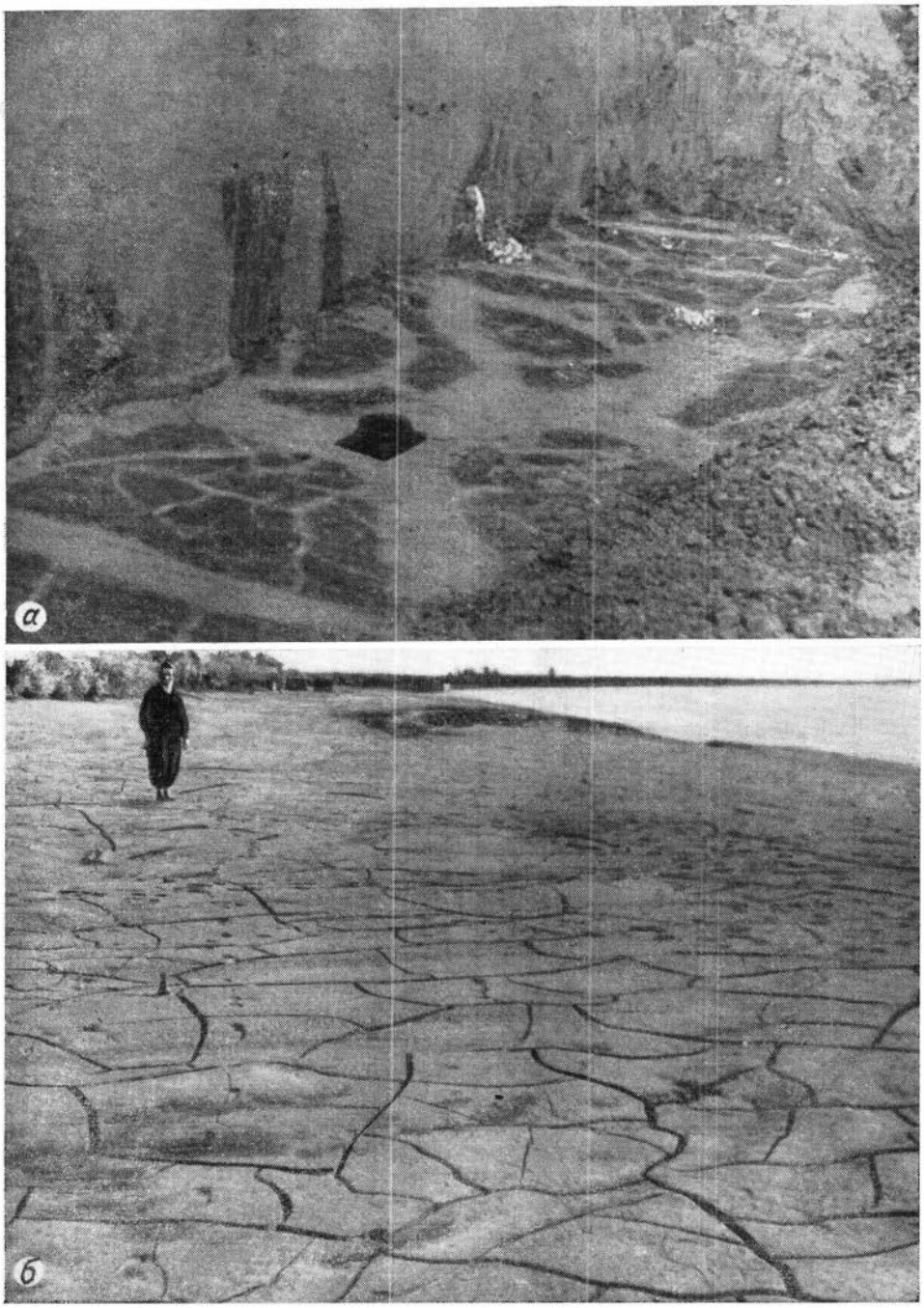


Рис. 61. Древние погребенные трещины ниже основания покрова лессовидных отложений и современные трещины усыхания.

а — горизонтальная расчистка ниже основания покрова лессовидных отложений в 25 *км* к югу от ст. Булаево (по Волкову, 1965), *б* — береговая коса Иртыша близ г. Тобольска. Пояснения в тексте.

жительными, останцевыми формами микрорельефа (грядки, сложенные битекейским русловым аллювием). Верхняя часть отложений равнины теряла влагу в результате сильного испарения, обогащалась скоплениями солей и разбивалась сетью глубоких зияющих трещин усыхания. Этот процесс протекал в породах различного возраста и генезиса. Ввиду того, что непосредственно ниже основания покрова лессовидных осадков нет горизонтов отложений, обогащенных гумусом, следует заключить, что почвообразовательные процессы, которые бы сопровождались накоплением органического вещества, в то время почти не проявлялись. Накопление самих лессовидных отложений происходило более интенсивно на юге, поэтому и мощность их там больше.

СОСТАВ, СТРУКТУРНЫЕ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Исключительным своеобразием отличается состав лессовидных покровных отложений южной окраины Западно-Сибирской низменности и Северного Казахстана. Те особенности состава, структуры и текстуры, которые были подмечены нами в Северном Казахстане (Волков, Березкина, 1957; Волков, 1960 а), характерны и для всего района Ишимской степи (Волков, 1965 а, б). Эти особенности строения лессовидных отложений имеют важное значение для правильной оценки их условий формирования и процессов вторичного изменения. В результате изучения состава лессовидных отложений мы убедились, что в литературе по лессам и лессовидным породам господствует глубоко укоренившееся ошибочное представление о некоторых особенностях их строения, являющееся причиной многих ошибочных выводов.

Нами изучено большое количество разрезов, в которых лессовидные покровные отложения сохранили свои первичные структурные и текстурные особенности. Во всех этих разрезах ясно видна своеобразная слоистость лессов, вид которой сохраняется неизменным независимо от того, на каких элементах рельефа и на каких отложениях залегает покров. Слоистость имеет сложное строение: слабо наклонные плохо выдержанные по простиранию быстро выклинивающиеся пачки слойков толщиной 5—30 *см* отделены друг от друга четкими границами раздела. Каждая пачка состоит из косых элементарных слойков, сложенных частицами различных размеров. В нижней части пачки элементарные слойки следуют более или менее параллельно нижней границе раздела. Выше наклон слойков становится более значительным и нередко достигает 15—20°. К верхней границе пачки слойки нередко подходят под значительным углом и срезаются ею. Такой вид слоистости свидетельствует о том, что осадок отлагался в условиях, при которых аккумуляция часто сменялась сносом и материал многократно переотлагался. Хотя тип слоистости повсюду сохраняется, в разных частях одного разреза и в разных разрезах слоистость несколько различна. Местами границы пачек почти горизонтальны, а местами наклон их значителен. В верхней части покрова на плоских участках рельефа четкой слоистости обычно не наблюдается. Как правило, слоистость хорошо выражена в осадках, слагающих гривы, где она нередко исчезает лишь в непосредственной близости от основания почвенного горизонта.

Лессовидные покровные отложения, сохранившие первичную структуру, сложены обычно сравнительно крупнозернистым материалом (рис. 62). Преобладают зерна размером от 0,5 до 0,02 *мм*. Этот материал слагает элементарные слойки, отличающиеся друг от друга величиной зерен. Сортировка зерен обычно весьма высокая. Зерна упакованы рыхло, и осадок обладает повышенным объемом пустот.

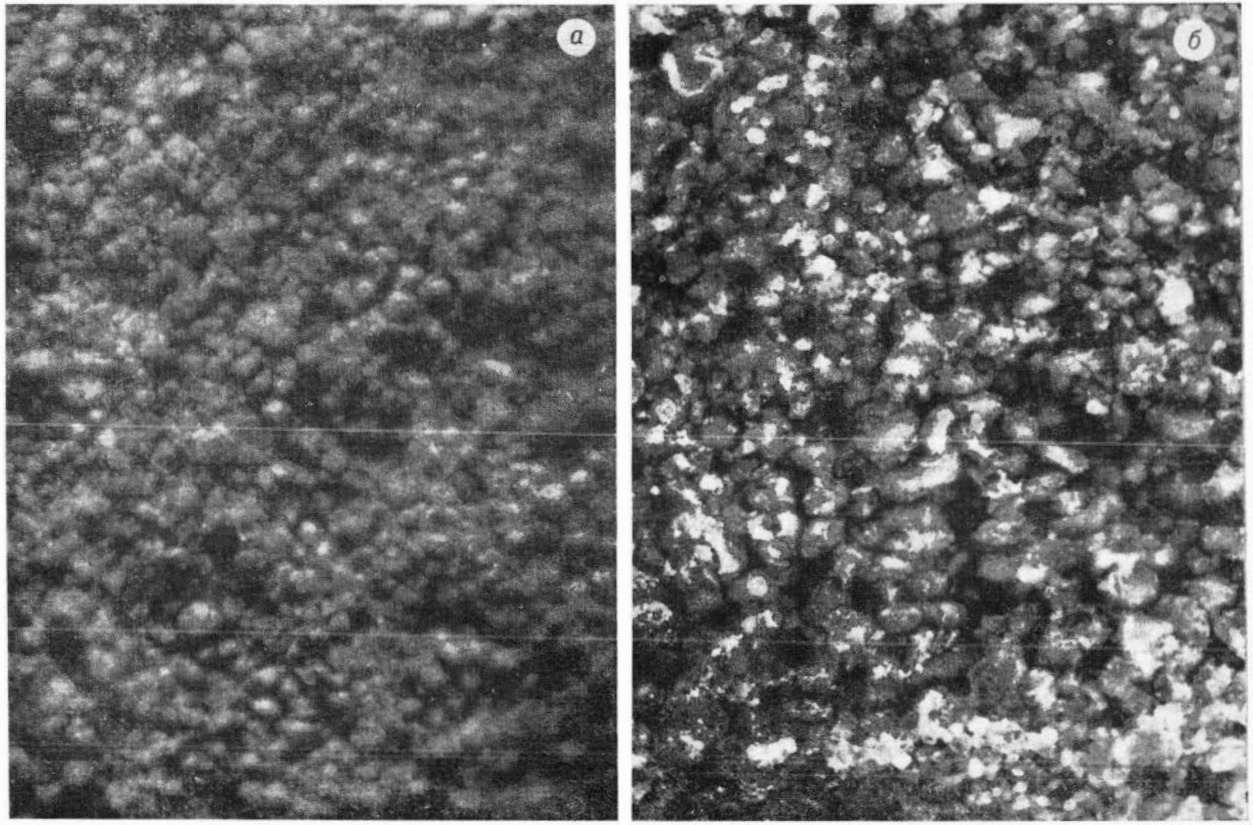


Рис. 62. Поверхность образцов лессовидного суглинка, сохранившего первичную структуру, под микроскопом в отраженном свете.

а — в районе ст. Булаево (по Волкову, 1960а), *б* — в районе г. Петропавловска (по Волкову, 1965а). Увеличено в 20 раз.

Исследование под бинокуляром в отраженном свете слегка притертой на бумаге поверхности образцов лессовидных отложений с ненарушенной структурой и текстурой показало, что осадок состоит из зерен различных минералов. Значительная, иногда преобладающая, часть их представлена кварцем, полевыми шпатами и карбонатами, а другая часть зерен состоит из сухой глины, реже суглинка. Зерна глиняного песка и алеврита залегают вперемешку с зернами других минералов. Они имеют округлую, округлоугловатую, а иногда и угловатую форму. В слойках, состоящих из зерен различной величины, эти зерна также имеют различные размеры: в мелкозернистых слойках они мелкие, а в более грубозернистых — соответственно крупнее. Повсюду зерна глиняного песка и алеврита по величине несколько превосходят соседние зерна кварца и иных минералов. В разных слойках, пачках и частях покрова лессовидных отложений в одном разрезе, а также в разных разрезах степень обогащения осадка алевритовыми и песчаными зернами, состоящими из сухой глины, различна. Иногда этих зерен мало, и они составляют среди зерен иных минералов лишь незначительную примесь, в то время как в других местах этих зерен настолько много, что они количественно преобладают.

Зерна глиняного алеврита, песка, а иногда и гравия почти всегда присутствуют в том или ином количестве во фракциях сухого ситового просеивания образцов лессовидных отложений с сохранившейся первичной структурой, предварительно осторожно раздавленных резиновым пестиком. Под бинокуляром особенно ясно видны особенности поверхности и иные детали строения этих образований. Почти всегда алевритовые, песчаные и гравиевые зерна, состоящие из сухой глины или суглинка, имеют хорошо отполированную блестящую поверхность. Очень часто встречаются уплощенные зерна, с окатанными ребрами. Не всегда зерна состоят из монолитной тонкодисперсной глины. Для некоторых разрезов характерны зерна, состоящие из слабо сцементированного алеврита, отдельные частицы которого ясно видны, а иногда даже слабо сцементированного тонкозернистого песка. Эти же особенности строения наблюдала И. И. Задкова при изучении плоско-параллельных шлифов (см. гл. IV).

Состоящие из сухой глины (суглинка, алеврита и тонкозернистого песка) алевритовые, песчаные и гравиевые зерна, встречающиеся в лессовидных отложениях , не являются агрегатами, образовавшимися в результате геохимических процессов в уже отложившемся осадке. Это первичный обломочный материал, продукт дезинтеграции существовавших ранее глинистых (суглинистых, алевритовых, песчаных) пород, претерпевший последующую сортировку и перенос, во время которого зерна приобрели некоторую окатанность. Среда отложения была общей для всей массы осадка, о чем свидетельствуют расположение зерен кварца и других минералов вперемешку с зернами, состоящими из сухой глины, а также большая средняя величина этих зерен по сравнению с соседними зернами кварца и полевых шпатов. Сухая глина относительно легкая, и при одинаковых скоростях движения среды должны были переноситься зерна глиняного алеврита, песка и гравия, более крупные, чем зерна кварца, полевых шпатов, карбонатов и иных минералов.

В литературе, посвященной описанию лессов и лессовидных пород, часто указывается, что эти породы имеют агрегатное строение. При этом доказательств вторичного происхождения комочков глины, встречающихся в породе, обычно не приводится. Чаще всего предположение о диагенетической природе этих образований принимается как своеобразная аксиома, не нуждающаяся в аргументации. Термин «агрегат» обычно применяется без каких-либо оговорок к любому достаточно мелкому комочку глины, встречающемуся в лессе и лессовидном осадке. Более того, само построение

работ нередко исходит из бесспорности такого предположения. Так, в обстоятельной работе А. К. Ларионова, В. А. Приклонского и В. П. Ананьева (1959) гранулометрический состав лессовидных пород описан ранее их агрегатности, а все мелкие комочки глины рассматриваются только как агрегаты. То же можно сказать и о недавно опубликованной работе Н. И. Кригера (1965).

Столь неоправданно широкое и неосторожное использование термина «агрегат», как нам представляется, является следствием двух причин: а) понятие об агрегатной структуре, разработанное в основном почвоведами, было в значительной степени механически применено геологами при изучении лессов и лессовидных отложений; б) большинство исследователей при изучении этих осадков не уделяют достаточно внимания наблюдениям за их структурными и текстурными особенностями непосредственно в полевых условиях и с помощью бинокуляра в отраженном свете, а сразу же переходят к более точным камеральным методам (изучение шлифов, механический анализ, изучение минералогического состава и т. д.).

Поскольку в обобщающих работах по лессам и лессовидным отложениям, в которых, в частности, освещаются и вопросы методики, все мелкие комочки глины рассматриваются как агрегаты, образовавшиеся уже после отложения осадка, постольку и региональным работам присуща та же неточность. В качестве примера, иллюстрирующего, насколько прочно «вошла в быт» отмеченная выше неполнота методики и неточность изложения, укажем на интересную статью Т. Д. Морозовой (1963). Изучение строения лессов указанным исследователем производилось только в плоско-параллельных шлифах. Все комочки глины, встречающиеся в лессах, сразу же, без всяких доказательств, рассматриваются как агрегаты и микроагрегаты. Но шлиф представляет собой, по существу, лишь сечение плоскостью весьма ограниченного по размерам участка породы. Предварительное изучение структуры этой породы в естественном изломе в отраженном свете под бинокуляром могло бы в значительной степени пополнить сведения о форме и условиях залегания тех комочков глины, которые трактуются как агрегаты. Но даже на основании микрофотографий шлифов, приведенных в указанной работе, и описания строения лессов можно почти с полной уверенностью заключить, что, по крайней мере, часть глиняных комочков, которые описаны в статье как агрегаты, в действительности представляют собой первичный обломочный материал — алевритовые окатанные и сортированные зерна, состоящие из глины, отлагавшиеся в сухом состоянии одновременно с зернами кварца, полевых шпатов и иных минералов.

Присутствие в лессовидных отложениях первичных обломочных алевритовых и песчаных зерен, состоящих из сухой глины, нами впервые было описано в 1957 г. Позже характеристике структурных и текстурных особенностей лессовидных осадков, в частности глиняного алеврита и песка, была посвящена специальная статья (Волков, 1960а). Эта же особенность строения лессов подчеркнута и в ряде других наших работ (Волков, 1961, 1964а, 1965 а, б). Аналогичные указания о присутствии первичного глиняного алеврита и песка в различных отложениях имеются и у других исследователей. Например, П. В. Федоров (1957) отметил наличие такого материала в отложениях бугров Бэра, Б. А. Федорович (1950), А. П. Лавров, В. П. Костюченко (1954), С. Н. Колов (1956), А. М. Кривенков (1959) и др. подчеркивали, что образование глиняного песка, глиняной крупки в широких масштабах происходит во многих районах аридных зон, где много форм рельефа сложено осадками, содержащими эти первичные обломочные зерна.

В связи со сказанным полезно высказать пожелание, чтобы при изучении структурных и текстурных особенностей лессов и лессовидных пород

обязательно проводились тщательные полевые наблюдения за их структурными и текстурными особенностями по вертикали и вдоль простирания обнажения с десятикратной лупой. Эти наблюдения должны быть дополнены просмотром образцов с ненарушенной структурой в естественном изломе под бинокуляром в отраженном свете. Результаты этих наблюдений следует излагать ранее результатов всех остальных камеральных методов изучения лессов и лессовидных отложений, при этом должны быть приведены достаточно определенные критерии разграничения первичных обломочных алевритовых, песчаных и гравиевых зерен, состоящих из сухой глины, и агрегатов, имеющих диагенетическую природу.

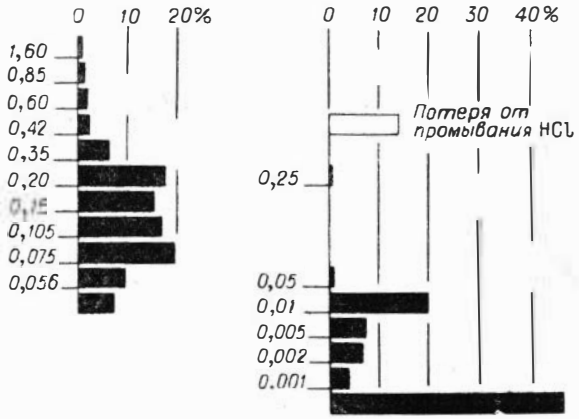


Рис. 63. Результаты определения гранулометрического состава одного и того же образца лессовидного суглинка, сохранившего первичную структуру, разными способами.

Слева — сухое ситовое просеивание, справа — пипеточный метод П. А. Качинского с дисперсной подготовкой образца. Цифры — размеры частиц в миллиметрах (по Волкову, 1960а).

Если образец лессовидных отложений южной части района наших исследований, сохранивших свою первичную структуру и текстуру, насытить водой, он быстро разваливается, зерна, состоящие из глины, размокают, утрачивают свою форму и обращаются в пластичную массу. Ввиду того, что зерна глиняного песка и алеврита обычно слагают значительную часть осадка, последний при полевом определении (смачивание образца и растирание пальцами) попадает в разряд суглинков или песчанистых глин. Между тем в действительности, если учитывать размер частиц в момент отложения осадка, он представлен алевритом или песчанистым алевритом.

Охарактеризованная выше особенность строения структуры и текстуры не претерпевших существенных диагенетических изменений лессовидных отложений особенно четко выступает при сравнении результатов определения их гранулометрического состава, произведенного нами различными способами. На рис. 63 приведены диаграммы, отражающие результаты анализов одного и того же образца лессовидного суглинка, сохранившего свою первичную структуру, методом сухого ситового просеивания и пипеточным методом П. А. Качинского с промыванием навески слабой соляной кислотой до полного удаления карбонатов.

Диаграмма (слева), обобщающая результаты сухого ситового просеивания, имеет максимум для частиц размером 0,315—0,075 *мм* (около 70% веса фракций). Частиц размером менее 0,075 *мм* мало. Просмотр под бинокуляром в отраженном свете фракций ситового анализа этого и многих других образцов показал, что подавляющая часть их сложена зернами кварца, полевых шпатов, карбонатов, глиняного песка и алеврита (рис. 63). Отдельные разрушенные зерна и агрегаты, состоящие из нескольких первичных зерен, встречаются сравнительно редко. Следовательно, сухой ситовой анализ достаточно полно характеризует действительный гранулометрический состав образца. Размер частиц лишь немного завышен за счет того, что они окутаны пленками солей и глины.

На диаграмме (справа), отражающей результаты определения гранулометрического анализа пипеточным способом П. А. Качинского, видно, что в осадке преобладают частицы размером от 0,05 до 0,001 *мм* и, особенно, менее 0,001 *мм* (более 45%). Они слагают основную часть осадка. Частиц размером от 0,01 до 0,001 *мм* несколько меньше, крупнее 0,05 *мм* — почти не содержится. Размер илистых и алевритовых частиц чаще всего от 0,05 до 0,01 *мм*. Благодаря этому диаграмма имеет два ясно выраженных максимума: в алевролитовой части (0,05—0,01 *мм*) и для глинистых частиц (менее 0,001 *мм*). Эта особенность весьма характерна для гранулометрического состава лессовидных отложений южной части района наших исследований, определяемого по методу П. А. Качинского и другими гидравлическими методами с подготовкой образцов по дисперсному типу.

Резкая разница в характере диаграмм объясняется своеобразием структурных и текстурных особенностей лессовидных осадков. Максимум для частиц глинистых фракций в диаграмме, отражающей результаты анализа способом П. А. Качинского, в основном связан с растворением в воде первичных зерен глиняного алеврита и песка. Механический состав лессовидных отложений южной части района наших исследований гидравлическими методами с дисперсной схемой подготовки образцов определяется обычно как глина, тяжелый и легкий суглинок (см. гл. IV). В действительности же осадок состоит из значительно более крупных первичных частиц. В приведенном выше случае, например, мы имеем дело с тонкозернистым песком и алевритом, а не с тяжелым суглинком и глиной.

В результатах определения гранулометрического состава любыми гидравлическими способами получают отражение, таким образом, не только особенности состава самого лессовидного осадка, но и некоторые свойства пород, за счет разрушения которых он образовался. Значит, эти результаты не отражают свойств среды, в которой происходило отложение обломочного материала. Правильное представление о природе и характере динамики этой среды может быть получено лишь в результате непосредственного измерения величины частиц, слагающих лессовидный осадок, сохранивший свою первичную структуру, под микроскопом или с помощью сухого ситового просеивания такого осадка, предварительно осторожно раздавленного пальцем или резиновым пестиком.

Первичная структура и текстура лессовидных отложений южной части района наших исследований сохранились далеко не везде. Природное увлажнение этих осадков сопровождается постепенным изменением их первичных свойств. То же происходит при бурении. Все это еще больше затрудняет использование результатов определения гранулометрического состава для оценки динамики среды, в которой происходило отложение лессовидного осадка.

Учитывая сказанное, приходится поставить под сомнение предположения многих исследователей о накоплении лессовидных отложений в водной среде. Отложение обломочного материала, из которого состоит покров лессовидных осадков южной части района наших исследований, происходило в субаэральной обстановке. Только так можно объяснить наличие в этих осадках первичных обломочных алевритовых, песчаных и гравиевых зерен, состоящих из сухой глины, при полном отсутствии более крупных глиняных окатышей. Сохранность же первичных структурных особенностей лессовидного осадка до наших дней свидетельствует о том, что он в данном месте никогда не увлажнялся до степени насыщения. В противном случае зерна, состоящие из сухой глины, размокли бы и структура осадка изменилась.

Охарактеризованные выше особенности строения покровных лессовидных отложений южной части описываемого района весьма сильно за-

трудняют выяснение их первичного гранулометрического состава. Там, где первичные структурные и текстурные особенности этих отложений не сохранились, любой гранулометрический анализ при любом способе подготовки образца (агрегатной, микроагрегатной и дисперсной) дает набор фракций, которые лишь отчасти отражают первичные размеры элементарных зерен, которыми был сложен осадок. Мы можем, например, достаточно уверенно предполагать, что крупные песчаные и гравиевые зерна кварца, полевых шпатов и иных устойчивых минералов переносились и отлагались в виде одиночных зерен. Но уже в отношении зерен тонкозернистого песка, а тем более алеврита и более мелких сделать такого заключения нельзя. Они могли переноситься и отлагаться как в виде одиночных зерен, так и в виде составных частей в более крупных зернах, состоящих из слабо сцементированной породы суглинистого или глинистого состава. Мы не можем также с уверенностью заключить, какие размеры имели первичные зерна, состоящие из сухой глины (суглинка, алеврита, реже тонкозернистого песка), в результате размокания которых образовалась бесструктурная монолитная масса, заполняющая пространство между зернами устойчивых минералов. Правда, поскольку чаще всего лессовидный осадок с ненарушенной первичной структурой состоит из алеврита и песка, а во фракциях сухого ситового просеивания разрушенные первичные зерна и агрегаты, состоящие из нескольких первичных зерен, присутствуют обычно в небольшом количестве, можно со значительной долей условности предполагать, что преобладающая часть глинистой фракции лессовидных отложений, утративших первичную структуру и текстуру, также состояла из алевритовых и песчанистых элементарных первичных зерен. Получить же какие-либо более определенные данные о первичном механическом составе осадка невозможно.

Своеобразие первичного состава покровных лессовидных отложений южной части исследуемого района значительно затрудняет и их литологическое изучение. Правильное представление о первичном минералогическом составе может быть получено лишь в результате изучения образца, сохранившего первичную структуру и текстуру, в отраженном свете под бинокуляром, а также плоско-параллельного шлифа такого образца. Подготовка же образцов к обычному литологическому анализу по фракциям, естественно, сопровождается разрушением первичных алевритовых, песчаных и гравиевых зерен, состоящих из сухой глины (суглинка, алеврита и тонкозернистого песка). Полученные в результате разрушения фракции смешиваются с первичными зернами и искажают действительную картину. Это искажение оказывается тем большим, чем больше в осадке содержалось первичных алевритовых, песчаных и гравиевых зерен, состоящих из сухой глины (суглинка и т. д.).

Совершенно ясно, что все заключения, опирающиеся на результаты такого определения минералогического состава, не могут быть правильными. Вследствие этого мы не можем принять без существенных оговорок представления о происхождении и условиях формирования указанных отложений, основанные на результатах изучения минералогического состава отмытых из них фракций. Приходится высказать сомнение и относительно многих результатов литологического изучения лессов и лессовидных отложений Европейской части СССР, в которых присутствие алевритовых и более крупных зерен, состоящих из сухой глины (суглинка, алеврита и тонкозернистого песка), на основании имеющихся в литературе многочисленных указаний об их агрегатной структуре нам представляется совершенно очевидным.

В покрове лессовидных отложений южной части района наших исследований вверх по разрезу средняя величина первичных частиц постепен-

но уменьшается. Это хорошо заметно там, где осадок сохранил свою первичную текстуру и структуру. Там, где первичное строение утрачено, эта особенность также прослеживается по значительному увеличению количества относительно крупных (песчаных) частиц кварца и полевых шпатов близ основания покрова лессовидных отложений. Указанная особенность наблюдалась нами в подавляющем большинстве разрезов и буровых скважин. Она отмечалась и многими другими исследователями (Эдельштейн, 1926, 1932; Введенский, 1933; Пестовский, 1936; Лавров, 1948, и др.). Совершенно очевидно, что она характерна в целом для всего покрова южной части описываемого района. Значит, по мере накопления осадков покрова скорости движения среды постепенно уменьшались.

Закономерное изменение первичного гранулометрического состава лессовидных отложений наблюдается также по направлению от центральных участков междуречий ко дну древних и современных долин. В целом в центральных частях междуречий на плоской равнине сохранившие первичную структуру лессовидные отложения наиболее мелкозернисты. В краевых частях междуречий и на склонах долин они по гранулометрическому составу несколько крупнее, а на дне древних и современных долин—наиболее грубозернисты. Эту особенность строения покрова также отмечают некоторые исследователи (Москвитин, 1940; Кассин, 1947), хотя она и не всегда ясно прослеживается. Значит, в центральных участках междуречий скорости движения среды были более низкими, чем в их краевых частях и, особенно, на дне древних и современных долин.

Лессовидные отложения, сохранившие свою первичную структуру и текстуру, в той или иной степени консолидированы. Под бинокуляром видно, что все частицы, слагающие осадок, окутаны тонкими пленками, состоящими из мельчайших кристалликов солей и глины. Поверхность зерен кварца и полевых шпатов в сухих образцах тусклая и туманная. Отдельные зерна устойчивых минералов, а также алевритовые и более крупные первичные зерна, состоящие из сухой глины, в местах соприкосновения также скреплены кристалликами солей. По-видимому, основная часть солей представлена карбонатами, но, несомненно, присутствуют в заметном количестве и другие соли. В этом легко убедиться, если небольшое количество слегка раздавленного образца в поле зрения бинокуляра залить слабой соляной кислотой. Зерна кварца и полевых шпатов сразу становятся прозрачными, а кислота мутнеет, причем в ней ясно видны нерастворившиеся мельчайшие кристаллики соли (в основном, по-видимому, гипса). Есть все основания предполагать, что не все соли и глиняные пленки, скрепляющие и окутывающие отдельные зерна, являются вторичными. По-видимому, уже в момент накопления осадка зерна кварца и полевых шпатов уже были окутаны отчасти пленками солей и глины так, как это имеет место теперь при отложении эоловых осадков в аридных зонах. Такое предположение можно сделать, в частности, на основании того, что характерный светлый желтовато-бурый цвет лессовидных осадков, обусловленный главным образом именно наличием пленок вокруг зерен, сохраняется повсюду, хотя процессы диагенеза, несомненно, в разных местах протекали по-разному (плоская равнина, склоны, дно долин и т. д.).

Характерной особенностью строения покровных лессовидных отложений, как сохранивших первичную структуру, так и утративших ее, является наличие в них многочисленных цилиндрических канальцев на месте сгнивших корней растений. Диаметр и обилие цилиндрических пустот различны в разных частях покрова. Наиболее часто они встречаются в верхней и средней частях покрова, но присутствуют и в его нижней части. Вдоль цилиндрических пустот осадок обычно сцементирован прочнее, вследствие этого он нередко хорошо сохраняется во фракциях сухого ситового просеи-

вания в виде скорлупок и трубочек. Диаметр пустот обычно измеряется долями миллиметра, реже 1—2 *мм*. Пустот большего диаметра почти нет. Следовательно, канальцы образовались на месте корневых систем лишь травянистых растений. Несомненно, часть пустот (особенно в верхней части покрова) образовалась уже после отложения осадка, но присутствие канальцев в нижней части покрова, общая мощность которого нередко значительна, а также заметная цементация осадка вдоль канальцев свидетельствуют о формировании их в процессе накопления осадка. Широкое развитие канальцев свидетельствует, что: а) во время накопления лессовидных отложений на поверхности равнины был развит травянистый покров (вероятнее всего, несомкнутый) и шли почвообразовательные процессы, при которых большого количества органического вещества не накапливалось, но обильно отлагались соли; б) накопление осадка происходило в условиях отсутствия вечной мерзлоты и сопровождающих ее всевозможных подвижек переувлажненного грунта, при которых тончайшие волосяные канальцы, сплошь пронизывающие толщу покрова лессовидных отложений, естественно, не могли бы сохраниться.

Кроме тонких канальцев на месте сгнивших корней, в лессовидных отложениях встречаются ходы землероев. Наиболее мелкие из них, диаметром не более 5—7 *мм*, выполнены своеобразным мелкокомковатым суглинком с большим объемом пустот и являются, по-видимому, ходами земляных червей и насекомых. Значительно шире распространены более крупные ходы, полости которых обычно заполнены желтовато-бурым неравномерно гумусированным суглинком. Эти погребенные ходы землероев встречаются во всей толще лессовидных отложений вплоть до самого основания. Следы деятельности землероев нередки и в верхней части осадков, подстилающих покров. Диаметр их здесь чаще всего 3—4 *см*. Следы деятельности землероев присутствуют часто там, где в настоящее время на поверхности в районе разреза никаких нор землероев нет (район оз. Половинное в Камышловском логу, район г. Петропавловска и др.). Наличие следов деятельности землероев в самой нижней части покрова и в верхней части отложений, залегающих под ними, свидетельствует о том, что если не все, то значительная часть ходов была прорыта еще во время накопления лессовидных осадков. Материалы, полученные в восточной части Кулундинской степи А. Н. Зудиным и в Кузнецкой котловине В. В. Вдовиным (устные сообщения), также убедительно свидетельствуют о сингенетичной природе следов деятельности землероев в лессовидных отложениях. Следовательно, формирование покрова происходило в условиях сравнительно теплого климата, когда вечная мерзлота отсутствовала, а на равнинах были широко распространены поселения различных землероев.

Лессовидные отложения практически повсеместно разбиты системой глубоких ветвящихся трещин. Трещины встречаются повсюду, но более широко распространены в северной части Ишимской степи. Наиболее широки и многочисленны трещины в краевых участках дна западин и неглубоких озерных котловин, т. е. там, где лессовидные осадки наиболее часто подвергаются сезонному намоканию и высыханию. Здесь нередко на поверхности видна сеть многоугольных полигонов, ограниченных зияющими трещинами, полости которых имеют ширину до 3—5 *см* (щельники). На плоской относительно приподнятой равнине трещины также широко распространены. Они особенно хорошо видны по обочинам вновь создаваемых грунтовых улучшенных дорог. Там, где гумусированный слой почвы срезан дорожными землеройными машинами и обнажена верхняя часть лессовидных отложений, практически повсюду четко видна полигональная сеть темных гумусированных полос шириной до 10 *см*. В искусственных разрезах ясно видно, что строение наиболее крупных и глубоких трещин весьма

своеобразно. Оно имеет вид довольно широких гумусированных вертикальных полос с неясными боковыми границами, отходящих от нижней части почвы. Местами, чаще всего близ понижений, эти вертикальные гумусированные полосы нередко достигают глубины свыше 1,2—1,3 *м* от поверхности почвы. Гумус и перегной в пределах указанных образований в основном автохтонный и не является перемещенным. Здесь видны не полностью сгнившие многочисленные остатки корневых систем травянистых растений. Совершенно очевидно, что мелкие ветвящиеся трещины, которые сплошь пронизывают гумусированную полосу, возобновляются в ее пределах ежегодно, а подавляющая часть корневых систем также из года в год развива-

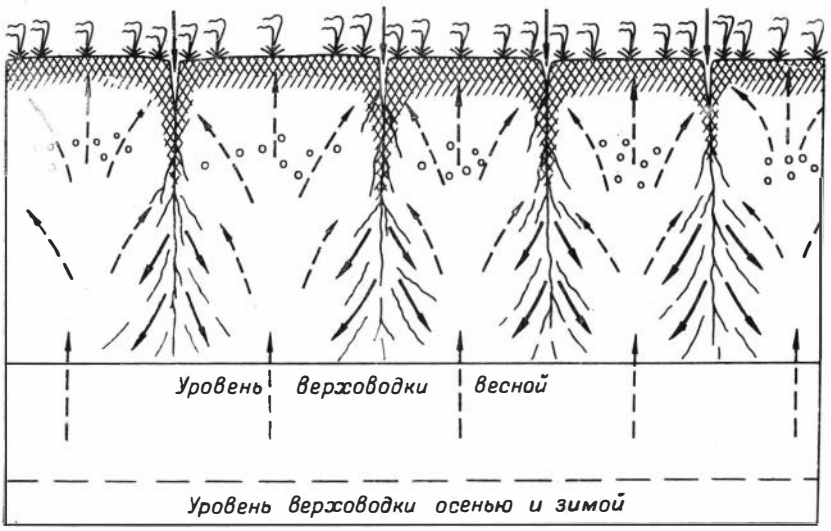


Рис. 64. Сеть трещин сезонного усыхания и режим передвижения влаги в покрове субаэральных лессовидных отложений.

Сплошные стрелки — движение влаги по трещинам во влажное время, пунктирные — движение влаги в грунте в сухое время.

ется главным образом вдоль этих своеобразных ослабленных, пронизанных трещинами зон верхней части покрова лессовидных отложений (рис. 64).

Густая сеть мелких трещин, по которым куски лессовидного грунта легко отделяются друг от друга, продолжается значительно ниже окончания каждой гумусированной полосы, причем зона трещин вниз постепенно расширяется и теряет свою правильность. Большинство трещин здесь имеет глянцевитые поверхности, испещренные густой сетью сгнивших и живых корневых систем. Местами поверхности трещин присыпаны хорошо отмытым тонкозернистым песком, что, несомненно, указывает на перемещение вдоль трещин влаги. Под лупой и в бинокуляр видно, что вдоль поверхностей трещин слой лессовидных отложений, измеряемый миллиметрами, утратил первичную структуру. Это также говорит о периодическом обильном увлажнении полостей трещин.

Сеть трещин является в основном вторичной, образовавшейся в процессе постепенного изменения структуры лессовидных отложений в условиях, существенно отличающихся от условий их накопления. Особенности строения трещин и более широкое развитие их в северных районах свидетельствуют о зависимости процесса их образования от сезонного изменения плотности грунта под влиянием увлажнения, высыхания и промерзания. Раз возникнув, сеть трещин облегчает проникновение влаги в нижние слои по-

крова и способствует дальнейшему изменению первичных структурных и текстурных особенностей отложений.

Как уже указывалось, первичные особенности структуры и текстуры лессовидных покровных осадков сохранились далеко не везде. На значительных площадях они полностью или отчасти утрачены. Первичные алевритовые и песчаные зерна, состоящие из сухой глины, здесь сильно деформированы или вообще не сохранились, и отложения уже не обладают повышенной пористостью. Широко распространены трещины с замытыми, глянцевитыми поверхностями. Нередко утрачены и пустоты на месте сгнивших корней, хотя сами следы их сохранились в виде темно-бурых полосок. Утратившие первичную структуру и текстуру лессовидные отложения часто обогащены различными вторичными скоплениями карбонатов (реже гипса) в виде журавчиков, пятен (белоглазка) и тончайших прожилок (псевдомицелий).

Участки лессовидных отложений распределены по поверхности равнин закономерно. В наиболее южных районах преобладают сохранившие структуру лессовидные осадки. В более северных районах утративших первичное строение отложений значительно больше, а близ северной границы Ишимской степи такие осадки уже преобладают. Утратившие первичное строение лессовидные отложения тяготеют к относительно пониженным участкам местности, где во влажные времена года скапливаются выпавшие из атмосферы воды. На относительно приподнятых участках равнины, с которых вода стекает быстро (пространство между западинами, различные бугры, гривы и склоны), лессовидные осадки обычно сохраняют первичное строение. Такие участки часто встречаются и в северной части Ишимской степи, где в целом преобладают отложения, полностью или отчасти утратившие первичные особенности структуры и текстуры.

Итак, основным фактором преобразования первичной структуры и текстуры является переувлажнение почвы и самой толщи лессовидных отложений. Это, в свою очередь, указывает на то, что формирование этих осадков происходило в условиях климата, значительно более сухого, чем теперь.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ГРИВНОМ РЕЛЬЕФЕ

Многие характерные черты широко распространенного в Западной Сибири и некоторых районах Русской равнины своеобразного грядового рельефа неоднократно описывались. В настоящем разделе сделана попытка охарактеризовать некоторые общие особенности строения этого рельефа, происхождение которого тесно связано с происхождением самих покровных лессовидных отложений. Эти особенности, как нам представляется, дают исключительно ясное представление о процессах, влиявших на накопление покрова лессовидных осадков.

Хотя гривами многие исследователи (Вельмина, 1964; Фиалков, 1964 и др.) и местное сибирское население называют вытянутые гряды самых различных размеров и конфигурации, в литературе этот термин успел приобрести некоторую определенность. Гривами обычно называют не любые гряды, а гряды вполне определенной морфологии. Главнейшими признаками гривного рельефа мы считаем следующие: а) правильное однообразное чередование гряд и разделяющих их понижений; б) однообразие размеров гряд (меньше это относится к длине); в) однообразие и некоторое постоянство ориентировки гряд. Таким образом, термин «грива» является более узким, чем термин «гряда» (Волков, 1961).

Широко распространенный в пределах территории наших исследований гривный рельеф представляет собой чередование более или менее прямолинейных гряд, повсюду выдерживающих ориентировку, близкую к

широтной, с некоторым отклонением к северо-востоку. Обычно гряды имеют относительную высоту 5—15 *м* при ширине 0,7—1,5 *км* и длине несколько километров (нередко более 10 *км*). Гривный рельеф весьма часто встречается на склонах, дне древних, современных долин и по соседству с ними. Не менее широко распространены участки гривного рельефа и одиночные гривы, возвышающиеся среди плоской равнины междуречья. К вершинам грив часто приурочены максимальные высотные отметки, значительно превышающие таковые плоской равнины, над которой они возвышаются. Далеко не все гривы в пределах небольшого участка территории строго параллельны друг другу. Нередко наблюдается ветвление грив, причем чаще всего от гривы основного направления вправо или влево под острым углом,

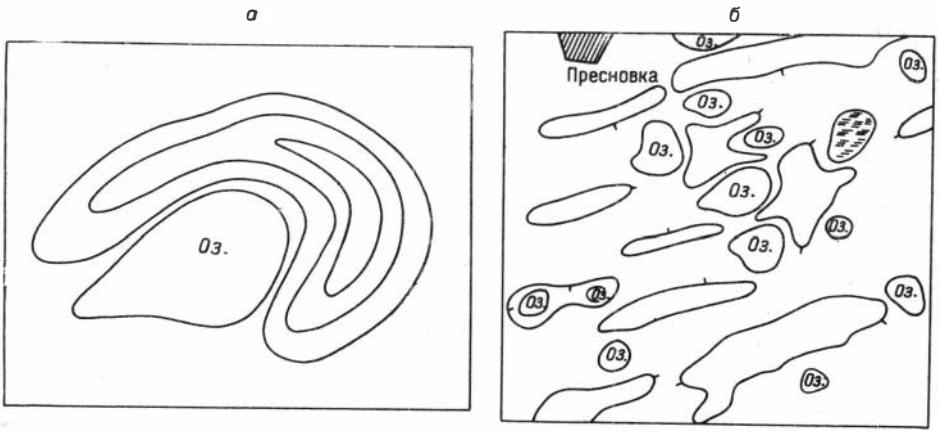


Рис. 65. Гривы, гряды и неправильные бугры, сложенные лессовидными отложениями, на Ишим-Тобольском междуречье.

а — оз. Батра-Куль в 10 *км* к северо-западу от пос. Семиполки, ограниченное с востока и севера дугообразно изгибающейся грядой, *б* — гривы и бугры к юго-востоку от пос. Пресновка.

вершина которого обращена на запад, отходит другая прямолинейная в плане грива. Часто среди прямолинейных грив встречаются гряды, имеющие дугообразную форму. Такие гряды обычно окаймляют восточные склоны озерных котловин (рис. 65, *I*). Кроме дугообразных гряд встречаются бугры неправильной формы. Они также располагаются обычно по соседству с котловинами (рис. 65, *II*). И дугообразные гряды и бугры, подобно правильным гривам, сложены желтовато-бурыми лессовидными отложениями, главным образом алевритового и песчаного состава. Все эти преимущественно аккумулятивные формы рельефа образовались во время накопления покрова лессовидных осадков.

Межгривные понижения в местах сплошного распространения гривного рельефа иногда имеют приблизительно такую же ширину, что и сами гривы, поэтому местность принимает здесь правильный волнистый характер. Чаще всего, однако, основания склонов соседних грив не смыкаются друг с другом, а разделены полосами плоской или полого-волнистой поверхности. При этом дно межгривных понижений местами расположено несколько ниже общей поверхности плоской равнины междуречья, поэтому здесь часто встречаются болота и озера (главным образом соленые). Как уже указывалось, эти котловины нередко являются частями сильно переработанных последующими процессами древних ложбин стока, некогда протягивавшихся в северо-северо-западном и меридиональном направлениях.

Котловины, встречающиеся на дне межгривных понижений, имеют различные размеры. В южной части Ишим-Тобольского междуречья и в

Притюкалинской равнине глубина их обычно не превышает нескольких метров. Многие относительно крупные котловины, занятые озерами, слабо вытянуты вдоль межгривных понижений и имеют весьма характерную грушевидную форму. Западнее таких котловин обычно располагаются либо слабо врезанные короткие эрозионные рытвины, либо цепочки отчасти сообщающихся друг с другом западин. Западные склоны котловин весьма пологие и неясно очерчены, а глубина озер здесь ничтожно мала. Противоположные, восточные склоны обычно круче и имеют в плане правильную дугообразную форму, свидетельствующую о некотором проявлении волновых процессов. Возможно, форма озерных котловин отчасти обусловлена и тем, что ложбины стока, за счет вторичного расчленения которых они образовались, имели асимметричные склоны: левые, т. е. западные, склоны их были пологими, а правые, восточные, более крутыми.

Очень часто группы грив и одиночные гривы располагаются на дне, склонах древних долин, на террасах (кроме первой надпойменной и поймы) долин Ишима и Иртыша, а также в краевых участках междуречной равнины, непосредственно примыкающих к долинам. Гривы широко распространены также и на полого наклонных на северо-восток и восток поверхностях, являющихся прямым продолжением на север пологих левых склонов долин Ишима и Иртыша (к северу, северо-востоку от г. Ишима, севернее и восточнее г. Тюкалинска). Гривы нигде не меняют существенно своего простирания при переходе с одной поверхности на другую.

Полностью не зависит ориентировка грив и от направления уклонов местности. Например, гривы почти поперек пересекают древние долины Ишим-Тобольского междуречья и долину Ишима. При этом нередко один конец гривы расположен на междуречье, а другой — в нижней части склона или на дне древней долины. Другие гривы вдаются в виде узких мысов в пределы акватории крупных озер, расположенных на дне долин, или образуют острова, а третьи причленяются своими концами к противоположным склонам древней долины, полностью разобщая ее на отдельные замкнутые понижения.

Как указывалось, в долине Ишима гривы, осложняющие поверхность второй надпойменной террасы, местами подходят почти вплотную к восточному склону долины, оставляя для русла, поймы и первой надпойменной террасы проход шириной менее 2 *км*. Это с полной очевидностью свидетельствует о том, что в момент образования грив сток по долине либо вовсе не происходил, либо был совершенно незначительным (Волков, 1964б, 1965а, б). Заметим, что многие из охарактеризованных особенностей распространения и морфологии гривного рельефа в работах, посвященных его описанию, обычно не указываются (Лавров, 1948; Городецкая, 1962; Вельмина, 1964; Фиалков, 1964, и др.).

Сходный с описанным выше четкий гривный рельеф широко распространен и за пределами района наших исследований, например во многих районах Зауралья, в бассейне Оми и Тары, во многих районах Новосибирского и Бийско-Барнаульского Приобья. Обширная область гривного рельефа находится в Барабинской степи в районе оз. Чаны и в некоторых других районах южной части Западно-Сибирской низменности (рис. 66). Следует заметить, что на карте характерных форм рельефа Западной Сибири, составленной Д. Н. Фиалковым (1964), наряду с действительно гривным рельефом, имеющим охарактеризованные особенности ориентировки и морфологии, изображены также гряды иного направления. Так, к юго-западу от г. Омска близ Кокчетавской возвышенности показаны гряды юго-восточной ориентировки. Эти формы рельефа, действительно кое-где здесь встречающиеся, не имеют ничего общего с гривным рельефом. Грядовые формы юго-юго-западной ориентировки, показанные на правобережье низовьев

Оби, и меридиональной ориентировки — на левобережье Енисея восточнее верховьев Таза, также ничем не напоминают типичный гривный рельеф. Такое смешение различных по внешнему виду, строению и происхождению гряд, распространенных в Западной Сибири, естественно, не способствует изучению самого гривного рельефа.

На всем огромном пространстве юга, а отчасти и центральной части Западной Сибири гривы сохраняют однообразные размеры и ориентировку. Так же как и в пределах исследуемого района, гривы распространены на поверхностях самого различного возраста и происхождения,

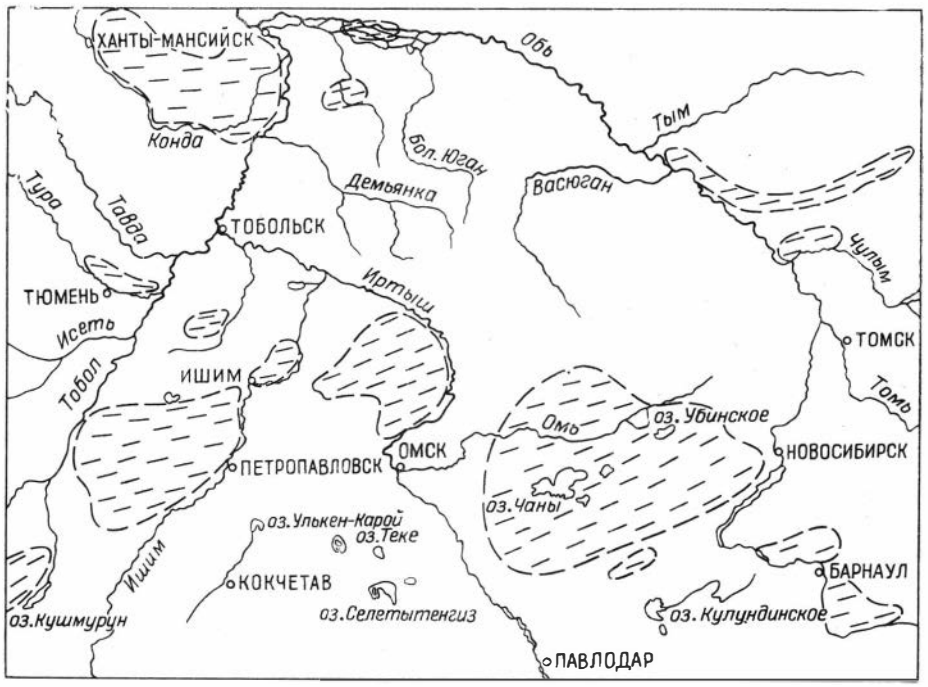


Рис. 66. Основные районы гривного рельефа Западной Сибири (оконтурены пунктиром). Штрихами указано господствующее простирание грив.

и их ориентировка не зависит от общих уклонов местности. В тех местах, где речные долины имеют субширотное направление (Зауралье, Бараба, правобережье средней Оби), гривы, нередко осложняющие их склоны и дно, более или менее параллельны склонам долин. Там же, где направление долин иное (Ишимская степь), гривы пересекают их под углом или поперек. В районах крупных озер гривы, часто в той или иной степени абрадированные, образуют многочисленные полуострова и острова. Совершенно очевидно, что в момент формирования грив эти озера либо вовсе не существовали, либо имели весьма низкий уровень. Этот вывод по отношению к району оз. Чаны совершенно верно сделал Л. С. Берг (1947).

Как уже указывалось, строение отложений грив, межгривных понижений и покровных лессовидных осадков плоских равнин южной окраины Западно-Сибирской низменности и Северного Казахстана свидетельствует о том, что осадки, слагающие гривы, и покров лессовидных отложений составляют единый в возрастном и генетическом отношении горизонт. Сами гривы, отражая главным образом неровности поверхности этого покрова, представляют собой формы, образование которых происходило

параллельно с накоплением осадков покрова. Вследствие этого вопрос об образовании гривного рельефа, естественно, нельзя отрывать от вопроса об образовании самого покрова лессовидных отложений в целом. Эти геологические и геоморфологические образования отражают одни и те же особенности природной обстановки, одни и те же особенности среды осадконакопления.

Распространение однообразно ориентированных прямолинейных в плане гряд не ограничено только пределами Западно-Сибирской низменности. Такие формы рельефа широко распространены и в некоторых районах Русской равнины. Например, они занимают обширные пространства в Северном Прикаспии, где носят название «бугров Бэра». При этом

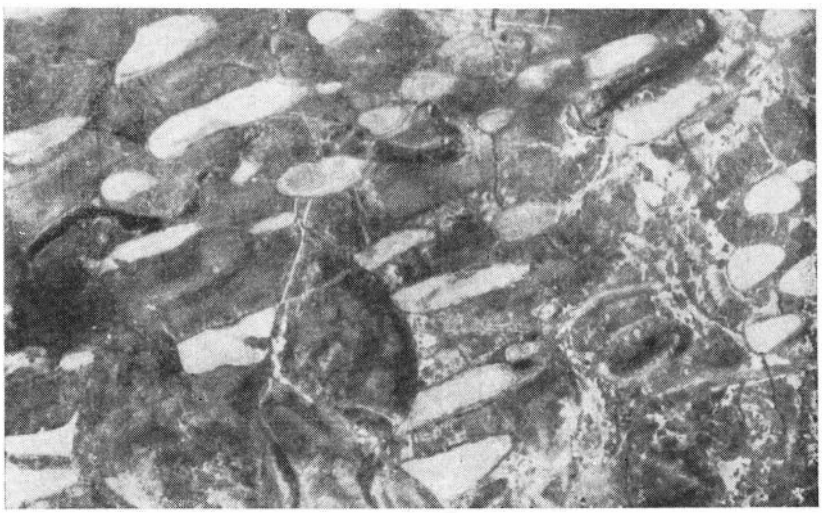


Рис. 67. Однообразно ориентированные гряды, сложенные желтовато-бурыми глинистыми песками. Белоруссия (аэроснимок, по Н. В. Кобецу).

Федоров, 1957; Волков, 1931, и др.) гряды, великолепно выдерживающие здесь близкую к широтной ориентировку, во многих местах имеют невысокий цоколь из хвалынских отложений, содержащих раковины солоноватоводных моллюсков. Гряды (бугры Бэра) повсеместно сложены своеобразными слоистыми желтовато-бурыми суглинками, супесями и глинистыми песками. Значительная часть материала представлена алевритовыми, песчаными и гравиевыми зернами, состоящими из сухой глины (глиняная крупка). Во многих местах зафиксировано, что слоистость бугровых отложений на северных склонах гряд падает на север, а на южных — на юг. Эти и многие другие особенности строения бугров Бэра свидетельствуют о том, что они являются преимущественно аккумулятивными, насыпными формами рельефа.

Во многих местах склоны гряд и толща бугровых отложений абрадированы водами и перекрыты осадками новокаспийской трансгрессии. Гряды, в той или иной степени абрадированные, прослеживаются в пределах мелководья Северного Каспия. Они встречаются также среди плоской дельтовой равнины Волги и других рек, впадающих в Каспий.

В целом облик и строение гряд Северного Прикаспия настолько сходны с гривным рельефом Западной Сибири, что единый генезис этих образований не вызывает сомнений у любого исследователя, имею-

щего возможность наблюдать их. На сходство грив Западной Сибири и бугров Бэра Северного Прикаспия, как известно, обратил внимание И. П. Герасимов еще в 1937 г.

Общие особенности распространения и строения бугров Бэра говорят о том, что они образовались позже хвалынской, но ранее новокаспийской трансгрессии во время весьма низкого положения уровня Каспийского моря (Мангышлакская стадия регрессии, по М. М. Жукову, 1945), когда вся северная мелководная часть Каспия была сушей. Дельта Волги в то время на ее теперешнем месте либо вовсе не существовала, либо имела весьма незначительные размеры, о чем свидетельствуют сильно разрушенные бугры Бэра, возвышающиеся над ней в виде останцев.

Однообразно ориентированные гряды широко распространены также в Белоруссии (рис. 67). В районе г. Пинска они имеют восток-северо-восточную ориентировку и повсюду сложены светлыми желтовато-бурыми карбонатными песчанистыми суглинками, супесями и глинистыми песками (устное сообщение Н. В. Кобеца). По-видимому, такие же образования встречаются и в некоторых других районах Русской равнины.

Основные особенности строения однообразно ориентированных гряд Северного Прикаспия и Белоруссии, их пространственное размещение и состав материала, которым они сложены, заставляют предполагать, что эти формы рельефа образовались одновременно с гривами Западной Сибири под воздействием одних и тех же процессов, получивших в определенный момент четвертичного периода весьма широкое распространение во всей внеледниковой полосе нашей страны.

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ПОКРОВА

При изложении фактического материала были охарактеризованы главнейшие особенности условий залегания, строения и диагенеза покрова лессовидных отложений южной части района наших исследований. Для разгадки генезиса этих осадков, по нашим представлениям, решающее значение имеют следующие их особенности: а) геологические и геоморфологические условия залегания покрова и генетически тесно связанного с ним гривного рельефа; б) характер налегания покрова на более древние породы; в) особенности состава, первичной структуры, текстуры и процессов диагенеза; г) следы деятельности растений и животных и их остатки. В настоящем разделе мы попытаемся ответить на вопрос, при каких условиях природной обстановки могли формироваться указанные выше специфические черты покрова лессовидных отложений и в какой момент четвертичного периода происходило накопление этих осадков.

Плащеобразное залегание лессовидных отложений на различных элементах рельефа, на геологических образованиях разного генезиса и возраста в совокупности со всеми остальными особенностями строения покрова совершенно определенно указывают на формирование его в субаэральной обстановке. Накопление этих отложений протекало не только на склонах и в понижениях, но и на самых повышенных участках междуречий. При этом постепенного уменьшения крупности материала по мере приближения к склонам и понижениям обычно не наблюдается; состав здесь более грубозернистый, чем на относительно возвышенных центральных частях междуречий, что, естественно, совершенно не характерно для водной среды осадконакопления.

Постепенное уменьшение мощности покрова на север показывает, что наиболее интенсивно процессы накопления лессовидных осадков протекали в южных районах, а на севере интенсивность этих процессов была мень-

шей. Но равнины Северного Казахстана и южной окраины Западно-Сибирской низменности в целом снижаются также в северном направлении. Следовательно, аккумуляция лессовидных отложений происходила более интенсивно на более высоких абсолютных отметках и слабее — на меньших. Такое распределение мощностей покрова также свидетельствует об отложении материала в воздушной, а не водной среде.

Основные черты состава покровных лессовидных отложений, сохранивших первичные структурные и текстурные особенности, характер слоистости и сортировки материала свидетельствуют о том, что формирование осадка происходило под воздействием ветра при крайне слабой увлажненности почвы. Как указывалось, в лессовидных осадках, сохранивших первичную структуру и текстуру, почти повсеместно присутствуют алевритовые, песчаные и гравиевые зерна, состоящие из сухой глины, быстро размокающие при смачивании образца. Наличие такого обломочного материала при полном отсутствии крупных обломков пород (галька, глиняные окатыши и т. д.) является доказательством того, что осадок и в момент отложения и в процессе диагенеза никогда не намокал до степени насыщения. Если бы формирование осадка происходило в водной среде, то наряду с алевритовыми, песчаными и гравиевыми зернами, состоящими из неразмокшей глины, должны были бы отлагаться и более крупные окатыши. Водные отложения, содержащие глиняную гальку, как указывалось, достаточно часто встречаются в районе наших исследований, однако характер слоистости и сортировки материала в них совершенно не похож на тот, который имеют покровные лессовидные осадки. Весьма маловероятно также, что зерна глиняного алеврита, песка и гравия, содержащиеся в лессовидных отложениях, сохранивших первичную структуру и текстуру, утратили свою способность не размокать в воде уже в процессе диагенеза. Значительно вероятнее, что и в момент отложения лессовидных осадков глина, из которой состоят эти зерна, так же как и теперь, быстро размокала при смачивании. В связи с этим присутствие в лессовидных осадках первичных алевритовых, песчаных и гравиевых зерен, состоящих из глины, также является убедительным доказательством формирования этих отложений в субаэральной обстановке под воздействием эоловых процессов.

Еще труднее с позиций водного или какого-либо иного неэолового происхождения покровных лессовидных отложений объяснить строение гривного рельефа, в пределах которого указанные осадки слагают и сами гривы и понижения между ними. На междуречьях многие гривы, являющиеся, несомненно, аккумулятивными формами рельефа, возвышаются над общей плоской поверхностью равнины нередко на высоту более 10 *м*, обладая, следовательно, максимальными высотными отметками для всего междуречья. Если принять гипотезу водного происхождения покровных лессовидных отложений, пришлось бы допустить, что в момент их накопления все междуречные равнины были покрыты слоем воды значительной толщины. Никаких следов такого всеобщего затопления, однако, не наблюдается. Сами же однообразно ориентированные гривы всей Западной Сибири и Русской равнины и по внешнему виду и по внутреннему строению весьма сходны с некоторыми формами рельефа аридных стран, имеющими заведомо эоловое происхождение. Изучение гривного рельефа в течение многих лет позволяет нам считать вопрос о происхождении этих форм рельефа окончательно решенным. Гривы Западной Сибири и аналогичные им образования на Русской равнине представляют собой древние преимущественно аккумулятивные эоловые гряды, образовавшиеся одновременно с покровом лессовидных отложений прилежащих плоских равнин. Значит, покров лессовидных осадков в целом также имеет эоловое происхождение. Другие особенности строения покровных лессовидных отложений тоже подтверж-

дают предположение об их эоловом происхождении. Они позволяют также обрисовать многие особенности природной обстановки времени формирования указанных осадков.

Ввиду того, что покровные лессовидные отложения, совершенно не содержащие гальки, имея резкое основание, во многих местах залегают на достаточно крутых склонах, можно заключить, что в момент их накопления процессы плоскостного смыва были очень слабыми или вообще не проявлялись. Во многих местах покров лессовидных отложений значительной мощности выстилает склоны и дно различных эрозионных форм рельефа. Например, под покровом лессовидных осадков погребена сложнопостроенная густая сеть ложбины стока в южной части Кокчетавской возвышенности, в Тенгиз-Кургальджинской впадине и в Тургайской равнине. Все эти ложбины в момент отложения покрова были сухими, и по ним не происходило даже сезонного стока; в противном случае лессовидные отложения здесь были бы смыты. В Ишимской степи покровные лессовидные осадки выстилают склоны и дно многочисленных древних долин, а гривы разобщают их на множество отдельных замкнутых бессточных понижений. Таким образом, перед началом отложения покрова ранее функционировавшие потоки полностью пересохли, и сток по ним в более позднее время уже не возобновлялся.

Широкое распространение покровных лессовидных отложений на склонах и дне современных транзитных долин, таких как Тобол, Ишим, Вагай и т. д., свидетельствует о том, что и здесь во время накопления покрова процессы поверхностного стока почти или совершенно прекратились. В этом отношении особенно показательно строение долины Ишима к северу от г. Петропавловска. Здесь поверхность второй надпойменной террасы, как указывалось, весьма неровная и изобилует бессточными понижениями, занятыми в настоящее время болотами и солеными озерами, а многие гривы, перегораживающие долину почти поперек, оканчиваются в непосредственной близости от ее восточного склона. При этом склоны грив и склон самой долины здесь, несомненно, разрушались эрозией во время формирования первой надпойменной террасы, когда, по-видимому, и образовался восновном проход между гривами и склоном долины. Таким образом, во время формирования покрова лессовидных отложений и грив этого прохода, занятого ныне руслом, поймой и первой надпойменной террасой, вероятнее всего вообще не существовало. Долина Ишима, следовательно, была лишена русла или имела совершенно ничтожный водоток. Наличие четко выраженных грив на левобережье широтного отрезка Иртыша и в Кондинской низине свидетельствует о том, что процессы стока и там проявлялись сравнительно слабо. При интенсивном увлажнении и стоке однообразно ориентированные ритмично повторяющиеся эоловые аккумулятивные гряды, ориентировка которых часто совершенно не совпадает с общим уклоном местности, конечно, не могли образоваться.

Все это указывает на то, что формирование покровных лессовидных отложений в Западно-Сибирской низменности происходило в условиях исключительно сухого климата. Во всей южной части низменности в то время основную роль в процессах разрушения пород, транспорта и отложения обломочного материала на огромных пространствах стал играть ветер. О крайней засушливости климата свидетельствуют и спорово-пыльцевые спектры, полученные В. С. Волковой для нижней части покрова.

Многие факты говорят о том, что накопление покрова и образование грив протекало в условиях резкого дефицита влажности и высоких величин испарения с поверхности почвы, которое значительно превосходило количество атмосферных осадков. Покров лессовидных отложений залегает на дне и склонах множества бессточных котловин, сформировавшихся непос-

редственно перед накоплением покрова. Котловины имели самые различные размеры, причем большинство мелких котловин было полностью или почти полностью лишено собственных отложений, т. е. эти формы рельефа были скульптурными. Обилие грив на дне многих обширных современных котловин Ишимской степи и Барабы также указывает на весьма высокие величины испарения. В то время, несомненно, не существовали озера Ишим-Тобольского, Ишим-Иртышского междуречий, в том числе и такие крупные, как Шалгы, озера Тюкалинского района, озера, расположенные на дне Камышловского лога; почти полностью или совершенно пересохло оз. Чаны, не существовало озер Тенгиз и Кургальджин и т. д. На дне и склонах этих понижений шло накопление осадков покрова и образование грив.

Развитие трещин усыхания в верхней части отложений, подстилающих покров, и наличие здесь обильных скоплений солей свидетельствуют о прогрессивном усыхании этих осадков в начальные стадии накопления покровных лессовидных отложений и о преобладании выпотного (эксудационного) режима почвенной влаги. Только в условиях движения грунтовой влаги снизу вверх в верхней части отложений, подстилающих покров, могли накопиться соли и образоваться зияющие трещины усыхания.

О высоких величинах испарения свидетельствует и богатство солями самого покрова лессовидных отложений. Как было показано, эти отложения карбонатны. Карбонаты содержатся в осадке в виде тонких аморфных и мелкокристаллических пленок, окутывающих отдельные зерна, в элементарных зернах и различных диагенетических скоплениях. Основная часть карбонатов, является, несомненно, сингенетической, а диагенетические скопления, по-видимому, также отчасти образовались за счет перераспределения солей, уже содержавшихся в осадке во время его отложения. Более подробно солевой состав покрова будет охарактеризован в разделе, посвященном литологическим исследованиям. Отложение материала, содержащего нередко более 10% солей, растворимых в слабой соляной кислоте, естественно, могло происходить лишь в условиях высоких значений испарения.

Строение покрова показывает, что во время его формирования вечной мерзлоты не существовало. Слоистость в нижней части покрова, непосредственно над трещинами усыхания нигде не нарушена. Лишь изредка встречаются клинья вверх — быстро сужающиеся вверх зияющие трещины, полости которых выполнены породой, подстилающей покров. Эти образования, несомненно, вторичны и не характеризуют природной обстановки, существовавшей во время формирования осадка. Многочисленные следы корней, древние ходы червей и землероев также практически не нарушены. Все эти особенности состава говорят о том, что с момента отложения покрова лессовидных осадков в нем не происходило значительного перемещения материала вследствие мерзлотных процессов и формирование его протекало в условиях отсутствия вечной мерзлоты.

Итак, наши наблюдения не подтверждают мнения многих исследователей о формировании покровных лессовидных отложений юга Западной Сибири в условиях сухого и холодного климата. Не говоря уже о том, что такую специфическую обстановку, исходя из учения о балансе тепла и влаги и периодического закона географической зональности (см. выше), для внеледниковой полосы весьма трудно себе представить, мы показали, что покровные лессовидные отложения южной части исследуемого района формировались при следующих основных особенностях природной обстановки:

1) отсутствие вечной мерзлоты;

2) отсутствие древесной растительности и почвообразовательных процессов подзолистого типа;

3) господство травянистой растительности, интенсивная деятельность землероев и червей;

4) низкое положение уровня грунтовых вод (верховодки), слабое обводнение поверхности и грунта;

5) высокие величины поверхностного и внутрипочвенного испарения, преобладание движения влаги в грунте снизу вверх, характерное для аридных и семиаридных зон (выпотной, эксудационный режим);

6) значительное превышение испарения над осадками (широкое развитие крупных и мелких бессточных, замкнутых, понижений);

7) почти полное отсутствие процессов стока.

Перечисленные особенности природной обстановки характерны не для холодного, а для сравнительно теплого климата. На то же указывают и многие другие особенности условий залегания и строения покрова лессовидных осадков. Все это заставляет нас считать, что покровные лессовидные отложения Северного Казахстана и южной окраины Западно-Сибирской низменности формировались в условиях сухого и теплого климата в весьма специфической природной обстановке, при которой субаэральные процессы (главным образом эоловые) приобрели на время значение главного агента денудации не только в пределах южной части района наших исследований, но и на большей части территории всей внеледниковой полосы нашей страны.

Хотя строение покровных лессовидных отложений южной части описываемого района свидетельствует об обилии во время их формирования растительных и животных организмов (следы корней травянистых растений, ходов землероев и червей), поддающихся более или менее точному определению органических остатков в этих осадках почти не встречается. Во время наших полевых исследований в течение 6 сезонов многочисленных естественных разрезов, канав, шурфов и т. д. таких микроостатков не найдено, хотя нами достаточно внимательно просмотрены, например, отвалы канав под трубопроводы на протяжении многих десятков километров. Вследствие этого термин «немые» к покровным лессовидным отложениям южной части района наших исследований подходит более, чем к любым иным осадкам, доступным наблюдению в его пределах. Из микроостатков встречены лишь редкие единичные зерна пыльцы.

Такая бедность органическими остатками, по нашим представлениям, ни в коей мере не говорит о стерильности среды накопления осадка, тем более, что следы жизни в нем весьма многочисленны и разнообразны. Она свидетельствует о крайне интенсивном проявлении геохимических процессов, в частности окисления и разложения органических веществ, как в момент формирования самого осадка, так и в процессе диагенеза в условиях сравнительно высоких температур почвы и самого грунта.

Вследствие того, что органические остатки, с помощью которых можно было бы датировать формирование покровных лессовидных отложений, практически отсутствуют, прямое определение возраста этих осадков невозможно. Однако возможно указать довольно узкие возрастные пределы образования этих отложений посредством выявления наиболее молодых осадков, подстилающих покров, и наиболее древних, перекрывающих его.

Непрерывный переход покрова лессовидных отложений и генетически связанного с ним гривного рельефа с междуречий на склоны и дно долин является доказательством того, что это единый в генетическом и возрастном отношении горизонт. Мы считаем, что нет оснований возраст покрова каждой формы допокровного рельефа датировать временем завершения образования этой формы, как это делают некоторые исследователи. Весьма ве-

роятно, что накопление лессовидных отложений происходило в несколько приемов, но основной этап накопления покровных лессовидных осадков был единым. Это подтверждается постоянством свойств, примерно одинаковой мощностью покрова, залегающего на различных элементах рельефа и породах, имеющих самый различный возраст и генезис (исключая места, где покров отчасти или полностью уничтожен последующими процессами), а также особенностями строения гривного рельефа, генетически связанного с покровными лессовидными отложениями.

Как было показано, покров лессовидных отложений и гривы широко распространены в речных долинах, котловинах, на древних озерных равнинах низовьев Иртыша и Кондинской низины. Они почти сплошным чехлом покрывают поверхность вторых надпойменных террас Тобола и Ишима, в то время как первые надпойменные террасы и поймы этих рек лессовидными осадками нигде не прикрыты. В низовьях Тобола и Ишима покровные лессовидные отложения (в частности, перевеянные мелкобугристые пески под сосновыми борами) встречаются на озерной равнине, образовавшейся при положении уровня бассейна, близком к 70 *м*. В то же время древние озерные береговые формы рельефа, образовавшиеся во время последней фазы озерной трансгрессии низовьев Иртыша на отметках, близких к 60 *м*, срезают гривы и бугры, сложенные типичными субаэральными лессовидными осадками.

Такие условия залегания покровных лессовидных отложений позволяют довольно точно определить возрастные пределы их накопления. Вторые надпойменные террасы Тобола и Ишима, древние озерные равнины, ограниченные остатками береговых линий на отметках, близких к 110 *м* (равнина левобережья широтного отрезка Иртыша и западной части Обь-Иртышского междуречья) и к 70 *м* (вторая надпойменная терраса низовьев Иртыша), промежуточная террасовидная поверхность Тобола, приподнятый внешний край первой надпойменной террасы Ишима в районе г. Ишима и севернее его образовались ранее субаэральных покровных лессовидных отложений южной части исследуемого района. Первые надпойменные террасы Тобола, Ишима и других рек области плиоценовой пластовой равнины, отчасти синхронные последней фазе озерной трансгрессии, оставившей береговые линии на отметках около 60 *м* и ниже, моложе покрова. Следовательно, покровные лессовидные отложения образовались в промежуток времени, отделяющий момент завершения формирования вторых надпойменных террас рек области пластовой плиоценовой равнины от начальных этапов формирования их первых надпойменных террас. В это время завершилась озерная трансгрессия в низовьях Иртыша, оставившая береговые линии на отметках, близких к 70 *м* и более высоких. Последняя озерная трансгрессия, максимум которой достигал 60 *м*, имела место позже формирования покрова.

Образование вторых надпойменных террас рек Северного Казахстана и южной окраины Западной Сибири почти всеми исследователями относится к позднечетвертичному времени, а заключительные этапы формирования первых террас — к голоцену. Значит, резкое иссушение и потепление климата, во время которого произошло формирование покрова существенно эоловых лессовидных отложений и грив юга Западной Сибири, имело место в конце позднечетвертичного времени. Как было показано, наиболее вероятным моментом озерной трансгрессии низовьев Иртыша, оставившей береговые линии на высотах, близких к 70 *м*, было время около 20 000 лет назад, а последняя озерная трансгрессия имела место, вероятно, 13 000 лет назад. Таким образом, формирование покрова и грив охватывает время регрессии, разделяющей две последние фазы озерных трансгрессий низовьев Иртыша (20 000—13 000 лет назад). Вследствие того, что озерные отло-

жения обеих фаз озерной трансгрессии пока не имеют абсолютных датировок, приведенную оценку времени формирования покрова следует считать ориентировочной и предварительной. Она довольно точно совпадает с той, которая дается для главной фазы образования лессов Русской равнины (25 000—12 000 лет назад, по Величко, Морозовой, 1965).

О ПРИРОДЕ ПРОСАДОЧНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ПОКРОВНЫХ ЛЕССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Важнейшим для целей практики свойством покровных лессовидных отложений является их способность изменять объем при увлажнении и под влиянием дополнительных нагрузок. До сих пор механизм образования просадок исследователями понимается по-разному. Не останавливаясь на высказанных ими взглядах по этому вопросу, попытаемся лишь кратко изложить наши собственные представления.

Сохранившие первичную структуру покровные лессовидные отложения, в том числе слагающие гривы, как указывалось, содержат не только зерна устойчивых к увлажнению минералов, но и некоторое количество первичных песчаных и алевритовых зерен, состоящих из сухой глины. Первичные зерна кварца, полевых шпатов и иных обычных минералов, а также зерна, состоящие из глины, покрыты тонкими пленками коллоидов и легкорастворимых солей. Упаковка зерен весьма рыхлая, пустоты занимают значительный объем. Кроме пустот между соседними зернами, на месте сгнивших корней травянистых растений осталась сеть мелких цилиндрических преимущественно вертикальных канальцев, а вокруг последних обломочный материал обогащен и слабо сцементирован солями и коллоидами. Есть также вертикальные трещины, поверхность которых часто глянцевитая или припорошена отмытым алевритом и тонкозернистым песком. Значит, по трещинам сверху вниз перемещается гравитационная влага.

В нижней части покрова почти всюду отмечаются горизонты грунтовой воды (верховодки), в той или иной степени обогащенной растворимыми солями, в частности карбонатами. Гравитационная, подвижная вода нередко не приурочена к какому-либо прослойку легкого механического состава, а неравномерно распространена в грунте тяжелого состава, выполняя тонкие полости трещин и канальцев. Это видно в керне скважин. Обилие грунтовой воды и высота ее уровня в течение лета испытывают значительные колебания. Сравнительно высокий уровень и относительно высокие притоки характерны для весны и первой половины лета, а низкий уровень и слабые притоки — для конца лета. Во многих местах нами наблюдалось также, что уровень верховодки и общая увлажненность осадков покрова в разные годы резко различны.

Судя по изложенному материалу о строении покрова лессовидных отложений и режиме приуроченных к ним грунтовых вод, эти осадки отличаются высокой способностью к поглощению скапливающейся на поверхности почвы влаги. Весенние талые и дождевые воды быстро и в значительных количествах проникают по трещинам и канальцам в нижнюю часть покрова и образуют там горизонт верховодки. По-видимому, прямое поглощение влаги путем промачивания всего горизонта покровных лессовидных отложений происходит в незначительных размерах и достаточно медленно. Количество влаги, попавшей в грунт, однако, недостаточно для полного насыщения средней и верхней частей покрова. В течение лета весенний запас влаги постепенно расходуется на внутригрунтовое испарение, транспирацию и к осени резко сокращается. При бурении скважин выявлено, что почти всюду влажность покровных лессовидных отложений увеличива-

ется с глубиной весьма постепенно, без резких скачков, что обусловлено, видимо, в значительной степени постепенным изменением влажности содержащихся в осадках покрова алевритовых, песчаных и гравиевых зерен, состоящих из глины. Эти зерна являются аккумуляторами влаги. Между влажностью воздуха, находящегося внутри грунта (в порах, цилиндрических канальцах и трещинах), и влажностью зерен глиняного алеврита, песка и гравия существует лишь приблизительное равенство. Обе величины плавно возрастают с глубиной. В летнее время в толще покрова в целом, несомненно, происходит движение влаги в виде пара, пленочной, капиллярной влаги и влаги, транспирируемой растениями, снизу вверх, в то время как весной, когда пополняются запасы грунтовой воды, напротив, некоторое время преобладает движение влаги в грунте сверху вниз (см. рис. 64).

Масштабы и характер сезонных перемещений влаги в отложениях покрова в различных местах зависят от множества местных факторов (геологических, геоморфологических и биологических). В целом на юге это перемещение имеет значительно меньшие масштабы, чем на севере. На юге большая часть весенней влаги (талой и дождевой) быстро испаряется и, отчасти, стекает по склонам и многочисленным ложбинам стока. Северная часть, напротив, обладает плоским рельефом, преимущественно бессточна, а количество снега и дождей здесь больше.

Количество поступающей сверху влаги и общий характер режима грунтовых вод определяют степень влажности осадков покрова. От общей же влажности покрова, в свою очередь, зависит степень увлажнения зерен глиняного алеврита, песка и гравия. Наши наблюдения показали, что степень увлажненности зерен глиняного алеврита, песка и гравия в средней и верхней частях покрова и в отложениях, слагающих гривы, в разных местах и в разные сезоны также весьма различна. В целом она постепенно увеличивается с юга на север.

Механическая прочность содержащихся в отложениях покрова зерен алеврита, песка и гравия, состоящих из глины, в отличие от зерен кварца, полевых шпатов и иных минералов изменяется в зависимости от степени увлажнения. В целом она тем ниже, чем выше степень увлажнения. Пока общее увлажнение осадков покрова невелико, зерна глиняного алеврита, песка и гравия сохраняют свою форму неизменной. Когда же общая увлажненность превышает некоторый критический предел, они становятся пластичными, под влиянием веса вышележащего материала утрачивают свою форму, и первичная структура осадка необратимо изменяется. При этом глина, из которой состояли зерна алеврита, песка и гравия, отчасти заполняет пространство между зернами кварца, полевых шпатов и других минералов. Объем пустот, таким образом, уменьшается, а плотность породы возрастает. Если процесс изменения структуры и текстуры осадка проявляется в широких масштабах и длительное время, он постепенно приводит к некоторому уменьшению общей мощности покрова. На первоначально плоской поверхности появляется понижение, которое становится местом скопления весенних талых и дождевых вод, что создает еще более благоприятные условия для увлажнения покрова лессовидных отложений. Понижение увеличивается в размерах и постепенно превращается в степное блюдце, или западину.

Во многих искусственных разрезах нами наблюдалось разделение покрова лессовидных отложений на верхнюю и нижнюю части. Верхняя часть утратила первичную структуру и текстуру, нижняя — сохранила. Граница между ними не везде ясно выражена, но между западинами она располагается всегда выше, чем под западинами. В северных частях области развития покрова осадки, сохранившие первичную структуру,

встречаются лишь местами. Под западинами покровные лессовидные отложения обычно полностью утратили первичную структуру и текстуру.

Мы полагаем, что образование западин на равнинах, сложенных с поверхности лессовидными отложениями, обусловлено в основном преобразованием первичной структуры и текстуры лессовидных осадков в результате их переувлажнения (процессы естественных просадок). Эти процессы в северной части области развития покрова, обладающей более влажным климатом, проявлялись особенно активно. Поэтому и западинный рельеф здесь наиболее широко распространен.

Искусственные просадки, развивающиеся в покровных лессовидных отложениях, по нашим представлениям, являются частным случаем естественных. Они связаны либо с резким переувлажнением непросевших покровных лессовидных отложений, либо с увеличением нагрузки на них, либо с одновременным воздействием обоих факторов. Искусственные просадки свойственны покровным лессовидным осадкам, сохранившим первичную структуру. Таких отложений особенно много в южной части описываемого района. Значит, она наиболее опасна в отношении возникновения искусственных просадок, связанных с переувлажнением.

О «ЗАПАДИННОМ» РЕЛЬЕФЕ

На огромной исключительно слабо расчлененной преимущественно плоской равнине Ишимской степи, повсеместно сложенной с поверхности покровными лессовидными осадками, широко распространен своеобразный мелкокотловинный рельеф, известный в литературе как западинный, или рельеф степных блюдец. Количество западин и площади, занятые ими, вполне закономерно возрастают с юга на север, от районов более сухих к более влажным. В северной части степной и в лесостепной зоне большинство западин занято лесом. Такие западины называются «колками», а рельеф — «колочным».

Многочисленные замкнутые бессточные понижения (преобладающий, а во многих местах почти единственный элемент расчленения местности) различны по величине, глубине и происхождению. Наши полевые наблюдения, сопровождавшиеся нивелировочными работами и ручным бурением, показали, что их можно довольно определенно подразделить на три группы: котловины, связанные со сравнительно глубокими понижениями поверхности пород, подстилающих покровные лессовидные отложения; понижения, приуроченные к незначительным неровностям или местам изменения состава пород, подстилающих покров, или первичным неровностям самой поверхности покрова; понижения, не связанные с рельефом поверхности и изменением состава пород, подстилающих покров, и первичными неровностями поверхности самого покрова.

Понижения первой группы, хотя и встречаются довольно часто, в целом немногочисленны. Они имеют значительные размеры (в поперечнике до 1 *км* и более) и глубину (до нескольких метров). Плоское дно их ограничено ясно очерченными склонами, образующими некоторую водосборную площадь. Поверхность пород, залегающих под лессовидными отложениями, обычно более или менее следует дневной поверхности, а сами покровные осадки, не меняя сильно своей мощности, выстилают дно и склоны котловины. Следовательно, котловины древнее покрова. Наличие их говорит о том, что покров формировался в условиях сухого и относительно теплого климата. При другом климате бессточные котловины не могли бы образоваться и сохраниться. Ввиду того, что в ряде мест зафиксировано закономерное изменение состава отложений покрова при переходе от приподнятых

участков равнины ко дну котловин, можно предполагать, что последние существовали в продолжение всего времени накопления покрова как отрицательные формы рельефа.

Многочисленные более мелкие понижения второй группы не обладают хорошо развитыми склонами и добавочным водосбором. Относительная глубина их не превосходит 1 *м*. Наряду с более или менее округлыми встречаются неправильные в плане понижения. Нередко они заняты лесом и болотами и тянутся в виде прерывающихся или почти параллельных друг другу полос. На аэроснимках они напоминают веера блуждания речных русел. Тем не менее повсюду как под самими понижениями, так и по соседству с ними верхним горизонтом отложений, на котором развита почва, являются лессовидные осадки. Севернее Камышловского лога под такими понижениями ниже покрова встречены русловые песчано-галечные отложения, а иногда плиоценовые глины с мергельными конкрециями. Как правило, покров в местах понижений имеет относительно малые мощности и повышенную плотность при низкой пористости, что свидетельствует о значительной роли просадочных явлений в их образовании. На развитие неравномерных просадок, по-видимому, влияют процессы вертикального и горизонтального перемещения грунтовой воды по отложениям пестрого механического состава, залегающим ниже покрова. Таким образом, западины второй группы имеют смешанное происхождение. Их возникновение в некоторой степени было предопределено особенностями состава и рельефом поверхности пород, подстилающих покров, хотя основную роль сыграли процессы естественных просадок. Первичные по отношению к лессовидным отложениям причины предопределили своеобразие процессов диагенеза этих осадков.

Наиболее многочисленны понижения третьей группы — небольшие преимущественно округлые, имеющие незначительную относительную глубину (менее 0,5 *м*). Они залегают на самых различных элементах рельефа (плоской равнине междуречий, гривах и межгривных понижениях, склонах и дне долин, террасах современных долин и т. д.). Под этими западинами породы, подстилающие покров, не меняют своего состава и поверхность их горизонтальна. Какие-либо изменения в составе самого покрова отсутствуют; изменяются лишь структурные и текстурные особенности лессовидных отложений. Под западинами они более плотные, менее пористы и значительно влажнее. Значит, западины образовались в основном за счет просадок лессовидных отложений и являются по отношению к ним вторичными образованиями.

Из сказанного следует, что понятие западина применяется к формам рельефа различного происхождения. Понижения первой группы древнее покрова лессовидных отложений, второй и третьей групп, напротив, в основном моложе его и образовались главным образом за счет развития процессов естественных просадок. Возможно, некоторые понижения первоначально образовались в результате неравномерной аккумуляции покровных лессовидных осадков, а позже были преобразованы просадочными процессами.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА РАВНИН, СЛОЖЕННЫХ С ПОВЕРХНОСТИ СУБАЭРАЛЬНЫМИ ЛЕССОВИДНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

При описании покрова субаэральных лессовидных отложений уже были охарактеризованы некоторые основные особенности строения их поверхности и различные формы рельефа, связанные с ними. Если рассматривать рельеф обширной территории южной окраины Западно-Сибирской

низменности и Северного Казахстана в целом, нельзя не обратить внимания на некоторые общие закономерности его строения.

Как уже указывалось, на юге (в пределах Тенгиз-Кургальджинской впадины, на южных и западных склонах Кокчетавской возвышенности и на Ишим-Убаганском междуречье) в расчленении рельефа равнин, сложенных лессовидными отложениями, исключительно важную роль играют формы, обусловленные деятельностью текучих вод. Здесь система ложбин стока настолько сложна, что бессточные участки почти полностью отсутствуют, и вся местность представляет собой систему преимущественно пологих, хотя нередко и весьма высоких, склонов.

В северном направлении как в пределах Кокчетавской возвышенности, так и на равнинах, примыкающих к ее склонам, значение эрозионных форм рельефа в расчленении местности быстро уменьшается. В северной части Ишим-Убаганского междуречья, на северных склонах самой Кокчетавской возвышенности и на равнине, примыкающей к ее склонам с востока, главные реки и крупные бессточные озерные котловины дренируют лишь непосредственно примыкающие к ним краевые участки междуречий, центральные части которых бессточны и имеют западинный рельеф.

Равнина Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий к северу от возвышенности практически полностью лишена сети ложбин стока и долин современных постоянных и временных водостоков. Долины Тобола, Ишима и Иртыша, пересекающие эту равнину, не принимают здесь даже мелких притоков и имеют резко выраженный транзитный характер. Такой же характер имеет и долина Камышловского лога. На междуречьях, повсеместно сложенных покровными лессовидными отложениями, широко распространен западинный рельеф (как на плоских, так и на гривно-котловинных равнинах).

Причина уменьшения до почти полного исчезновения в северном направлении, т. е. при переходе от сухих мест к более влажным, роли местных эрозионных форм рельефа не совсем ясна.

Современные географические условия, по-видимому, в некоторой степени способствуют более активному развитию эрозионных форм рельефа в южных районах по сравнению с северными. Возьмем, например, поверхностный сток атмосферных вод, который особенно активно проявляется в весеннее время.

Снеговой покров в Северном Казахстане содержит в среднем 60—85 *мм*, местами 100 *мм* влаги (Салов и Иванов, 1955). В северной части Ишимской степи эта величина также близка к 100 *мм*. Количество воды, скопившейся на поверхности почвы весной, зависит в основном от характера перераспределения снежного покрова и режима таяния последнего. На юге, где древесная растительность и кустарники на междуречьях практически отсутствуют, а травянистый покров низкий и редкий, местное эоловое перераспределение снежного покрова происходит в широких масштабах. В более северных районах, наоборот, снег перемещается слабо, так как этому препятствуют древесная растительность (березовые колки, болотистые понижения, поросшие густым кустарником, и т. д.) и густой травянистый покров. Характер таяния снегового покрова также различен. В южных районах весна дружная, пасмурных дней мало, и снеговой покров стаивает быстро. На севере, напротив, весна значительно продолжительнее, больше количество облачных дней, ввиду этого снег сходит дольше.

Следовательно, физико-географическая обстановка создает на юге более благоприятные условия для возникновения весеннего поверхностного стока, чем на севере. Это в некоторой степени способствовало формированию эрозионных форм рельефа на юге, но не могло явиться основной причиной различий строения рельефа юга и севера.

Разветвленная система хорошо разработанных долин южной окраины района в настоящее время почти полностью лишена свежих развивающихся эрозионных форм рельефа, что наряду со многими другими данными свидетельствует о древнем происхождении долин. Густая сеть ныне почти сухих долин, расчленяющих равнины, сложенные лессовидными отложениями, выработана в породах, залегающих под этими осадками. Нередко древние эрозионные формы врезаны в исключительно твердые скальные породы. Ясно, что слабые потоки, подобные современным, не могли выработать столь совершенно развитую сеть долин. Эти долины выработаны несравненно более мощными потоками, выполнившими огромную работу по разрушению рыхлых скальных пород и выносу полученного мелкозема. К моменту отложения покровных лессовидных осадков формирование долин в основном уже завершилось, так как единый плащ этих отложений выстилает междуречья, пологие склоны, а отчасти и дно большинства долин.

Слабо расчлененная равнина северной части области распространения субаэральных покровных лессовидных отложений полностью лишена сети местных современных ложбин стока. На этой равнине ранее накопления лессовидных осадков тоже существовала сеть долин. Особенно ясно ее следы видны на Ишим-Тобольском междуречье. Эта гидросеть не связана с долиной Ишима и имеет свой план строения. Она образовалась в основном ранее формирования второй надпойменной террасы Ишима и его притоков, так как врезана значительно менее глубоко. Из этого следует, что формирование второй надпойменной террасы Ишима уже не сопровождалось благоприятными условиями для проявления активного местного стока на прилежащих междуречьях. Иными словами, мощный сток, создавший современную широкую долину Ишима к северу от Кокчетавской возвышенности, был в основном транзитным, а область водосборного бассейна потока располагалась на Кокчетавской возвышенности и в более южных районах Казахстана. В указанных районах имели место интенсивный сток, процессы эрозии и разработки сложной системы долин, на склонах и дне которых впоследствии отложился покров лессовидных осадков эолового генезиса. Уже после накопления этих отложений, в эпоху формирования первых надпойменных террас Тобола и Ишима произошло последнее значительное оживление процессов речного стока. В то время на севере вследствие некоторого увлажнения и похолодания климата особенно активно протекали процессы естественных просадок. На первоначально почти плоской равнине возникли многочисленные западины, а в более значительных понижениях образовались озера.

ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ ШИРОТНОГО ОТРЕЗКА ИРТЫША И ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Отложения, описываемые обычно как покровные лессовидные, широко распространены на Обь-Иртышском междуречье. Они венчают разрезы основного уровня Тобольского материка и его высокой поверхности. С междуречья отложения в виде покрова спускаются на вторую надпойменную террасу Иртыша. Инженерно-геологические исследования вдоль трассы железной дороги Тюмень — Сургут (А. И. Воробьев, устное сообщение) показали широкое развитие этих отложений на незаболоченных междуречьях. Мощность осадков колеблется от 2 до 10 *м* и несколько возрастает по мере удаления от долины Иртыша в центральных частях междуречья. На широтном отрезке Иртыша в большинстве разрезов лессовидные отложения залегают на преображенской почве, на меридиональном — на озерных осадках тазовского времени и лишь в некоторых обнажениях

отделены от них почвой. Сверху осадки перекрыты современными озерными и болотными образованиями.

Покровные отложения существенно отличаются от других четвертичных пород как по цвету, так и по текстурным признакам. Они представлены суглинками и супесями, которые имеют повышенную карбонатность, вертикально-трещиноваты, пористы, неравномерно окрашены железистыми растворами, пронизаны канальцами на месте сгнивших корней. Для осадков характерна желтовато-бурая и палевая окраска.

В разрезе близ пос. Колтырма, где вскрыт высокий уровень материка, ниже современной почвы залегает супесь бурая, лессовидная, со следами корней, хорошо сохраняющая вертикальую стенку обнажения благодаря слабой цементации и наличию сети вертикальных трещин. Вверху сортировка материала плохая, ниже хорошая. Здесь видна горизонтальная слоистость, обусловленная тонкими (1—2 *мм*) прослойками тонкозернистого песка. Степень окатанности зерен в слое различна. Угловатые, слабо и хорошо окатанные зерна находятся совместно. Легкая фракция представлена кварцем (60—70%) и группой полевых шпатов (30—40%). Обычно присутствуют плагиоклаз, микроклин и зеленая слюда, содержание последней не превышает 1%. В отличие от озерных отложений казаковской и колтырминской свит в покровных суглинках обломки опала и глауконита встречаются редко. Основными минералами тяжелой фракции являются рудные, эпидот, цоизит, обыкновенная роговая обманка и циркон. Рудные представлены ильменитом, реже магнетитом. Количество рудных минералов колеблется от 30 до 50%, амфиболов — 5—8%. Циркон (от 3 до 5%) равномерно распространен по всей толще. Тремолит, анатаз, гранат, рутил встречаются постоянно в виде единичных зерен. В целом для покровных отложений высокого уровня Тобольского материка установлен амфибол-ильменит-эпидотовый комплекс. В основании покровных осадков в обнажении у пос. Колтырма И. А. Волковым найдены зубы *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип).

В районе пос. Казаковка покровные отложения представлены бурой пористой супесью, пронизанной корнями растений, имеющей включения углистых частиц, в верхней части слоя — известковистых стяжений. Последние образовались, вероятно, в результате почвообразовательных процессов. Изучение спор и пыльцы показало преобладание в спектрах спор (80—90%). Пыльцы трав содержится до 10—15%. Среди спор ведущее значение имеют споры сфагновых мхов (60%), меньше спор зеленых мхов и папоротников. Пыльца трав принадлежит разнотравью, осокам и маревым. Состав спорово-пыльцевого спектра указывает на развитие безлесных заболоченных пространств. Обилие сфагновых мхов обычно характерно для зоны тундры.

Наиболее типичным разрезом покровных отложений является обнажение между поселками Черная и Преображенское. Здесь вскрыты:

А. Супесь буровато-желтая, лессовидная, пористая, неслоистая. В верхней части — остатки растений и ожелезненные «журавчики». В выветрелом состоянии порода разбита на отдельные блоки, которые образуют вертикальные обрывы. Вниз по разрезу супесь приобретает зеленовато-серую окраску. На глубине 6 *м* от кровли переход в голубовато-серые карбонатные суглинки с мелкими линзочками оранжевых мелкозернистых песков. Ниже пос. Преображенское супеси замещаются бурыми неравномерно окрашенными окислами железа — суглинками . . . . . 5—8 *м*.

Б. Темно-серая супесь (почва) . . . . . до 1 *м*.

В. Суглинок зеленовато-серый, пористый, карбонатный, с линзами желтого мелкозернистого песка и включениями известковистых и глинистых стяжений неправильной формы . . . . . 4,5 *м*.

Г. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, с прослоями (5—10 *см*) серого суглинка в верхней части слоя. В песках встречаются глинистые окатыши, галька и гравий. Галька и гравий расположены в виде тонких прослоев 10—15 *см* . . . . 14 *м*

Д. Песок разнозернистый, с прослоями растительной трухи и намывной древесины . . . . . 5 *м*.

Е. Чередование прослоев желтовато-серых песков (10—15 *см*) и голубовато-серых суглинков (20—30 *см*) . . . . . до 15 *м*.

На меридиональном участке Иртыша покровные отложения имеют более песчаный состав. Основная часть породы состоит из фракций 0,25—0,1 *мм* (40%) и 0,1—0,01 *мм* (40%). Остальные 20% составляют частицы менее 0,01 *мм*. Они преобладают в основном в нижней части слоя супесей. Основными породообразующими минералами легкой фракции являются кварц и группа полевых шпатов. В тяжелой фракции преобладают рудные зерна — ильменит и магнетит — 35—55%, эпидот-цоизит — 20—35%, обыкновенная роговая обманка — 20%, циркон — 6%. Для покровных отложений меридионального отрезка Иртыша характерно несколько повышенное содержание амфиболов (до 20%), которые поступали в основном с Урала.

В покровных отложениях обнаружены остатки костей млекопитающих *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип) и *Coelodonta antiquitatis* Fisch. Спорово-пыльцевой анализ показал присутствие единичных зерен пыльцы и спор, что не дает возможности судить о климатической обстановке времени фомирования указанных осадков.

Покровные образования в самых северных обнажениях, близ пос. Чембакчино и Семейка, также представлены желтовато-серыми палевыми супесями. Супеси содержат ожелезненные журавчики, тонкие прослои гумуса и мелкозернистого песка. В обнажении у пос. Чембакчино вместе с корешками растений и журавчиками найдены плоские глиняные гальки. Здесь же в основании слоя встречен прослой (0,7 *м*) суглинка, насыщенного растительным детритом. Суглинок заключен внутри супесей. Особенности строения, состава и сортировки материала этих осадков те же, что и покровных отложений широтного отрезка Иртыша. Здесь найдены остатки *Mammuthus primigemius* Blum. и *Rangifer tarandus* L. В спектрах также преобладают споры (80%), принадлежащие сфагновым и зеленым мхам. Травянистые растения представлены пыльцой разнотравья, маревых, злаков и осок. Спорово-пыльцевые спектры позволяют сделать вывод о широком развитии заболоченных пространств типа тундры. Климат был холоднее современного.

В низовьях Иртыша в районе гор Самаровская и Пионерская покровные отложения залегают на морене максимального оледенения. В ряде мест здесь виден базальный слой 15—30 *см* мощности, состоящий из скопления галек кварца, изверженных пород и мелких валунов. Мощность лессов колеблется от 1,5 до 10 *м*. Покровные отложения здесь представлены палевыми плотными карбонатными суглинками. Суглинки разбиты трещинами и хорошо сохраняют вертикальные обрывы. В ряде мест порода неравномерно окрашена окислами железа. В основании покровных суглинков встречаются прослои мелкой гальки, опок и гравия, а также тонкие (1—2 *мм*) прослои мелкозернистого кварцевого песка. В покровных суглинках в районе г. Ханты-Мансийска найдены кусок бивня *Mammuthns primigenius* Blum., обломок бивня *Mammuthus* sp. и тазовая кость *Coelodonta antiquitatis* Fisch. Все формы животных принадлежат к верхнепалеолитическому комплексу.

Единого мнения о палеогеографической обстановке времени накопления покровных отложений Тобольского материка нет. Большинство исследователей (С. Г. Боч, Г. И. Лазуков, Н. П. Сидоров, Б. В. Мизеров, И. П. Герасимов) рассматривали их как водные образования, накопившиеся преимущественно в реках и озерах. Время их формирования сопоставлялось то с зырянской, то с сартанской эпохой. В. В. Фениксова покровные

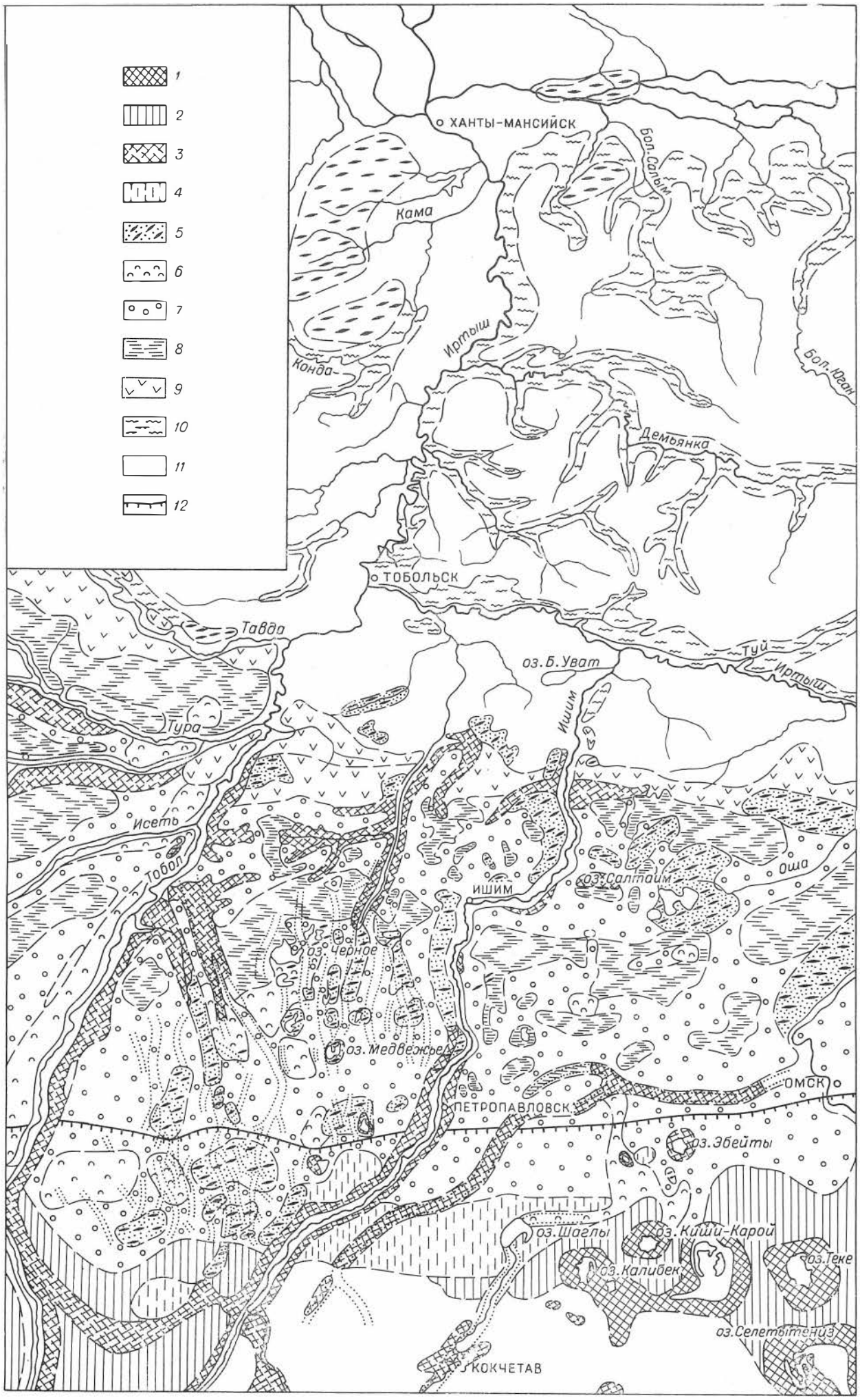


Рис. 68. Карта покровных лессовидных отложений Ишимской степи и низовьев Иртыша. Условные обозначения см. табл. 1.

Таблица 1

Условные обозначения к карте (рис. 68) покровных лессовидных отложений Ишимской степи и низовьев Иртыша

№	Мощность, м	Состав	Рельеф покрова
1	5—10	Суглинок алевритистый, слабо песчанистый, глина алевритистая	Увалисто-балочный рельеф с «потяжинами»
2	5—10	Суглинок алевритистый, слабо песчанистый, глина алевритистая	Плоская и слабо наклонная равнина
3	5	Суглинок алевритистый, песчанистый и глинистый песок	Наклонная равнина с мелкими балками, оврагами и «потяжинами»
4	5	Суглинок алевритистый, песчанистый, реже — глинистый песок	Горизонтальная и слабо наклонная равнина
5	1—20	Пески, глинистые пески и алевриты грив, суглинки песчанистые межгривных понижений и плоской равнины, мощность в зависимости от рельефа	Гривно-котловинная равнина
6	1—10	Глинистые пески и алевриты повышений, суглинки песчанистые, мощность в зависимости от рельефа	Полого-волнистая равнина с озерами и низинными болотами
7	5	Суглинки песчанистые	Плоская равнина с озерными котловинами и западинами
8	3	Суглинки песчанистые	Плоская заболоченная равнина
9	5	Пески глинистые, реже — суглинки песчанистые, мощность в зависимости от рельефа	Полого-волнистая или мелкобугристая равнина (распространена фрагментарно)
10	<10 м	Покров облессованных отложений водного генезиса, следующий рельефу	
11		Область отсутствия лессовидных отложений	
12		Северная граница широтного распространения покровных лессовидных отложений, подверженных просадкам	

отложения подразделяла на разновозрастные образования делювиального озерного и эолового происхождения.

Принимая во внимание биостратиграфическую характеристику покровных отложений и их положение в разрезах, можно предположить, что накопление их происходило в позднечетвертичное время в условиях холодного и влажного климата. Время формирования суглинков и супесей сопоставляется нами с эпохой оледенения. Ряд признаков (наличие горизонтальных прослоев мелкозернистого песка, галек глинистых пород, стеблей и корней растений) указывает на накопление осадков в прибрежной и временно обсыхающей зонах мелководных зарастающих озер и слабо проточных русел.

Лессовидные свойства (карбонатность, вертикальную трещиноватость, пористость, неравномерное окрашивание окислами железа) порода приобрела, вероятно, позже накопления самого осадка, т. е. лессовидные свойства являются вторичными. Процессы облессования могли протекать только в условиях теплого и относительно сухого климата, когда многолетняя мерзлота отсутствовала, грунтовые воды имели низкий уровень. Всего вероятнее, процессы облессования происходили в голоцене, в период климатического оптимума.

Особенности распространения и условий залегания покровных лессовидных отложений изображены на рис. 68.

Глава четвертая

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ, МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Литологическое изучение неоген-четвертичных отложений юга Западно-Сибирской низменности было начато автором главы с 1963 г. по собственным коллекциям (сборы 1963—1964 гг.) и материалам И. А. Волкова и В. С. Волковой (сборы 1960, 1961, 1963 и 1964 гг.). Расположение разрезов показано на рис. 69. Задачей исследования являлось выяснение палеогеографии и условий формирования образований неоген-четвертичного возраста. Характеристика их вещественного состава дается по стратиграфическим горизонтам, выделенным в исследованных разрезах И. А. Волковым и В. С. Волковой.

Специальных литологических исследований четвертичных отложений юга Западно-Сибирской низменности до последних лет почти не было. Работы, касающиеся их состава, чаще всего посвящены инженерно-геологическим изысканиям под строительство и поискам строительных материалов (Кузнецов, 1934; Жуков, 1937; Минервин, 1958, 1959, и др.) или характеристике современных почв (Иванова, 1959; Горшенин, 1955, Афанасьева, Бахтин, 1958, и др.). Отдельные сведения по фациальному составу, гранулометрии и минералогии четвертичных образований территорий, прилегающих к исследуемому региону, содержатся в работах А. Г. Бер (1938), Л. Н. Жукова (1937а, б), В. А. Николаева (1947, 1963, 1964), Э. Л. Кадкиной (1959), Р. С. Ильина (1936), С. А. Костромина (1952), К. В. Никифоровой (1948) и т. д. Специальным исследованиям состава и свойств покровных отложений различных районов низменности, в той или иной степени удаленных от нашего региона, посвящены работы П. А Православлева (1933), М. П. Нагорского (1941), Ф. А. Никитенко (1961, 1962, 1963), В. В. Фениксовой (1957), М. И. Кучина (1960), Г. М.Березкиной (1958), Б. М. Михайлова и Т. С. Петровской (1959) и др.

Единственным обобщением имеющихся немногочисленных данных по минералогическому составу четвертичных осадков, изучавшихся в различное время в разных районах низменности В. Н. Саксом (1946, 1948), В. Н. Соколовым (1960), М. П. Нагорским (1938, 1939, 1941), Ю. П. Казанским (1954, 1956), С. Б. Шацким (1956), Б. В. Мизеровым (1948, 1953а, б), Е. В. Шумиловой (1952), является работа Е. В. Шумиловой (1963). В ней дана общая картина условий формирования терригенно-минералогических провинций низменностей в различные этапы четвертичного периода и указываются возможные источники питания для осадков отдельных районов. Однако вещественный состав и условия формирования покровных отложений в работе не рассматриваются.

Ф. С. Бузулуцковым (Бузулуцков, Волкова, 1964) освещен гранулометрический и минералогический состав четвертичных отложений разрезов по правому берегу Иртыша в районах поселков Чембакчино, Колтырма и Казаковка. Разреженность образцов мешает с достоверностью проследить

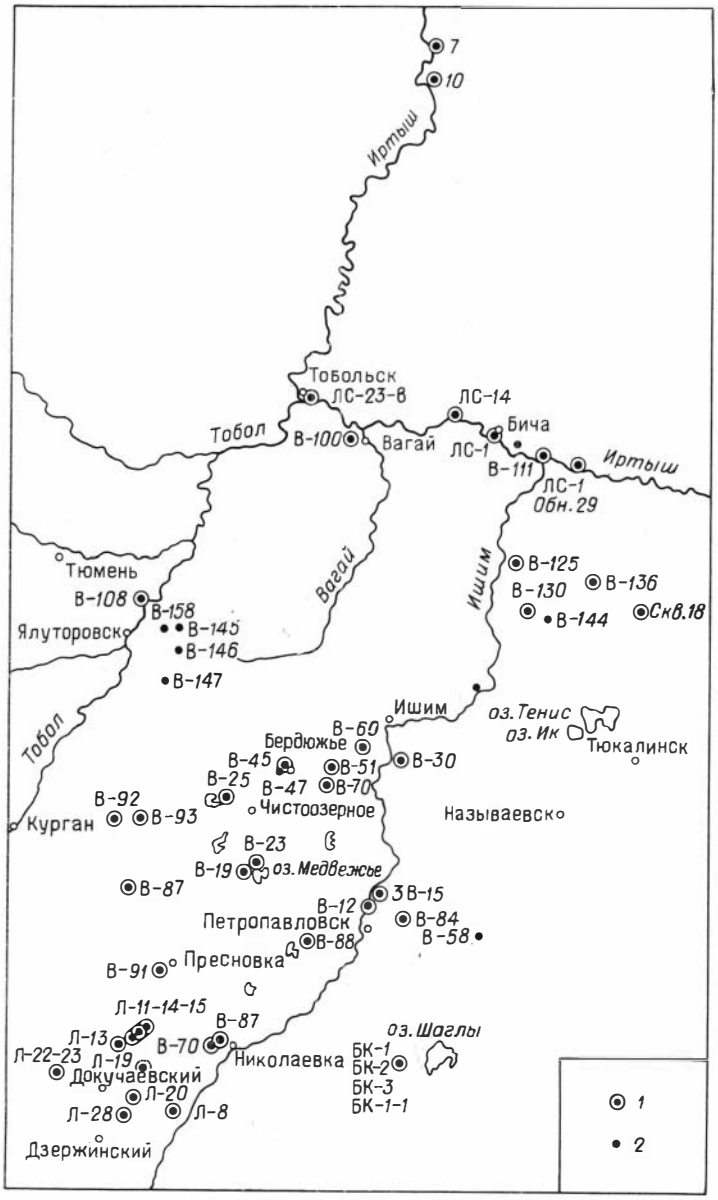


Рис. 69. Схематическая обзорная карта юго-запада Западной Сибири (область исследований).

1 — разрезы, подвергнутые минералогическим и геохимическим исследованиям, *2* — разрезы, по которым изучался только гранулометрический состав отложений.

изменение состава отложений по направлению от пос. Чембакчино к пос. Казаковка, что имеет принципиальное значение для установления генезиса ссадков.

Некоторые особенности состава покровных образований Ишимской степи, выявленные на основе изучения их в естественном изломе под бинокуляром, указаны в работах И. А. Волкова (1960а, 1961, 1962, 1965а, б; Волков, Березкина, 1957 и др.) В них содержатся основные положения по

вопросу об условиях формирования покровных отложений юга Западно-Сибирской низменности, которые во многих случаях нашли подтверждение при детальных исследованиях вещественного состава покрова точными методами.

В основу изучения вещественного состава покровных образований наравне с полевыми наблюдениями положено исследование структурных и текстурных особенностей породы и ее диагенетических преобразований в плоско-параллельных шлифах. Этот метод, впервые использованный для изучения новейших покровных образований — почв Б. Б. Полыновым в 1915 г., лишь в последнее время стал применяться у нас и за рубежом (Kubiena, 1956; Парфенова и Ярилова, 1956, 1958, 1962; Минашина, 1960; Brewer, 1960а, б, и др.). Н. В. Ренгартен (Ренгартен, 1965; Ренгартен, Константинова, 1965) микроморфологические наблюдения над диагенетическими изменениями рыхлых пород впервые применила для расшифровки среды осадконакопления и климата четвертичных отложений юга Европейской части СССР.

Для количественной оценки процессов седиментации и преобразования породы исследовался ее гранулометрический, минералогический и химический состав.

Изучение гранулометрического состава имеет большое значение для истолкования динамики среды и условий седиментации рыхлых отложений. Для покровных лессовидных образований, сложенных в значительной мере обломками глинистых пород, использование результатов гранулометрического анализа сопряжено с некоторыми трудностями ввиду несовершенства способов подготовки образцов к анализу, а иногда из-за неясности природы агрегированных глинистых частиц (Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959; Волков, 1963, Кригер, 1965, и др.). В некоторой степени возможность ошибок снижается контролем результатов механического анализа при помощи микроскопа (Рухин, 1957; Кленова, 1948). В связи с изложенным гранулометрический состав пород (в особенности покровных лессовидных) изучался нами параллельно с выяснением их структуры в прозрачных шлифах.

Подготовка образцов к гранулометрическому анализу осуществлялась микроагрегатным и агрегатным способами по второй и третьей схемам, описанным Е. Г. Чаповским (1958). Анализ проводился методом пипетки и комбинации с ситовым при постоянной температуре суспензии 18—20° (Ломтадзе, 1952). Согласно рекомендации Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, конечными диаметрами зерен получаемых фракций являлись: 1,0; 0,5; 0,25; 0,1; 0,05; 0,01; 0,005 и $<$0,005 *мм*. Были использованы также данные анализов механического состава породы с дисперсной подготовкой образцов по комбинированному методу Н. И. Горбунова (1963).

За эталонные конечные диаметры зерен ряда песок — алеврит — глина соответственно взяты: 0,1—0,01—0,001 *мм*, как принято при литологических исследованиях (Страхов, 1954). При отнесении пород к тому или иному литологическому типу (песок — алеврит — пелит) мы придерживались классификационных таблиц Г. И. Ершовой (1960) и разработанных на их примере таблиц А. В. Раукаса (1964).

Для завершения характеристики гранулометрического состава покровных образований, сложенных в значительной мере песчано-алевритовой фракцией, были высчитаны медианный диаметр зерен (*Md*) и коэффициент сортировки (S_0) по Траску: $S_0 = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$. Квартили определялись по номограмме, предложенной В. П. Петелиным (1958), с последующей проверкой выборочных образцов построением кумулятивных кривых. Из-

вестно, что способ квартилей особенно удобен для характеристики гранулометрического состава плохо сортированных пород (Рухин, 1957).

Согласно рекомендации Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, минералогические исследования в иммерсии проводились для фракции 0,1—0,05 *мм*. Для основных разрезов в случае необходимости изучались также количественные соотношения минералов во фракциях 0,1—0,25 и 0,01—0,05 *мм*. Для разделения навески на тяжелую и легкую фракции применялся бромоформ (уд. вес 2,9). Легкая фракция изучалась в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,542; тяжелая — в жидкости с показателем преломления 1,630. Аутигенные минералы при расчете количественных соотношений минералов во фракции из подсчета исключались. В каждой фракции подсчитывалось 300—600 зерен.

Р. Руэ (Ruhe, 1954), базируясь на степени устойчивости минералов, для констатации ископаемых почв и прослоев лесса применил коэффициенты, представляющие собой отношение $\frac{\text{кварц}}{\text{полевые шпаты}}$ и $\frac{\text{циркон + турмалин}}{\text{роговая обманка + пироксены}}$. Более чутким, на наш взгляд, градиентом устойчивости минерального состава тяжелой фракции является отношение роговой обманки и пироксена (если он присутствует в заметных количествах) к черным рудным, если они представлены в основном ильменитом. Мы высчитали все эти коэффициенты для наших отложений, что позволило более уверенно судить о характере изменений минерального состава пород по разрезам.

Глинистые минералы изучались в основном рентгеноструктурным методом. Ориентированные агрегаты тонкодисперсной фракции снимались с Fe-антикатодом на дифрактометре УРС-50 ИМ в природном состоянии, после насыщения этиленгликолем, после отжига до 550°. Относительные количественные соотношения глинистых минералов определялись по методу Д. Спегта и Г. Брунтона (Drayton Speights and Brunton, 1961) на основании соотношения базальных рефлексов. Метод этот применялся нами с учетом того, что присутствие коллоидных образований в значительной мере затушевывает четкость рефлексов на дифрактограмме, а минеральный состав глин в молодых отложениях чаще всего многокомпонентен.

При исследовании химического состава отложений особое внимание уделялось выяснению состава тонкодисперсной части породы. Определялись главным образом основные породообразующие компоненты глинистой фракции (SiO_2 и Al_2O_3), а также щелочи (Na_2O и K_2O) методом пламенной фотометрии. Известно, что индикаторами фациальных условий осадкообразования в некоторых случаях могут быть такие микроэлементы, как B, Sr, Ba, V, Zn, Ga и др. (Катченков, 1963; Keit, Degens, 1959, и др.). Накопление Cu, Pb и Zn связывается с аутигенным минералообразованием в маломинерализованных бассейнах засушливых поясов (Страхов, 1962). К настоящему времени имеется много материалов о закономерностях накопления микроэлементов в зоне гипергенеза и распределении их в бассейн еседиментации. Таким образом, распределение микроэлементов по разрезу и на площади имело для нас определенный интерес. В последнее время доказывается бесполезность изучения рассеянных элементов в песчаной части пород (Keit, Degens, 1959). Вместе с тем найдено, что малые элементы весьма прочно закрепляются в структурных решетках глинистых минералов, и это закрепление происходит в основном в профиле выветривания и на пути миграции (Stubican, Roy, 1962; Акульшина, Андреева, 1965, и др.). С этих позиций нами изучались количественные содержания малых элементов в глинистых фракциях из образцов, отобранных по вертикальным разрезам на исследуемой площади (около 300 образцов). Исследования проводились по методу, разработанному в лаборатории ИГиГ АН СССР Л. И. Андреевой (Акульшина, Андреева, 1965) и В. И. Симоновой (Акульшина, Петраков, Симонова,

1965). Для решения вопроса о фациальной природе отложений мы пользовались также универсальным, на наш взгляд, методом — расчетом баланса форм реакционноспособного железа, по Н. М. Страхову и Э. С. Залманзон (1955).

Характерной чертой покровных отложений, как известно, является их высокая карбонатность. По этому вопросу мы получили любопытные данные, проследив зависимость содержания валового количества CO_2 от $C_{орг}$ остаточного по разрезам четвертичных образований Ишим-Тобольского междуречья. Определение углекислоты производилось на аппарате Кнопа — Фрезениуса с предварительным пропусканием воздуха через аппарат в течение часа (по Гедройцу, 1935). Остаточное органическое вещество определялось методом В. А. Успенского и О. А. Радченко (1955).

В настоящей работе обобщаются проведенные по описанной методике исследования автора неоген-четвертичных отложений юго-западной части низменности Ишим-Тобольского междуречья.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ ПОРОДЫ

Породы третичного возраста повсеместно подстилают маломощный четвертичный покров исследуемого региона. Сведения о литологии этих образований содержатся в работах Е. В. Шумиловой (1939, 1952), В. А. Николаева (1947а, б), Б. Ф. Сперанского (1946), Г. Е. Быкова (1938), Л. Н. Жукова (1937а, б), В. Н. Щербины (1945), В. П. Казаринова (1958а, б) и др.

Таблица 2

Гранулометрический состав глин черлакской (павлодарской) свиты Ишим-Тобольского междуречья, вес. % *

Фракция, *мм*	Образец		
	Л—13,	Л—20,	Л—19,
1,0	—	—	0,1
1—0,5	0,02	—	1,7
0,5—0,25	1,8	0,04	0,7
0,25—0,1	2,66	0,8	8,6
0,1—0,01	7,28	3,0	1,8
<0,01	88,24	96,16	87,09

* Подготовка дисперсным способом.

Наиболее обстоятельно этим вопросом занимался В. В. Лавров (1951, 1953, 1955, 1956а, б, 1959 и др.). В третичных отложениях Арало-Тургайской низменности и юга Западной Сибири им выделено 5 литологических единиц-формаций (снизу вверх: углисто-лептохлоритовая (индрикотериевый ярус, палеоген), каолинитовая (тургайский ярус, палеоген), карбонатно-сульфатная (аральский ярус, неоген), карбонатная (павлодарский ярус, неоген) и битекейские слои (иртышская, кустанайская свиты)) с неясным литохимическим обликом.

Изучение состава третичных пород не входило в нашу задачу. Здесь охарактеризованы литологические особенности лишь тех третичных пород, которые обычно непосредственно подстилают четвертичные образования на исследуемой площади. К югу от широтного отрезка Иртыша такими породами чаще всего являются тонкодисперсные глины с мергельными конкрециями, описываемые в настоящей работе под именем черлакской (павлодарской) свиты (N_1^3 — N_2^1). На междуречьях они обычно залегают неглубоко от поверхности, а по склонам долин и оврагов — в верхней части разрезов. Эти светлые зеленовато-серые, реже светло-желтые, или бурые глины исключительно тонко отмучены, жирны на ощупь, плотные,

разбухают в воде. Примесь песчано-алевритового материала в них весьма незначительна (табл. 2).

Основную массу породы составляют глинистые частицы — 88—97% (при пересчете на нерастворимый остаток). Интересно отметить, что соотношения песчаных и глинистых частиц в глинах аральского яруса Центрального Тургая и Северного Приаралья имеют примерно те же пределы (по данным Лаврова, 1959). В глинистой фракции доминирует сильно разбухающий в воде минерал из группы монтмориллонита. На рентгенограммах ориентированных образцов фракции <0,001 *мм* наблюдаются отражения 14—17 Å сильной интенсивности. После насыщения природного образца этиленгликолем рефлекс 13,86—15,14 Å увеличивается до 17,15 — 20,7 Å. Линии каолинита выражены слабо, а гидрослюды иногда отсутствуют вообще. Соотношение базальных рефлексов показывает резкое преобладание минералов группы монтмориллонита над каолинитом и гидрослюдой (рис. 70). Характерной особенностью химического состава фракции <0,001 *мм* является невысокое содержание K_2O (0,36—0,48%). По этому признаку глины черлакской свиты легко отделяются от вышележащих толщ с относительно повышенными значениями калия (рис. 70, табл. 3). Глинистая фракция имеет железистый состав: содержание Fe_2O_3 во фракции < 0,001 *мм* доходит до 6,74% (табл. 4). Повышенное количество полуторных окислов Fe в природных образцах аральских глин зафиксировано В. В. Лавровым (1959). Он отметил несоответствие светлых оттенков глин высокому содержанию в них железа и сделал предположение, что в аральских глинах трехвалентное железо прочно закреплено в решетках глинистых минералов (Лавров, 1959). Химический анализ фракции <0,001 *мм* глин показывает такое же высокое содержание полуторных окислов Fe, как и в самой породе, что подтверждает предположение В. В. Лаврова и позволяет допустить, что адсорбция окислов Fe произошла до отложения глинистых минералов в бассейне седиментации.

Таблица 3

Данные по химическому составу фракции 0,001 *мм* глин черлакской свиты *

Компоненты	Образец			
	Л—23_6	Л—20_7	Л—19_9	В—$18в_1$
Al_2O_3	21,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SiO_2	51,92	»	»	»
K_2O	0,48	0,48	0,36	0,42
Na_2O	0,20	0,20	0,20	0,13

* Аналитики Е. Н. Жукова, А. Н. Сурженко.

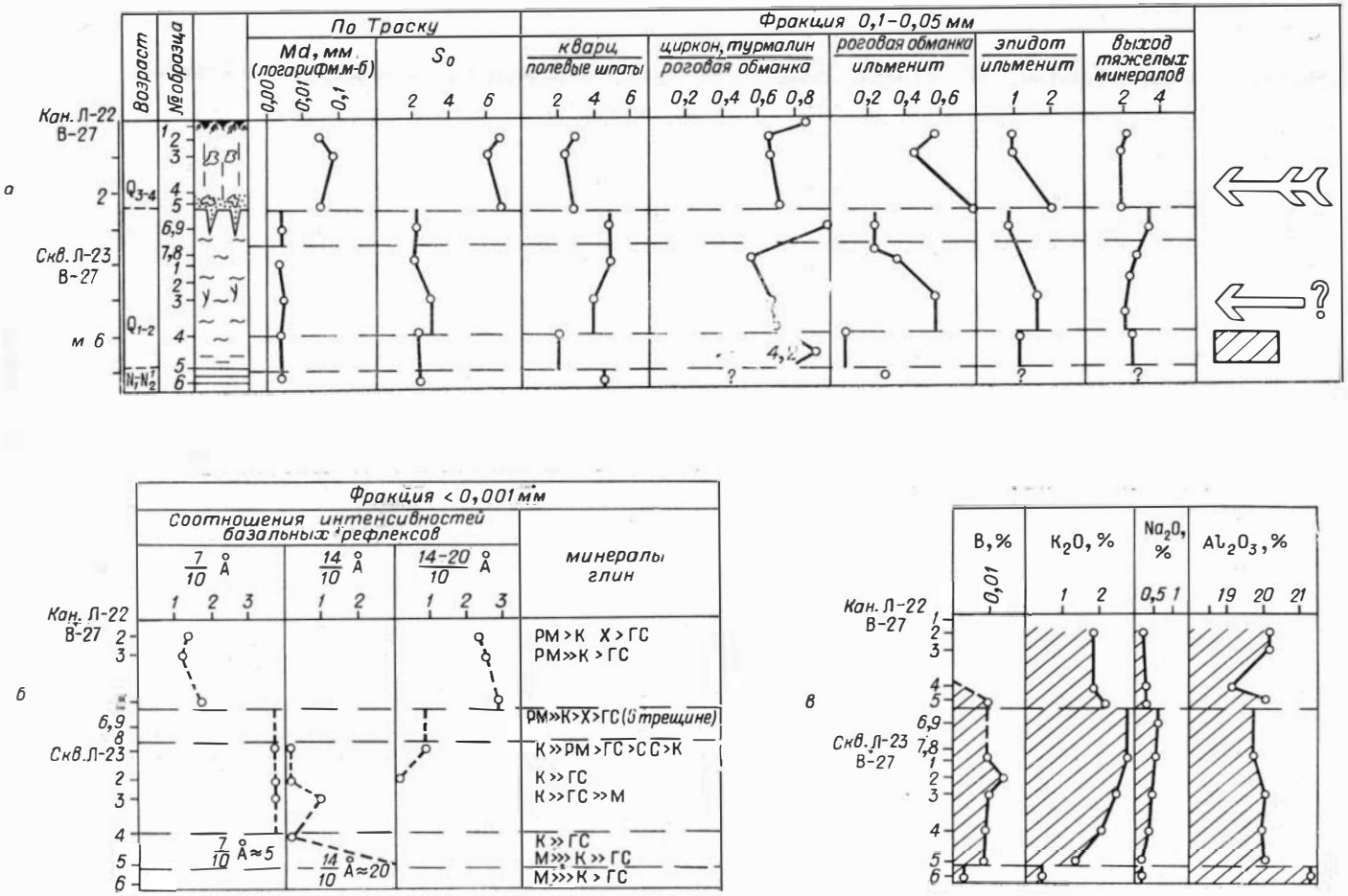
Таблица 4

Химический анализ фракции <0,001 *мм* образца Л-13_8 из глин черлакской свиты *

Компонент	Содержание, вес. %	Компонент	Содержание, вес. %
H_2O	7,84	MgO	0,69
П.п.п.	10,13	MnO	0,02
SiO_2	47,84	TiO_2	1,32
Al_2O_3	23,17	P_2O_5	0,06
FeO	0,30	K_2O	0,16
Fe_2O_3	6,74	Na_2O	0,98
CaO	0,51		Σ=99,76

* Аналитик Е. Н. Жукова.

Минеральные ассоциации песчано-алевритовой части породы характеризуются резким преобладанием устойчивых минералов: кварца — в легкой фракции; ильменита, циркона, турмалина, лейкоксена — в тяжелой фракции. В заметном количестве присутствуют дистен, ставролит, силлиманит. Среди диагенетических минералов характерно наличие бурых


а
Кан. Л-22 В-27
Скв. Л-23 В-27
м 6
Возраст
№ образца
По Траску
Md, мм (логарифм.м-б)
0,00 0,01 0,1
S_0
2 4 6
Фракция 0,1–0,05 мм
кварц / полевые шпаты
2 4 6
циркон, турмалин / роговая обманка
0,2 0,4 0,6 0,8
роговая обманка / ильменит
0,2 0,4 0,6
эпидот / ильменит
1 2
выход тяжелых минералов
2 4
б
Фракция < 0,001 мм
Соотношения интенсивностей базальных рефлексов
7/10 Å
14/10 Å
14-20/10 Å
минералы глин
РМ > К X > ГС
РМ≫К > ГС
РМ≫К>Х>ГС (в трещине)
К≫РМ>ГС>СС>К
К≫ГС
К≫ГС≫М
К≫ГС
М≫К≫ГС
М≫К>ГС
7/10 Å≈5
14/10 Å≈20
в
B, %
0,01
K_2O, %
1 2
Na_2O, %
0,5 1
Al_2O_3, %
19 20 21

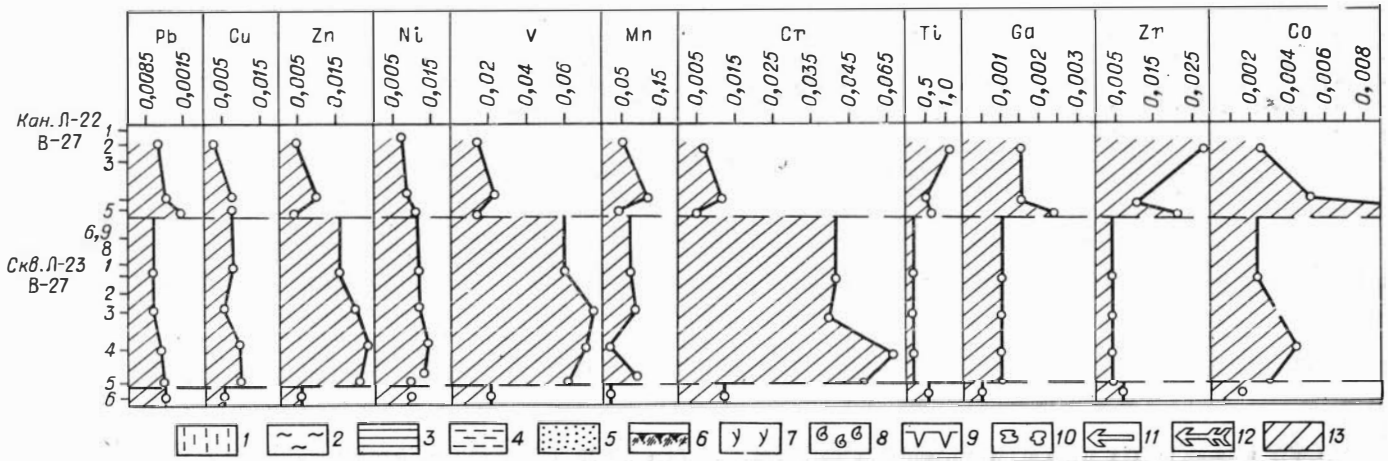


Рис. 70. Вещественный состав четвертичных отложений разреза Л-22-23 (на плоской равнине).

а и *б* — гранулометрические коэффициенты и соотношения минералов во фракциях 0,1—0,05 *мм* и <0,001 *мм*; *в* и *г* — данные по химическому составу фракции < 0,001 *мм*. Подготовка образцов дисперсным методом. К — каолинит, ГС — гидрослюда, М — монтмориллонит, Х — хлорит, РМ — разбухающий минерал типа монтмориллонита. *1* — лессовидные породы, *2* — глины алевролитовые, *3* — глины, *4* — глины песчано-алевролитовые, *5* — пески, *6* — почвенный горизонт, *7* — остатки растений, *8* — обломки раковин, *9* — трещины высыхания, *10* — конкреции, *11* — незначительный привнос материала, *12* — значительный привнос материала, *13* — размыв.

обломков окисных форм Fe. Приводим данные по среднему минеральному составу фракции 0,1—0,05 *мм* глин черлакской свиты (по 7 образцам):

	Вес. %
Легкая фракция (уд. вес < 2,9)	
кварц	80,0
агрегативный кварц	2,0
полевые шпаты	15,0
глинисто-слюдистые обломки	1,0
измененные обломки	1,0
остальные	1,0
Тяжелая фракция (уд. вес > 2,9)	
гранат	1,9
циркон	7,5
рутил	1,43
анатаз	2,97
сфен	0,36
обыкновенная роговая обманка	2,67
минералы группы эпидота	30,29
турмалин	4,21
ставролит, андалузит, дистен, силлиманит	2,4
ильменит-магнетит	31,4
лейкоксен	13,31
прочие	1,56
Основные аутигенные минералы	
пирит	0,49
гематит	23,4

Е. В. Шумиловой (1939, 1963) отмечаются эти же особенности состава толщи континентального неогена для северной части описываемой территории — долины Вагая. Повышенное содержание ильменита при подчиненной роли эпидота зафиксировано для этих отложений в Ишимском районе Ф. С. Бузулуцковым, Т. И. Гуровой, Л. И. Коробейниковой и др. (1957).

Таблица 5

Среднее содержание (вес. %) микроэлементов во фракции <0,001 *мм* и породе по толщам неоген-четвертичных отложений *

Элементы	$N_1^3 - N_2^1$		Q_{1-2}		Q_{3-4} (покровные)	
	Фракция <0,001 *мм*	Порода	Фракция <0,001 *мм*	Порода	Фракция <0,001 *мм*	Порода
	10 обр.	9 обр.	6 обр.	10 обр.	60 обр.	54 обр.
Pb	0,00078	0,0022	0,00085	0,00246	0,00077	0,0033
Mn	0,036	0,051	0,067	0,0504	0,0474	0,084
Ni	0,0063	0,012	0,016	0,0121	0,0106	0,031
Ti	0,673	0,662	0,23	0,464	0,53	0,68
Cr	0,014	0,0176	0,035	0,0316	0,021	0,0305
V	0,032	0,032	0,07	0,038	0,044	0,0363
Co	0,0016	0,0029	0,00315	0,00241	0,00316	0,00332
Zn	0,018	0,0031	0,00177	0,0017	0,01	0,00364
Zr	0,0114	0,0062	0,0082	0,0026	0,013	0,019
Cu	0,0059	0,00296	0,009	0,00136	0,0029	0,00236
Ga	0,00146	0,0041	0,0017	—	0,0028	0,00134
Ba	0,003	0,00489	0,0005	0,002	0,0196	0,000131
B	0,0062	Не опр.	0,009—0,0170	Не опр.	0,00769	Не опр.

* Аналитики Л. Н. Андреева и В. И. Симонова.

Коэффициент выветрелости, высчитанный нами по Р. Руйэ (Ruhe, 1954) для тяжелых минералов как отношение количества циркона и турмалина (устойчивых минералов) к количеству амфиболов и пироксенов (малоустойчивых минералов), равен 4,4; для легких — как отношение кварца к полевым шпатам — 5,6 (рис. 70).

Изучение содержания рассеянных элементов в глинистой фракции и породе показало, что в глинистой фракции цинка и церия на порядок больше, чем в породе (табл. 5). Содержание бора составляет 62 ед. на миллион. Количество ванадия в глинистой фракции и в породе однозначно и в два раза превышает кларковые. Всех других элементов в природных образцах несколько больше, чем во фракции <0,001 *мм*.

Содержание растворимой части породы колеблется от 10 до 30%. Состав ее сложен. Наблюдаются шаровидные стяжения и друзочки гипса, а также мергельные конкреции и железисто-марганцовистые бобовинки. Стяжения гипса В. В. Лавров (1959, стр. 39) считает сингенетическими, а В. Н. Щербина (1945) относит к конкреционному типу. Известно, что гипс может отлагаться осадочным путем в озерных и морских соленосных бассейнах. Осаждение его происходит лишь в начальных стадиях испарения, после кальцита, когда концентрация других солей еще невысока. При более высоких концентрациях вместо гипса осаждаются ангидрит и другие соли (Бетехтин, 1950; Теодорович, 1953, и др.). Таким образом, постоянное присутствие в разрезах аральских глин сингенетического гипса, наблюдаемого нами на междуречье до широты пос. Пресновка, указывает на относительно невысокую минерализацию бассейна седиментации, что, вероятно, связано с некоторой аридизацией климата. Этот вывод подкрепляется данными по бору. Содержание его во фракции с диаметром зерен $<0{,}001$ *мм* этих глин (скв. Л-13, Л-19, Л-20 и др.) в среднем равно 62 частям на миллион (табл. 5), что отвечает границе перехода пресноводных к солоноватоводным осадкам (Eagar, 1962; Walker, 1963). Наши данные подтверждают вывод В. В. Лаврова (1959) о формировании неогеновых глин крайнего юга Западной Сибири в континентальной обстановке в слабо солоноватоводных (почти пресных) и жестководных озерах при сухом климате.

Наличие мелких стяжений гидрогетита, наблюдаемых по разрезу свиты, объясняется, по-видимому, коагуляцией приносимых поверхностными водами коллоидных растворов, образующихся в результате жизнедеятельности ферробактерий в прибрежной зоне (Бетехтин, 1950). Совместно со сгустками гидроокислов железа обычно наблюдаются скопления марганца, отличающегося в отраженном свете чугунно-серым цветом. Известно, что в жарких (и переменно влажных) условиях оба элемента сравнительно легко перемещаются, и так как количественно железо всегда преобладает, в новообразованных стяжениях он явно доминирует над марганцем. В умеренных и особенно холодных условиях марганец становится подвижнее железа (Страхов, 1951; Ренгартен, 1965). Отсюда можно заключить, что время образования железисто-марганцовистых стяжений, по-видимому, совпадает с некоторым похолоданием климата, наступившим после теплых и достаточно влажных условий времени образования самих тонкодисперсных глин, содержащих повышенные количества Al_2O_3, гидроокислов Fe и кварца в песчано-алевритовой части. Похолодание климата, по-видимому, произошло внезапно и сопровождалось увеличением его сухости и интенсивным физическим выветриванием на большой площади. Первым признаком этого процесса является то обстоятельство, что монтмориллонитовые глины в верхней части, как правило, бывают разбиты многочисленными трещинами высыхания и имеют вид щебня. При визуальных и микроморфологических исследованиях в породе наблюдаются признаки дегидратации минералов: ярко-красные пятна маловодных окислов Fe, порошковатый полугидрат гипса $CaO_4 \cdot {}^1/_2\ H_2O$. Образование дегидратированного семигидрата при физическом выветривании загипсованных монтмориллонитовых глин описано А. Г. Черняховским (1965). Процесс обезвоживания протекал, по-видимому, интенсивно. В шлифах отмечаются образования кристалликов ангидрида по порошковатому гипсу и округлые непрозрачные комочки серы (?). Явления обезвоживания гипса до ангидрита и восстановление его до серы в природе известны (Винчелл, 1949).

Вязкие жирные глины аналогичного состава: монтмориллонитовые, загипсованные, с мергелисто-карбонатными конкрециями, с железисто-марганцовистыми бобовинами наблюдались нами также на правобережье Ишима — пос. Киялы, Чангинская опытная станция (кан.-скв. 6К-1), в

карьере и в обнажениях у г. Петропавловска (В-12, В-15-17 и др.). Несколько севернее на Ишим-Тобольском междуречье они вскрыты скв. В-25 на глубине 4 *м*. В долине Иртыша на северо-западном борту Омской впадины в скв. 18 оскольчатая глина со следами вымытых шаровидных образований (гипса?) встречена нами на глубине ~30 *м*. И, наконец, на Тобольском материке на правом берегу Иртыша близ устья р. Бича в обнажении на глубине 8 *м* от поверхности (обр. ЛС-$12_7/_{0,6}$) встречен горизонт желтовато-серой глины, жирной и плотной, с друзами гипса. Северные разности глин более опесчанены. При рентгенографических исследованиях фракции < 0,001 *мм* обнаруживаются базальные рефлексы ~14 Å сильной интенсивности, но менее четкие, чем в южных разностях. Отношения базальных рефлексов во всех образцах однозначно показывают резкое преобладание монтмориллонита над другими минералами глин. Стратиграфическое положение этой пачки в северных районах недостаточно выяснено.

Таблица 6

Гранулометрический состав битекейского аллювия Ишим-Тобольского междуречья (вес. %) *

Фракция, *мм*	Образец		
	В-25Б	Л-13_7	В-87_5
1,0	7,7	—	—
1—0,5	6,0	0,42	0,6
0,5—0,25	20,8	15,22	4,2
0,25—0,1	6,0	14,2	41,1
0,1—0,05	2,1	5,4	22,4
0,05—0,01	0,6	—	0,6
<0,001	56,8	64,76	31,1

* Подготовка дисперсным способом.

На размытой поверхности глин черлакской (павлодарской) свиты в большинстве изученных нами разрезов (скв. Л-13, В-25, В-93 и др.) лежит своеобразная толща серых глинистых разнозернистых песков, переполненных мергельными конкрециями во вторичном залегании, мелкими железисто-марганцовистыми бобовинками и обломками раковин толстостенных моллюсков (битекейский аллювий). Мощность толщи невелика —1—2 *м*. По В. В. Лаврову, максимальная мощность ее не превышает 10 *м*.

В гранулометрическом спектре битекейского аллювия значительную роль играют частицы <0,1 *мм* (до 70%). Содержание алевритовых частиц невелико и лишь изредка поднимается до 30% (табл. 6). Сортировка пород, как правило, плохая. Коэффициент сортировки S_0, по Траску, иногда поднимается до 10 (рис. 71).

Песчано-алевритовая часть пород имеет олигомиктовый состав. Основным компонентом легкой фракции является кварц, тяжелой — ильменит, которого обычно почти в полтора раза больше, чем эпидота. Повышено содержание метаморфических минералов — турмалина, ставролита, дистена и др. (табл. 7). Ниже приводятся данные по минеральному составу фракции 0,1—0,05 *мм* песчаных отложений битекейских слоев Ишим-Тобольского междуречья (по 4 образцам):

	Вес. %
Легкая фракция (уд. вес < 2,9)	
кварц	74,5
агрегативный кварц	1,5
калиевые полевые шпаты	10,0
альбит-олигоклаз	3,5
слюда	2,0
глинисто-слюдистые обломки	5,5
обломки пород	2,0
Тяжелая фракция (уд. вес > 2,9)	
гранат	1,6
циркон	7,0
рутил	1,25
анатаз	2,75
сфен	0,45
обыкновенная роговая обманка	4,45
группа эпидота	24,3
турмалин	2,45
ставролит	3,45
дистен	0,85
андалузит	0,35
ильменит-магнетит	44,4
лейкоксен	1,9
прочие	4,8
Основные аутигенные минералы	
лимонит	4,9

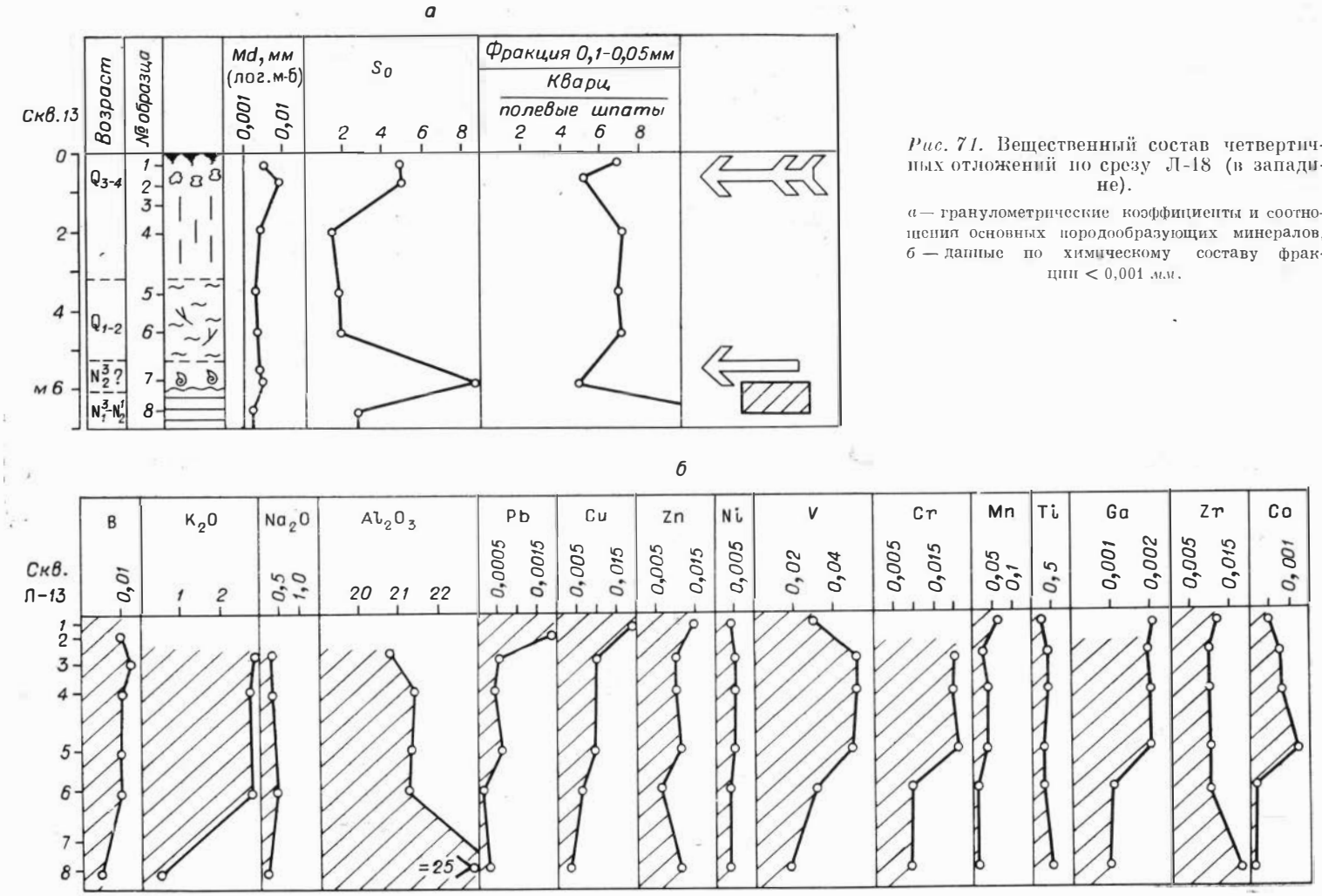


Рис. 71. Вещественный состав четвертичных отложений по срезу Л-18 (в западине).

а — гранулометрические коэффициенты и соотношения основных породообразующих минералов, *б* — данные по химическому составу фракции < 0,001 *мм*.

Таблица

Схема стратиграфии силурийских отложений северо-запада Приполярного Урала

Единая стратиграфическая школа: Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Унифицированная региональная стратиграфическая схема (по В. Д. Чехович): Местные зоны	Горизонт	Характерный комплекс фауны: Кораллы	Брахиоподы и проч.	Региональная стратиграфическая схема. Северо-запад Приполярного Урала: Бассейн р. Кожим	р. Изъяю (бассейн р. Косью)	Верхнее течение р. Б. Сыня	Стратиграфические схемы смежных регионов. Полярный Урал: Усинский район (по К. Г. Войновскому-Кригеру, К. П. Евсееву, Т. Н. Корень)	Лемвинский район (по Т. Н. Корень)	Новая Земля и Вайгач (по С. В. Черкесовой)	Южный склон Балтийского щита (Эстония)	Сибирская платформа
СИЛУРИЙСКАЯ	ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ ЛУДЛОВСКИЙ (ТИВЕРСКИЙ)		Зона *Favosites socialis uralicus* и *Hebetoechia hebe*	ВАЙГАЧСКИЙ	*Favosites socialis uralicus* Chekh., *F*, ex gr. *mammilatus* Tchern., *Aulocystis* sp., *Spongophylloides comptus* Streln. sp. n., *Stortophyllum incrassatus* Streln. sp. n., *Pholidophyllum parvulus* Streln. sp. n.	*Hebetoechia hebe* Barr., *Stropheodonta subinterstrialis* Kozl., *Camarotoechia* aff. *oklahomensis* Amsd., *Howellella* aff. *henryhousensis* Amsd., *Briartina* ex gr. *arctica* (Jones), *Leperditia* sp., *Eukloedenella* sp., *Herrmannina* sp.	ИНТО-ПАРМСКАЯ СВИТА	Известняки, доломиты с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев с *Hebetoechia hebe* Barr., *Stropheodonta subinterstrialis* Kozl., *Howellella* aff. *henryhousensis* Amsd., *Camarotoechia* aff. *oklahomensis* Amsd., *Favosites socialis uralicus* Chekh., *F* ex gr. *mammilatus* Tchern., *Spongophylloides comptus* Streln., *Briartina* ex gr. *arctica* (Jones) Видимая мощность ~ 100 м	Известняки, мергели с прослоями глинистых сланцев с *Spirifer* (?) sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Favosites* ex gr. *socialis* Sok. et Tes., *Herrmannina* sp., *Leperditia* sp. Видимая мощность ~ 90 м	Известняки, глинистые известняки, мергели с прослоями известково-глинистых и глинистых сланцев с *Stropheodonta* ex gr. *subinterstrialis* Kozl., *Protathyris* sp. Видимая мощность ~ 50 м	Толща доломитов и известняков с *Conchidium vogulicum* (Vern.), *Brooksina* cf. *striata* (Eichw.), *Plectatrypa marginalis* (Dalm.), *Lissatrypa linguata* (Buch)	*Monograptus formosus*	Вайгачский горизонт		Зона не установлена (гипсоносная толща)
		НИЖНИЙ ЛУДЛОВСКИЙ (ЛУДЛОВСКИЙ)		Зона *Favosites pseudoforbesi ohesaarensis* и *Howellella pseudogibbosus*	ГРЕБЕНСКОЙ	*Favosites pseudoforbesi muratsiensis* Sok., *F. pseudoforbesi ohesaarensis* Klaam., *F. similis* Sok., *F. favositiformis* (Holt.), *Squameofavosites russanovi* (Tchern.), *Parastriatopora uralica* (Yanet), *Syringopora lindströmi* Tchern., *S. spinosa* Tchern., *S. schmidti* Tchern., *Cystiphyllum placidum* Počta, *Spongophylloides grayi* (M.-Edw. et H.)	*Howellella pseudogibbosis* Nikif., *Lyssatrypa scheii* Holt., *L. phoca* (Salt.), *Spirifer* (?) *parvulus* Tchern., *Protathyris praecursor* Kozl., *P*, ex gr. *didyma* (Dalm.), *P* (?) *syvjensis* Nikif. sp. n., *Fistulipora triquetra* Astr., *F. arctica* Astr., *F. sinensis* Astr., *F. solida* Astr., *Kiaeria lindströmi* (Schmidt), *Schrenkia grandis* (Schr.)		Известняки, мергели, доломиты с редкими прослоями глинистых сланцев с *Howellella gibbosus* Nikif., *Lissatrypa phoca* (Salt.), *L. scheii* Holt., *Protathyris* praecursor Kozl., *Favosites pseudoforbesi muratsiensis* Sok., *F. pseudoforbesi ohesaarensis* Klaam., *F. similis* Sok., *F. favositiformis* (Holt.), *Squameofavosites russanovi* (Tchern.), *Syringopora lindströmi* Tchern., *Kiaeria lindströmi* (Schm.), *Schrenckia grandis* (Schr.) 120 м	Известняки, мергели, с прослоями известково-глинистых и глинистых сланцев с *Howellella pseudogibbosus* Nikif., *Lissatrypa scheii* Holt., *Favosites pseudoforbesi ohesaarensis* Klaam., *F. similis* Sok.. *F. favositiformis* (Holt.), *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Syringopora spinosa* Tchern., *Scyphophyllum clavum* Strl., *Kiaeria* sp., *Schrenckia* sp. 150 м	Известняки, глинистые известняки, доломиты с *Howellella pseudogibbosus* Nikif., *Lissatrypa phoca* (Salt.), *L. scheii* Holt., *Favosites pseudoforbesi ohesaarensis* Klaam., *F. efusus* Klaam., *F. favositiformis* (Holt.), *Contortophyllum tchernovi* Strl., *Fistulipora arctica* Astr., *F. triquetra* Astr., *F. solida* Astr. 160 м		Гребенской горизонт	Слои охесааре	
														Слои каугатума	Зона *Leperditia lumaea* и *Schrenckia multa*
				Зона *Laceripora cribrosa* и *Parastriatopora arctica*	ДУРНАЮСКИЙ	*Laceripora cribrosa* Eichw., *L. cribrosa kozhimicus* Chekh., *L. uralica* sp. n., *Favosites forbesi* M.-Edw. et H., *Subalveolites* sp., *Coenites* sp., *Parastriatopora arctica* (Tchern.), *P. commutabilis* Klaam., *P. 'kurieikaensis* Sok. (in litt.). *P. spinosa* Chekh. sp. n., *Zelophyllum multitabulatum multitabulatum* Soshk.	*Conchidium novosemelicum* Nal., *Lissatrypa linguata linguata* (Buch), *Atrypopsis* (?) *uralensis* Nikif. sp. n., *Protathyris didyma didyma* Dalm., *P. pinegini* Nikif. sp. n., *Actinostroma astroites* (Ros.), *A. scalense* Riab., *Kiaeria* sp., *Schrenkia* sp., *Leiocyamus* sp., *Beyrichia* sp.	ДУРНАЮСКАЯ СВИТА	Известняки, мергели с прослоями алевролитов, аргиллитов, глинистых и известково-глинистых сланцев с *Conchidium novosemelicum* Nal., *Lissatrypa linguata* Buch, *Protathyris didyma* (Dalm.), *Laceripora cribrosa* (Eichw.), *Favosites forbesi* M.-Edw. et H., *Parastriatopora arctica* (Tchern.), *P. commutabilis* Klaum., *Zelophyllum multitabulatum* Soshk., *Kiaeria* sp., *Schrenckia* sp. 150 м	Известняки, глинистые известняки, мергели с прослоями алевролита, глинистых сланцев с *Protathyris didyma* (Dalm.), *Parastriatopora arctica* (Tchern.), *P. commutabilis* Klaam., *Actinostroma astroites* (Ros.), *Kiaeria* sp., *Schrenckia* sp. Видимая мощность 120 м	Известняки, доломиты, мергели с прослоями глинистых сланцев с *Protathyris didyma* (Dalm.), *Laceripora* sp., *Parastriatopora* cf. *arctica* (Tchern.), *Arcinostroma* cf. *scalense* Riab. Видимая мощность 60 м			Слои каарма	
	НИЖНИЙ	ВЕНЛОКСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Зона *Favosites (Sapporipora) favositoides* и *Parastriatopora tebenjkovi*		*Multisolenia tortuosa* Fritz, *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *F. borealis* Tchern., *F. (Sapporipora) favositoides* Oz. subsp., *Parastriatopora tebenjkovi* (Tchern.)	*Clathrodictyon fastigiatum* Nich., *Cl. pseudoregulare* Riab., *Cl. crassum* Nich., *Stromatopora carteri* Nich., *Herrmannina* sp.	ТАБОРОГИНСКАЯ СВИТА	Доломиты, известняки, известково-глинистые и глинистые сланцы с *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *F. borealis* Tchern., *Parastriatopora tebenjkovi* (Tchern.) 150 м	Доломиты, доломитизированные известняки с *Clathrodictyon* sp., *Favosites* sp.	Доломиты, доломитизированные известняки с *Clathrodictyon* sp., *Favosites borealis* Tchern., *F. moyeroensis* Sok. et Tes., *F. kennihoensis* Oz., *F. hisingeri* M.-Edw. et H., *Parastriatopora sokolovi* Smirn. 160 м	Толща доломитов с *Cystiphyllum* sp., *Pholidophyllum* sp., *Alveolites* sp.	*Monograptus testis* и *M. inornarus*	Известняки со строматопороидеями и табулятами, редкими брахиоподами	Слои нагараху	Зона *Favosites (Sapporipora) favositoides*, *Subalveolites subulosus*, *Parastriatopora tebenjkovi*
			НИЖНИЙ	Зона *Multisolenia formosa*		*Multisolenia formosa* Sok., *M. tortuosa* Fritz, *M. nikiforovae* Sok. et Tes., *Mesosolenia* sp. n., *Favosites borealis* Tchern., *F. moyeroensis* Sok. et Tes., *F. kennihoensis* Oz., *F. hisingeri* M.-Edw. et H., *Parastriatopora sokolovi* Smirn.	*Clathrodictyon fastigiatum* Nich., *Actinostroma* sp. n.		Доломиты, доломитизированные известняки с *Multisolenia formosa* Sok., *M. tortuosa* Fritz, *M. nikiforovae* Sok. et Tes., *Favosites borealis* Tchern., *F. moyeroensis* Sok. et Tes., *F. kennihoensis* Oz., *F. hisingeri* M.-Edw. et H., *Parastriatopora sokolovi* Smirn. 160 м					Слои аанн	Зона *Multisolenia formosa*, *Meristella norilica* и *Catazyga* ? *rara*
		ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ	СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ	Зона *Conchidium* ? *kozhimicus*			*Conchidium* (?) *kozhimicus* Nikif. (скопления), *Hogmochilina* sp.		Доломиты с редкими прослоями известняков с *Conchidium* (?) *kozhimicus* Nikif., *Hogmochilina* sp. 85—100 м	Доломиты серые массивные с *Pentamerus* sp., *Palaeofavosites* sp., *Catenipora* sp., *Stromatoporoidea*	Доломиты, доломитизированные известняки с *Pentamerus* sp., *Palaeofavosites balticus* Rukh., *P. paulus* Sok., *Catenipora* cf. *arctica* (Tchern.)	Толща известняков, глинистые известняки, алевролито-глинистые сланцы с *Stricklandia lirata* Sow., *Illaenus* cf. *roemeri* Vold.	*Oktavites spiralis* и *Stomatograptus grandis*	Зона *Pentamerus oblongus*	Слои адавери	Зона *Subalveolites volutus*, *Pentamerus borealis schmidti*, *Eocoelia hemisphaerica*
												Monograptus (Globosograptus) crispus и *Spirograptus turriculatus*				
												Spirograptus minor				
				Зона *Palaeofavosites schmidti* и *Pentamerus borealis*		*Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *P. balticus* Rukh., *P. paulus* Sok., *P. maximus* Tchern., *P. schmidti* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *M.* aff. *misera* Sok. et Tes., *Mesofavosites inferior* Sok., *M. fleximurinus* Sok. subsp. n., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. kuklini* Tchern., *F. incertus* Tchern., *F. yakowlewi* Tchern., *F. acutus* Sok. et Tes. subsp. n., *Subalveolites* ex gr. *volutus* Sok. et Tes., *Catenipora gotlandica* (Yabe), *C. arctica* Tchern., *C.* cf. *escharoides* Lam., *Halysites pseudoorthopteroides* Tchern., *Cystiphyllum siluriense* Lonsd., *Semaiophyllum* cf. *kunthi* Well.	*Pentamerus borealis* Eichw. (вверху), *Zygospiraella vaigatschensis* Nikif. sp. n., *Clathrodictyon nikitini* Riab., *Cl.* ex gr. *porkuni* Riab.		Доломиты с *Pentamerus borealis* Eichw. (вверху), *Zygospirella vaigatschensis* Nikif. (внизу), *Palaeofavosites schmidti* Sok., *P. balticus* Rukh., *P. paulus* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *M.* aff. *misera* Sok. et Tes., *Mesofavosites* ex gr. *fleximurinus* Sok., *F. gothlandicus* Lam., *F. yakowlewi* Tchern., *Subalveolites* ex gr. *volutus* Sok. et Tes., *Catenipora arctica* Tchern., *C. gotlandica* (Yabe), *Cystiphyllum siluriense* Lonsd., *Clathrodictyon nikitini* Riab. Видимая мощность 450 м				*Monograptus segdwicki* и *Demirastrites convolutus*	Зона *Virgiana barrandei* и Зона «*Conchidium münsteri*»	Слои райккюла	Зона *Palaeofavosites paulus-balticus*, *Zygospirella* и *Pristiograptus gregarius angusta*
			НИЖНИЙ	?		?	?	?	?	?	O_{2+3}	*Pristiograptus gregarius* и *Demirastrites pectinatus*	?	Слои тамсалу Слои юуру	Зона *Diplograptus modestus sibirica* O_2-O_3
О	O_3														

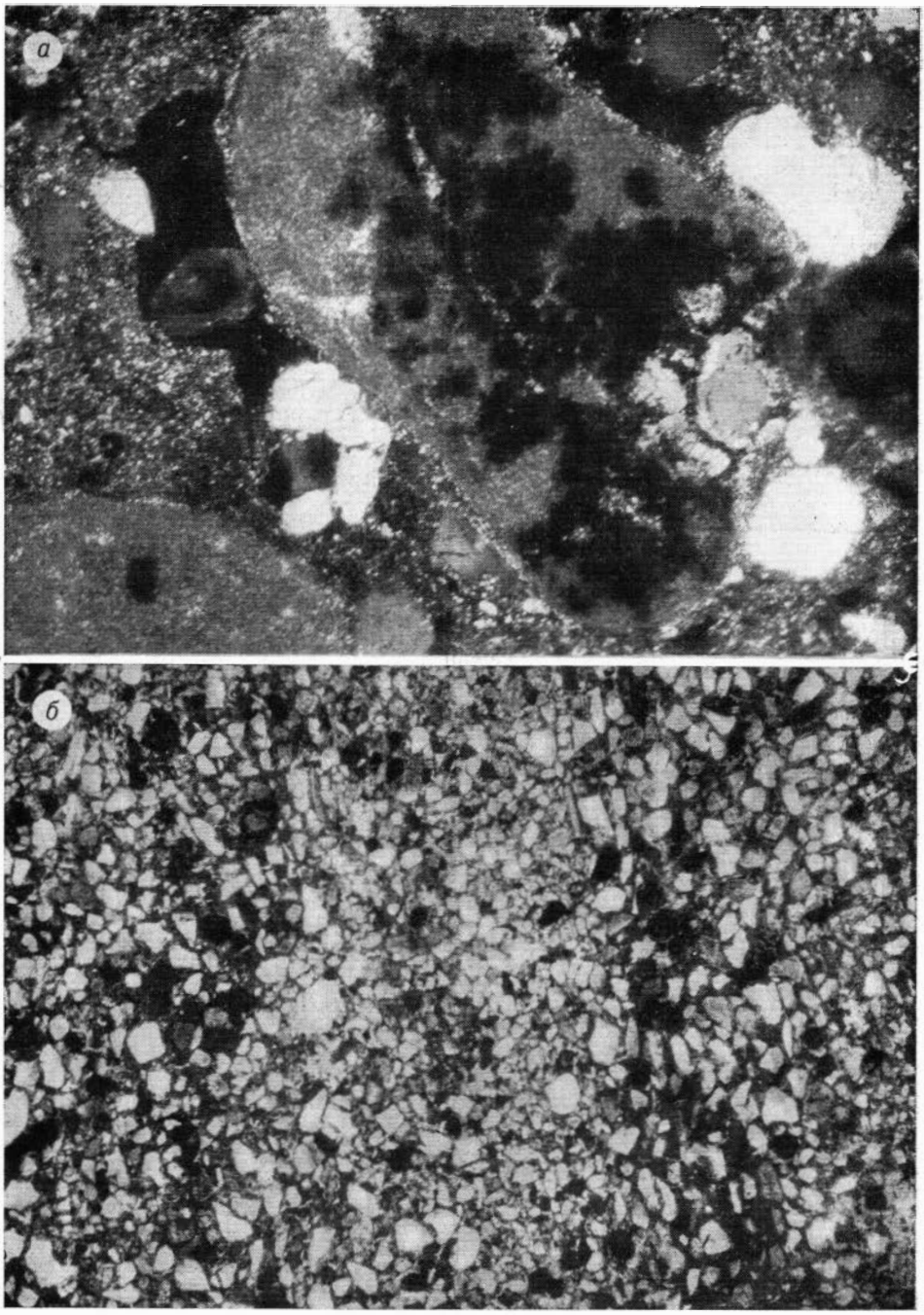
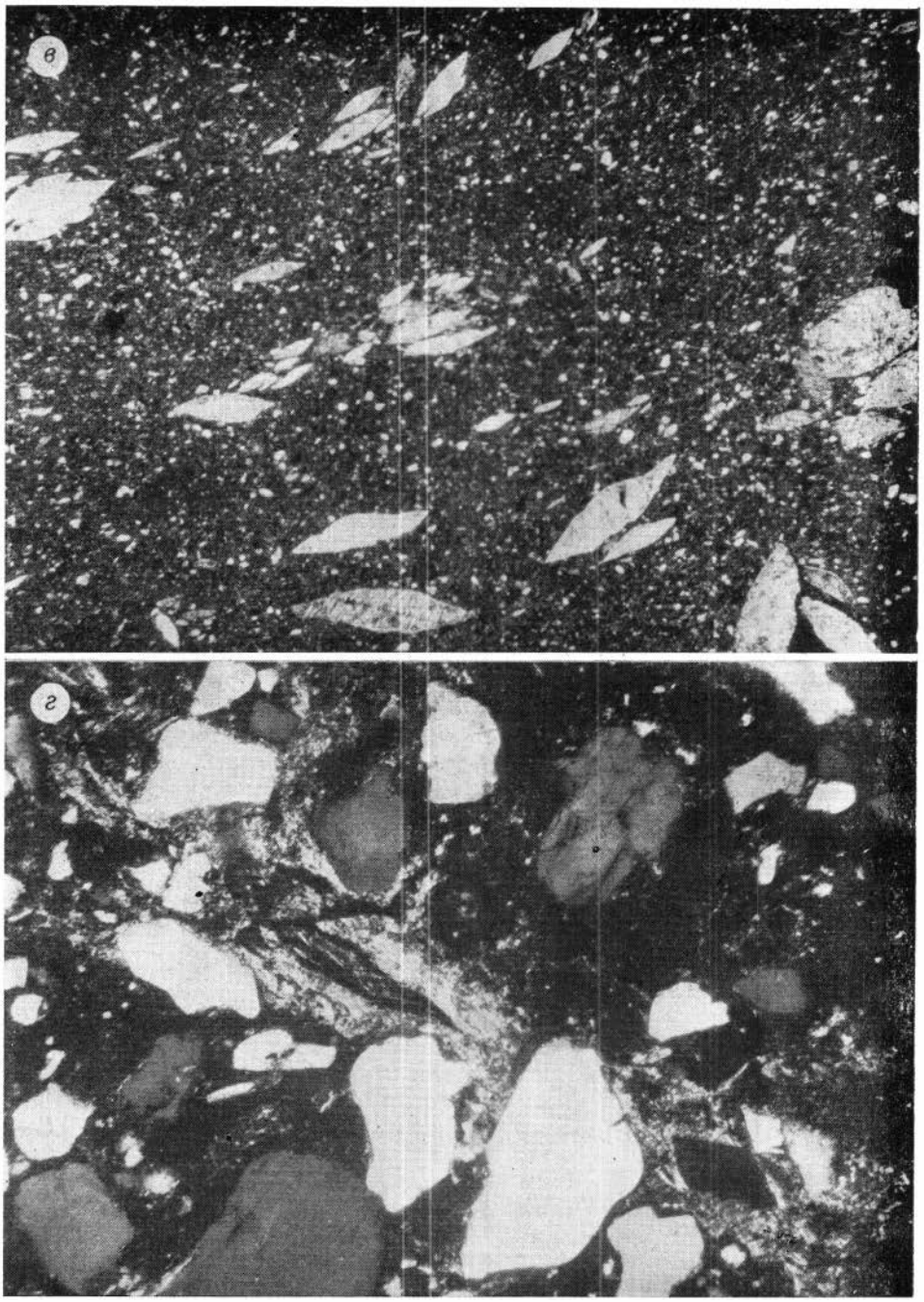


Рис. 72. Микрофото плиоцен-четвертичных

а — дендриты марганца в карбонатной конкреции, основание гривы, образец 11_2, николь один, × 28; *в* — выделения гипса в покровных лессовидных отложениях, грива, образец Л-11_9, николи фация покровных лессовидных



отложений Ишим-Тобольского междуречья:

×136; *б* — слоистая текстура нижне-среднечетвертичных отложений: образец Л-12$_4$, николь один, +, × 16; *г* — колломорфные образования глинистого вещества по растительным остаткам, озерная отложений, образец Л-13$_4$, николи +, × 136.

Коэффициент выветрелости, высчитанный по Р. Руэ (Ruhe, 1954), для тяжелой фракции равен 2,1 для легкой — 3,8. При исследовании породы в шлифах обращает на себя внимание хорошая окатанность основной массы зерен кварца. Наряду с окатанными содержится значительное количество зерен причудливой формы с очень неровными или режущими краями, а также оскольчатые, изогнутые и клиновидные, иногда резко выделяющиеся крупным размером. Встречаются обломки игольчатой и каплевидной формы раскристаллизованной стекловатой массы эффузивов и изотропные обломочки вулканического стекла. Трудно допустить образование этих обломков с тонкими скульптурными формами иным птем, чем перенос ветром пеплового материала действующих вулканов. Тем более, что для конца плиоцена и начала четвертичного периода отмечается активизация вулканической деятельности во многих областях Советского Союза: Кавказе, Сахалине, Курильских о-вах и т. д. Но однозначных данных в пользу отнесения этих образований к вулканогенному материалу пока нет. Возможно, это лишь продукт ближнего переотложения древних кор выветривания кислых эффузивов типа липаритовых порфиров, описанных А. К. Гладковским и Е. С. Гуткиным (1955) для центральной части Тургайской равнины.

Другим интересным компонентом пород битекейских слоев являются карбонатные конкреции во вторичном залегании, что видно по сглаженным, окатанным их краям — следы водной обработки гальки. Конкреции имеют пелитоморфное сложение, оторочки из водных окислов марганца или их дендритовидные образования (рис. 72, *а*). По данным В. В. Лаврова (1959), гальки-конкреции имеют мергелистый и доломитовый состав, сходный с таковым аналогичных образований из аральского яруса. Это позволяет предполагать, что их образование шло за счет размыва нижележащих глин с мергельными конкрециями текучими водами. Это отмечалось многими исследователями (Лавров, 1959, Волков, 1965б, и др.).

Фракции $<$0,001 *мм* природных образцов из битекейских слоев имеют сложный состав. На дифрактограммах наиболее интенсивно выражены широкие двухмерные рефлексы первого порядка — 17,4—15,3 Å монтмориллоноида, сильно разбухающего — в образцах, обработанных этиленгликолем, рефлексы сдвигаются до 20 Å. Во фракции присутствуют также диоктаэдрическая гидрослюда и ничтожно малая примесь хлорита. Глинистая масса породы имеет точечную поляризацию и содержит массу мелких зерен кварца и кальцита. Края зерен кварца нередко несут знаки разъедания (рис. 72, *а*). Однако, учитывая высокое содержание кварца в породе, характерное для многократно переотложенных пород, и то обстоятельство, что зерна кварца обычно окатаны, нередко имеют каемки регенерации и разбиты трещинами, едва ли можно относить полностью явления разъедания зерен за счет их изменения вторичными процессами в толще относительно молодых образований (Лаврушин, 1965). Скорее всего, основная масса кластического материала образовалась за счет размыва древних осадочных толщ, значительно измененных процессами эпигенеза, что подтверждается отсутствием заметных преобразований цемента породы.

Аналогичный состав имеют битекейские слои центральной части междуречья (поселки Михайловское и Бердюжье), вскрытые скважинами ручного бурения на глубинах 3—4 *м* (см. табл. 7, обр. В-93Б, В-25Б). На правом берегу Ишима в районе г. Петропавловска (обн. В-12, 3В-15-17, БК-I, II, III) эти породы имеют более тонкозернистый состав, серый цвет и содержат крупные (до 1 *м* мощности) линзы мергелистых конкреций с черными оторочками гидрата марганца, образующих иногда сливные конгломераты (карьер на правом берегу Ишима близ кирпичного завода у г. Петропавловска).

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ПОДСТИЛАЮЩИЕ ПОКРОВ

На междуречье Ишима и Тобола битекейские слои вверх по разрезу переходят в голубовато- и зеленовато-серые песчанистые вязкие глины, содержащие редкие мелкие остатки гелифицированной растительной ткани и обломочки тонкостенных раковин моллюсков. Указанные отложения занимают значительную площадь; возраст их определяется как раннесреднечетвертичный (Q_{1-2}). Они встречаются на повышенных участках равнины и на дне древних ложбин стока и повсеместно перекрыты плащом лессовидных суглинков. По своему гранулометрическому составу породы этой толщи относятся к алевритистым пелитам (среднее по 19 образцам)*:

Фракция, *мм*	Содержание, вес. %
>4,0	—
0,5—1,0	0,1
0,25—0,5	0,3
0,1—0,25	2,4
0,05—0,1	6,6
0,01—0,05	6,6
<0,01	83,5

Состав пород этого комплекса, кажущийся при визуальных наблюдениях однородным, по разрезу существенно меняется. Во-первых, различна степень сортировки материала. Коэффициент сортировки S_0, по Траску, имеющий в низах разреза повышенные значения (4—5), в его верхах уменьшается (до 2). Н. М. Страхов (1954) считает хорошо сортированными осадками те, которые имеют $S_0 = 2 \div 3{,}5$; плохо сортированными те, у которых $S_0 > 4$. Следовательно, в наших отложениях плохая сортировка пород в низах толщи сменяется хорошей в ее верхах. Вместе с этим построение генетических полей отложений по кумулятивным кривым гранулометрического состава (Рухин, 1957) показывает тесную связь этих отложений с подстилающими свитами: кумулятивные кривые подстилающих глин лежат обычно в генетическом поле рассматриваемого комплекса пород (рис. 73). Возможно, в большой мере материалом для их формирования явились продукты размыва и переотложения нижележащих отложений неогена.

В минеральном составе легкой фракции песчано-алевритовой части основную роль играет кварц ($\approx 75\%$). Полевых шпатов немного ($< 20\%$). Большая часть падет на калиевые разности; плагиоклазы (альбит-олигоклаз) существенного значения не имеют. В тяжелой фракции по-прежнему ильменит преобладает над эпидотом. Повысилось по сравнению с нижележащими горизонтами содержание роговой обманки (см. табл. 7). Приводим данные по среднему минеральному составу фракции 0,1—0,05 *мм* отложений Q_{1-2} междуречья Ишима и Тобола (по 9 образцам):

	Вес. %
Легкая фракция (уд. вес < 2,9)	
кварц	72,0
агрегативный кварц	2,3
калиевые полевые шпаты	18,0
альбит-олигоклаз	3,8
слюда	0,6
глинисто-слюдистые обломки	2,2
измененные обломки	1,1
Тяжелая фракция (уд. вес >2,9)	
гранат	3,3
циркон	7,9
рутил	1,1
анатаз	1,2
сфен	0,7
обыкновенная роговая обманка	13,2
группа эпидота	27,0
турмалин	1,3
ставролит, дистен, силлиманит, андалузит	2,4
ильменит-магнетит	33,4
лейкоксен	4,4
прочие	4,05
Основные аутигенные минералы	
пирит	3,0
лимонит	5,0

* Подготовка дисперсным способом.

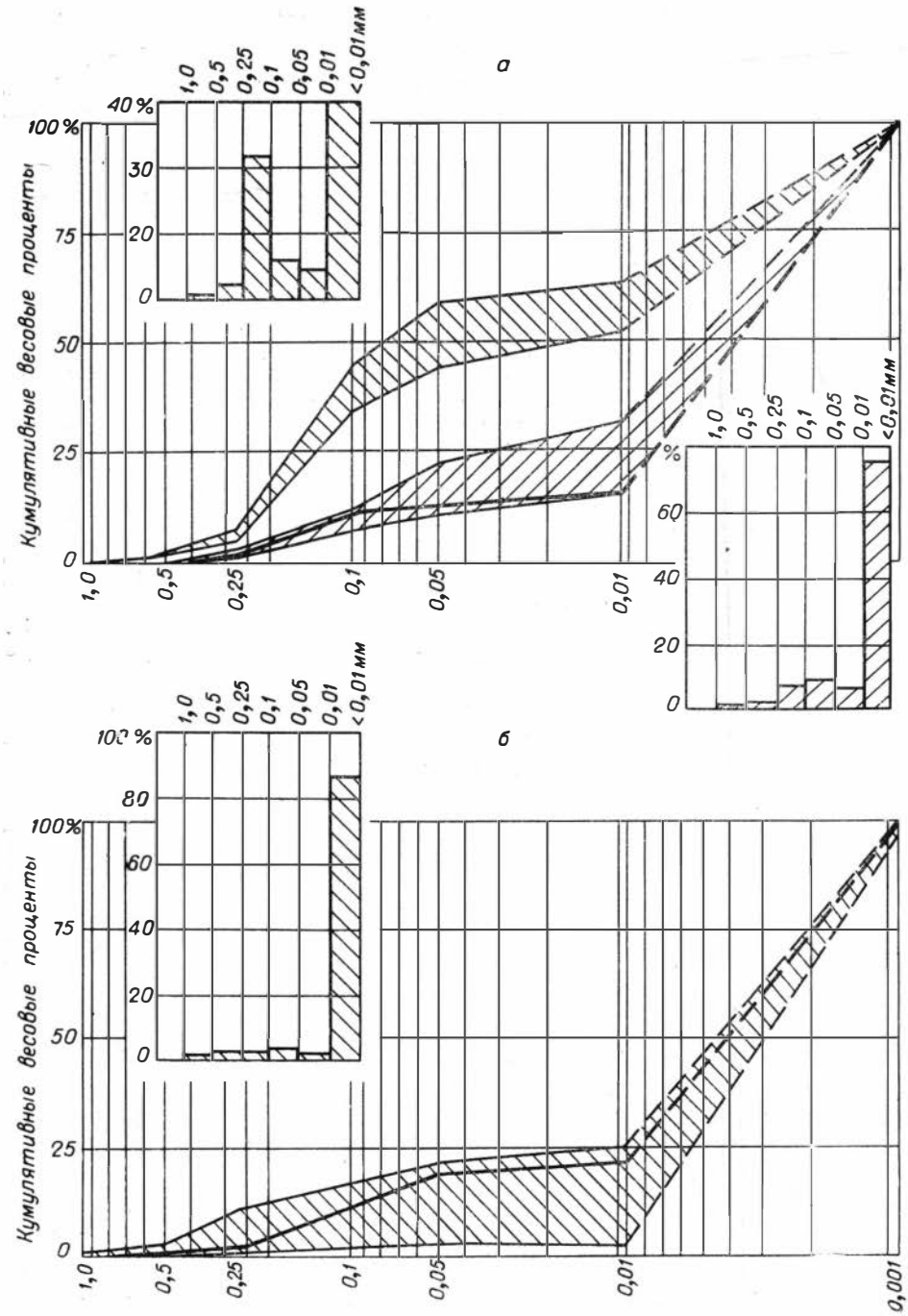
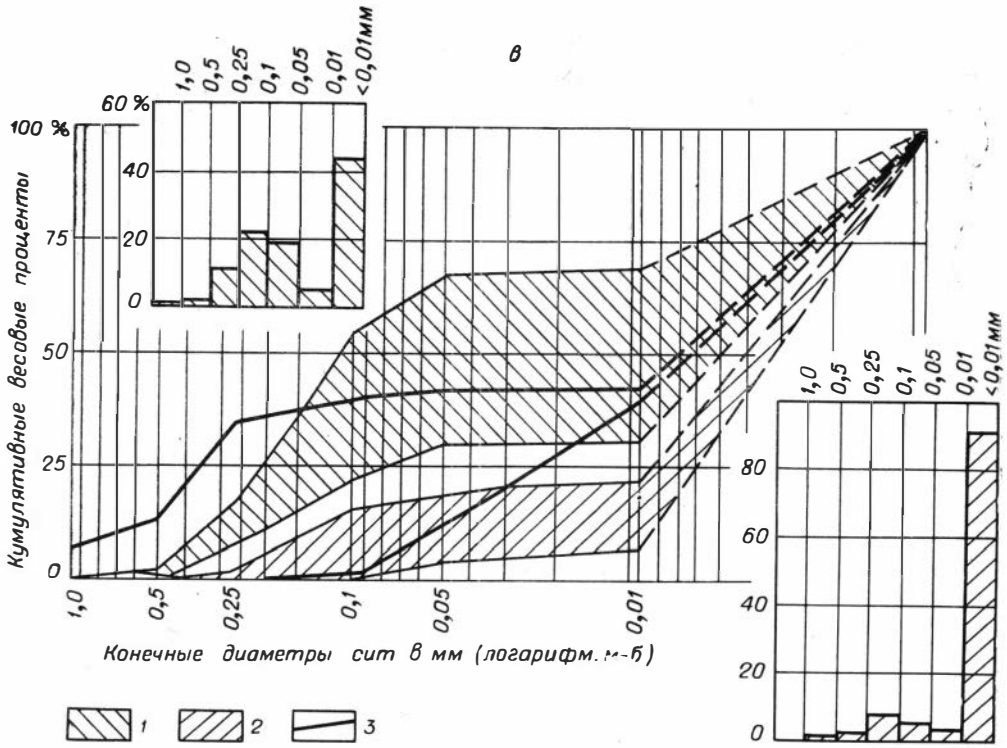


Рис. 73. Гистограммы усредненного гранулометрического состава и поля распределения кумулятивных кривых по разрезам:

а — скважина Л-22—23; *б* — скважина Л-19 (плоская равнина с западинным рельефом);



а — скважины В-92, В-93, В-25 и В-45. Фации: *1* — покровные, *2* — аллювиально-озерные (Q_{1-2}), *3* — озерные (N). Способ подготовки образцов дисперсный.

Коэффициент устойчивости, по Р. Руэ, вверх по разрезу несколько повышается, а отношение $\frac{\text{роговая обманка}}{\text{ильменит}}$ снизу вверх заметно уменьшается (см. рис. 70).

Минералогический состав тонкодисперсной части породы имеет существенные особенности. В основании разреза нерасчлененной толщи Q_{1-2} глинистая фракция в значительной мере сложена продуктами переотложения глин черлакской свиты. На дифрактограммах фиксируются широкие рефлексы 14 Å, увеличивающиеся при насыщении этиленгликолем до 18—20 Å. Отношения базальных рефлексов показывают преобладание минералов группы монтмориллонита над каолинитом и гидрослюдой (см. рис. 70, обр. Л-23$_5$). Вверх по разрезу на дифрактограммах фракции $<$ 0,001 *мм* линии монтмориллонита становятся слабыми и нечеткими или вообще не прослеживаются. Существенное значение здесь имеют каолинит и гидрослюда. На дифрактограммах исходных образцов фракции $<$0,001 *мм* наблюдаются отражения 7,14—7,29 и 3,5 Å средней интенсивности, а также линии гидрослюды 9,9—10,19 Å. После отжига при 550° рефлекс 7,14—7,29 Å исчезает. Насыщение этиленгликолем никаких изменений в дифракционную картину не вносит. В верхней половине горизонта увеличивается роль гидрослюды. Известно, что в ее структурную решетку входит калий. Количество K_2O во фракции $<$0,001 *мм* с 1,3% в низах толщи увеличивается до 3,0% в ее верхней части (см. рис. 70). Наблюдается также обеднение ее глиноземом по сравнению с аналогичной фракцией глин неогена. Значительно возросло содержание полуторных окислов железа, а также магния, фосфора и калия. Спектроскопические исследования коллоидно-дисперсной части породы выявили повышенные

количества таких элементов, как B, V, Cr, по сравнению с содержанием этих элементов в аналогичных фракциях и валовых пробах ниже- и вышележащих толщ. При этом содержание V и B значительно превосходит кларки. Содержание бора максимально в кровле толщи по всей площади междуречья и достигает иногда 170 единиц на миллион (см. табл. 5).

В тонких шлифах образцов пород из основания описываемой пачки среди пелитоморфной основной массы наблюдается множество мельчайших зернышек кальцита. Большая часть их соразмерна с глинистыми частичками и имеет средний диаметр около 0,003 *мм*. Изредка встречающиеся более крупные зерна несут следы окатанности. Цемент на этом участке разреза, так же как и в битекейских слоях, имеет точечную поляризацию и почти не изменен вторичными процессами. Н. М. Страхов (1951) для рек аридной зоны считает характерным высокое содержание обломочного кальцита, переносимого текущими водами в условиях аридного климата в виде взвесей. В наших отложениях количество $CaCO_3$ достигает 11,6%.

При микроморфологических исследованиях в средней части разреза нижне-среднечетвертичных отложений обнаруживается микрослоистость. Чередуются песчано-алевритовые прослои мощностью примерно 1—2 *мм* с более тонкими (0,5 *мм*) прослоями глин, имеющими прерывистый характер и форму микролинзочек. Слоистость нередко подчеркнута обломками тонкостенных раковин моллюсков (см. рис. 72, *б*). Аналогичный характер слоистости типичен для отложений поймы.

Особый интерес представляет кровля этого комплекса пород. Макроскопически это зеленовато-серые глины и суглинки, вязкие, плотные. Мощность горизонта на междуречье невелика — 1—2 *м*. Поверхность кровли обычно разбита трещинами. Кровля на 80% сложена частицами $<$ 0,01 *мм*. Несколько повышено содержание тонкоалевритовой фракции (до 14%). Минеральный состав песчано-алевритовых частиц мало чем отличается от подстилающих пород. При микроморфологических исследованиях обнаруживается резкое отличие породы от ниже- и вышележащих толщ. Особенности породы сказываются, во-первых, в составе глинистых минералов и их текстуре. Глинистая часть осадка в проходящем свете слабозеленоватая. В составе глинистой фракции повышена роль гидрослюды. Среди пелитоморфно-гидрослюдистой массы между зернами кварца, полевых шпатов и прочих минералов нередко встречаются ярко-зеленые зернышки ($d \approx 0{,}07$ *мм*) глауконита (1—3 на поле при 100-кратном увеличении), спикулы губок (0,05 $\times$ 0,01 *мм*) и мельчайшие раковинки с радиально-лучистой ребристой структурой стенок ($d \approx 0{,}05$ *мм*).

Химические анализы фракции $<$ 0,001 *мм* из образцов этих отложений, как уже указывалось, показали повышенное содержание в кровле нижне-среднечетвертичных осадков железа, магния, калия и бора, что, по-видимому, объясняется присутствием здесь глауконита. Поскольку глауконит легко выветривается, он не может сохраняться в наземных условиях; наличие неразложенного глауконита в осадках может указывать на солоноватоводную среду их образования. Однако решить вопрос о том, является ли здесь залегание глауконита первичным, трудно ввиду мелкого размера его зерен. Бор может быть использован как индикатор палеосолености бассейна седиментации (Гольдшмидт и Петерс, 1938; Frederickson, Reynolds, 1960; Landergren, 1945, 1958; Harder, 1960 и др.). Р. Игер (Eager, 1962) и К. Валкер (Walker, 1963) считают границей перехода пресноводных отложений к солоноватоводным содержание бора 62 части на миллион, а солоноватоводных от морских — 109 частей. В наших породах содержания бора значительно превышают эти цифры (до 170 частей на миллион, см. табл. 5).

Нами был рассчитан баланс железа по методике Н. М. Страхова и Л. В. Залманзон (1955). По расчетам, только в этом участке разреза есть пиритное железо (7% от реакционноспособного); в других участках его нет. В скв. В-92 при иммерсионных исследованиях обнаружено значительное количество пиритного железа. Суммируя изложенное, следует заключить, что отложения этой пачки, по-видимому, формировались в слабосолоноватоводных условиях. Чем объясняется соленость бассейна — аридностью климата или ингрессией в бассейн седиментации соленых вод — этот вопрос может быть решен после того, как будут получены данные по площадному распространению этого горизонта.

ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Покровные лессовидные образования лежат почти сплошным плащом на отложениях различного возраста Ишим-Тобольского междуречья. Наиболее распространенными породами, подстилающими покров, являются осадки черлакской свиты, битекейский аллювий, зеленовато- и голубовато-серые тонкослюдистые глины верхней пачки нерасчлененных раннесреднечетвертичных отложений. В большинстве случаев граница между покровными и нижележащими толщами исключительно резкая и несет следы перерыва в осадконакоплении — разбита ветвящимися трещинами высыхания, свидетельствующими о том, что породы претерпели интенсивное кратковременное физическое выветривание (Волков, 1960а). Структурные и текстурные особенности породы (тонкая зернистость, палево-желтый цвет, повышенная пористость и карбонатность) придают покровным отложениям типичный лессовидный облик. Эти свойства, а также особенности залегания покрова на различных элементах рельефа, характер границы с нижележащими породами неоднократно описаны И. А. Волковым (1960а, 1961, 1965а, б и др.). По наблюдениям в открытых выработках он установил, что покровные отложения Ишимской степи по своему составу и свойствам значительно отличаются от подстилающих их осадков. Особенно резко эта разница проявляется в гривных образованиях и покрове плоских равнин. Мы попытались выяснить суть этого различия путем всестороннего изучения вещественного состава покровных их подстилающих ихотложений.

Микроморфологические исследования показали, что скелет породы в покрове грив сложен главным образом зернами песчано-алевритовой размерности. Упаковка зерен рыхлая. Поровые пространства цементом обычно не заполнены. Цементирующим веществом служат очень тонкие колломорфные пленочки глины вокруг обломков минералов и пород. В образовании скелета породы равную с кварцем и полевыми шпатами роль играют обломки глинистых пород. Края их сглажены (рис. 74). Эти обломки имеют существенную особенность: обычно они соразмерны с обломками зерен кварца и полевых шпатов или чуть больше их, однако никогда особенно не выделяются среди них по величине. Иногда в породе шлифа наблюдаются тончайшие микропрослойки, сложенные глинистыми округлыми зернышками агрегативного строения. Промежуточные более грубые слойки обычно сложены в примерно равных количествах зернами кварца, полевых шпатов и глинистыми частичками агрегативного строения с незначительной примесью прочего материала.

Одной из характерных черт лесса, в строгом смысле этого слова, является содержание в нем лессовых частиц диаметром 0,01—0,05 *мм* в пределах 30—55% при микроагрегатном анализе породы пипеточным методом (Кригер, 1965). В исследованных нами образованиях независимо

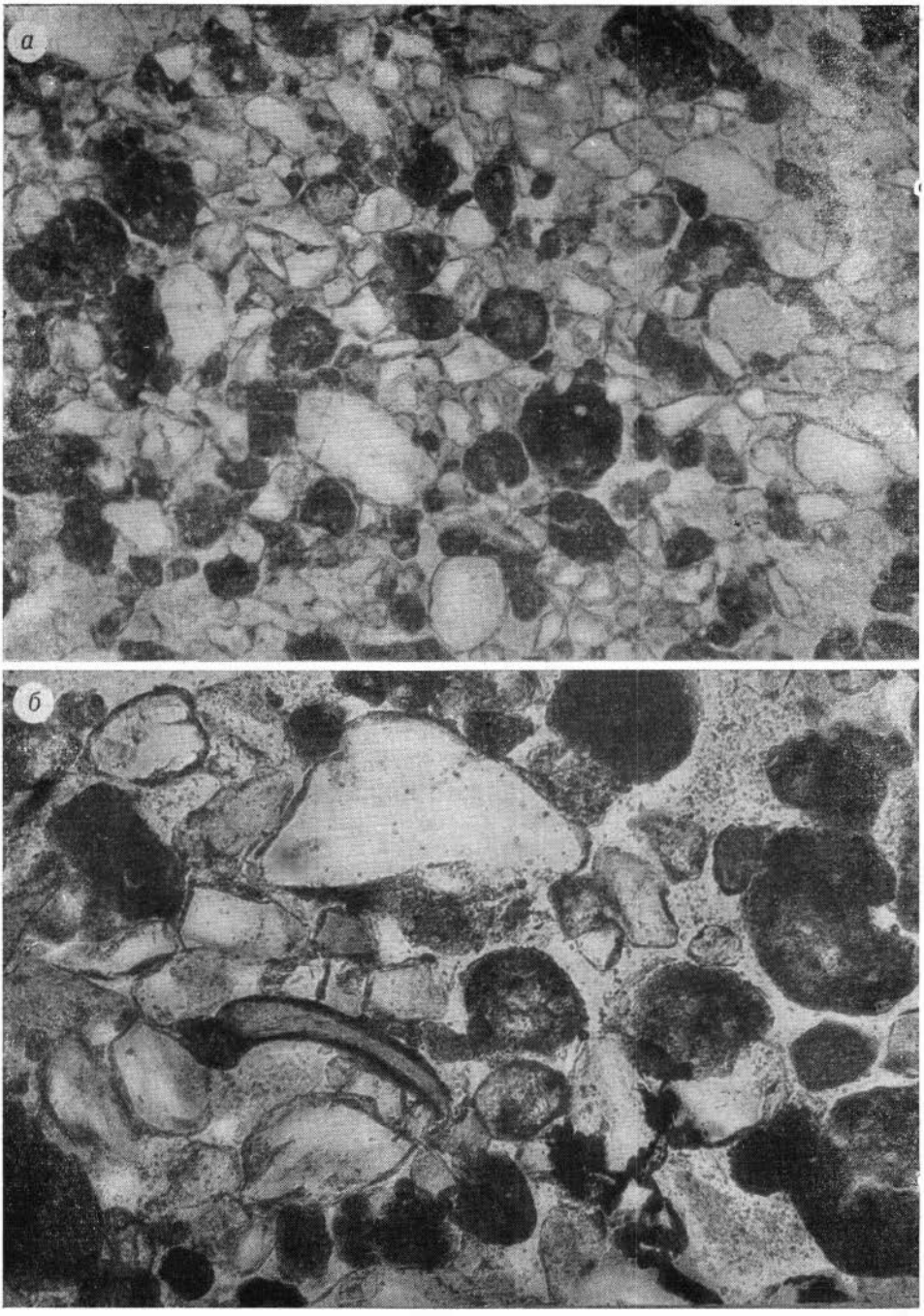
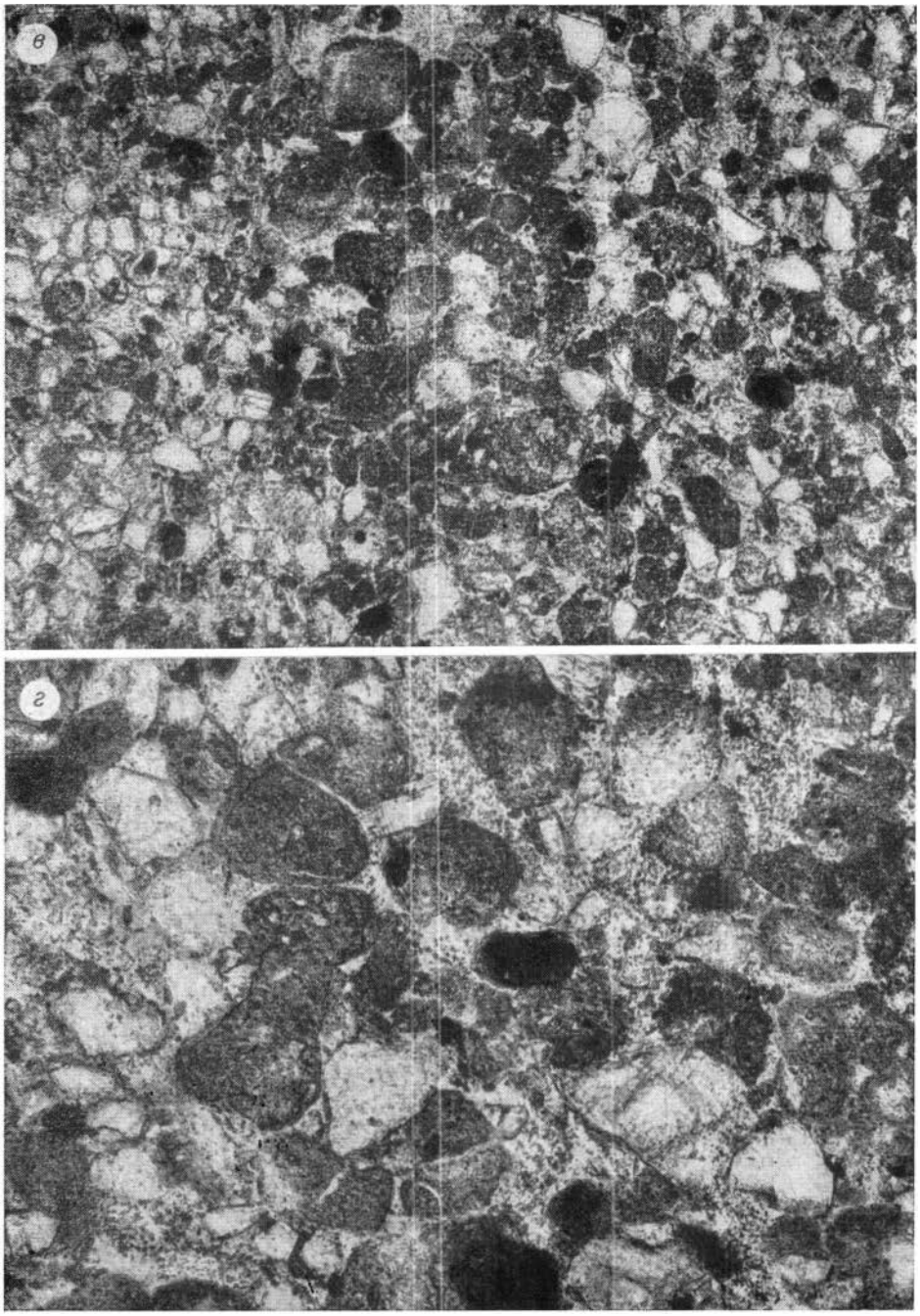


Рис. 74. Микрофото покровных образований

а — обломки глинистых пород, николь один, × 62; *б* — створка раковины моллюска среди кластического фото, николь один, × 40; *г* — обломки глин



Ишим-Тобольского междуречья Л-22₄.

ческого материала, николь один, × 136; *в* — прослой обломков глинистых пород; деталь предыду-
истых пород, деталь снимка, николь один, × 136.

Таблица 8

Гранулометрический состав образцов четвертичных отложений Ишим-Тобольского междуречья

Место наблюдения	№ образца	Глубина отбора, м	Метод подготовки к анализу	Содержание фракций, %						
				песчаная			алевритовая		пелитовая	
				0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005 мм
Покровные отложения грив и плоских равнин (Q_{3-4})										
			а	0,4	4,7	18,3	13,4	28,6	10,7	23,9
Л-11	4	1,5	б	0,3	4,7	22,6	16,9	27,0	9,1	19,4
	5	1,5	а	0,5	6,2	40,7	8,9	12,0	6,7	25,0
			б	0,5	5,1	39,3	19,3	12,0	4,8	19,0
	6	1,5	а	0,1	8,0	32,7	10,1	10,3	8,7	30,1
			б	0,1	7,7	33,8	17,4	14,5	4,5	22,0
	7	1,5	а	—	3,6	32,3	8,2	12,3	8,6	35,0
			б	—	3,9	36,9	4,2	24,8	6,3	23,9
	8	1,5	а	—	1,4	31,4	11,5	14,5	6,8	34,4
			б	—	2,5	38,6	20,4	12,9	5,3	20,3
	9	1,5	а	0,2	2,9	25,3	17,6	12,4	9,9	31,7
			б	0,3	3,7	25,8	27,2	17,3	6,3	19,4
	11	1,5	а	1,7	10,1	33,7	11,1	18,3	6,6	18,5
			б	1,7	10,3	36,6	16,2	14,5	4,6	16,1
	12а	1,5	а	2,7	14,0	22,5	10,6	23,2	7,4	19,6
			б	2,7	13,8	24,5	12,4	22,3	5,3	19,0
Л-12	2	1,0	а	0,2	3,9	30,6	12,5	16,3	10,7	25,8
			б	0,2	4,2	31,2	18,0	21,4	7,7	17,3
Л-14	2	2,0	а	1,1	7,1	23,3	14,1	12,7	9,3	32,4
			б	1,5	7,8	23,2	20,7	18,4	7,6	20,8
	4	3,0	а	0,1	3,0	24,3	8,5	17,7	11,1	35,3
			б	0,1	3,4	26,0	11,6	16,7	8,4	33,8
Л-15	1	2,0	а	0,8	6,8	20,8	13,1	17,1	10,0	31,4
			б	0,7	6,8	23,9	15,5	21,7	8,3	23,1
Л-22	6	2,5	а	1,4	6,4	35,2	15,8	11,7	8,5	21,0
			б	1,8	7,0	34,8	17,9	15,6	5,1	17,8
В-21	A_1	1,0	а	0,4	1,7	8,6	8,6	31,4	13,6	35,7
			б	7,8	13,1	16,7	11,0	25,9	6,0	19,5
	A_2	2,0	а	2,0	8,7	37,9	17,3	16,0	7,9	10,2
			б	1,9	8,7	46,5	16,5	14,8	2,6	9,0
	A_3	3,0	а	1,8	7,7	25,0	7,6	18,5	10,3	29,1
			б	2,7	10,6	26,2	18,2	22,4	4,7	15,2
В-23	A_2	1,0	а	1,0	4,3	44,2	24,8	15,9	0,3	9,5
			б	0,7	4,5	46,8	24,8	11,9	4,0	7,3
	A_3	2,0	а	2,5	5,8	32,2	31,5	6,4	3,9	17,7
			б	3,1	6,7	37,3	34,9	11,2	1,[illegible]	5,8
	A_4	3,0	а	0,2	2,2	38,9	27,9	7,5	6,8	16,5
			б	0,2	2,3	47,5	24,9	15,1	2,6	7,4
В-24	2	1,0	а	3,0	12,5	30,2	5,1	10,1	9,0	30,1
			б	3,8	13,0	31,5	6,5	14,3	4,2	26,7
	3	2,0	а	0,7	6,7	27,9	6,9	12,8	9,1	35,9
			б	0,8	6,6	32,7	11,9	15,2	6,5	26,3
	4	3,0	а	0,4	5,3	25,4	8,2	15,1	10,4	35,2
			б	0,5	6,0	32,4	10,3	14,6	5,8	30,4
В-45	1	1,0	а	0,2	3,5	45,7	14,7	18,1	4,9	12,9
			б	0,2	4,3	55,9	13,5	14,7	3,1	8,3
	2	2,0	а	1,3	5,9	38,6	17,5	15,4	5,7	15,6
			б	1,1	5,8	42,5	17,8	18,4	3,8	10,6
	3	3,0	а	0,7	5,7	34,0	17,7	18,3	4,6	19,0
			б	0,7	5,8	38,1	18,2	19,1	5,5	12,6
	4	4,0	а	1,2	4,7	37,9	19,0	21,1	6,4	9,7
			б	1,1	4,6	40,5	25,2	16,7	3,7	8,2
	5	5,0	а	0,8	11,4	36,0	8,8	15,5	7,5	20,0
			б	0,8	13,3	41,5	14,3	16,7	3,7	9,7

Табл. 8 (продолжение)

Место наблюдения	№ образца	Глубина отбора, м	Метод подготовки к анализу	Содержание фракций, %						
				песчаная			алевритовая		пелитовая	
				0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005 мм
Покровные отложения гряв и плоских равнин (Q_{3-4})										
	6	6,0	а	0,5	4,2	30,1	23,4	15,9	7,1	18,8
			б	0,5	4,3	36,9	20,0	20,1	5,9	12,3
В-47	1	1,0	а	0,2	2,8	39,9	13,2	20,3	6,2	17,4
			б	0,3	3,1	39,8	19,8	26,0	3,3	7,7
	2	2,0	а	1,0	7,4	27,5	24,3	20,2	3,6	16,0
			б	0,9	6,8	31,1	23,4	16,9	6,6	14,3
	3	3,0	а	1,6	6,8	32,4	16,5	15,6	6,4	20,7
			б	1,3	7,3	32,1	21,4	25,6	3,6	8,7
	4	4,0	а	0,2	2,8	39,9	13,2	20,3	6,2	17,4
			б	0,3	3,1	39,3	19,8	27,0	3,3	7,2
	5	5,0	а	1,0	4,8	21,2	8,5	23,7	8,2	32,6
			б	1,3	7,5	21,4	15,2	20,4	7,3	26,9
В-51	1	2,0	а	0,6	4,4	16,3	8,7	29,5	12,3	28,2
			б	3,4	10,7	18,9	13,6	23,4	5,5	24,5
В-93	А	2,0	а	2,4	7,4	29,2	25,2	3,5	7,1	25,2
			б	2,4	7,7	29,5	24,2	20,3	5,0	10,9
В-147	1	1,0	а	0,5	2,9	23,4	23,7	28,7	7,2	13,6
			б	0,6	3,3	26,4	26,3	26,5	6,1	10,8
	2	2,0	а	0,8	5,1	26,0	23,3	21,4	5,7	17,7
			б	0,8	4,5	28,7	31,2	20,2	1,5	13,1
	3	3,0	а	—	2,5	16,8	28,6	18,0	9,3	24,8
			б	0,3	4,0	16,1	35,3	28,5	5,9	9,9
	4	4,0	а	0,3	2,1	19,2	31,6	24,2	6,7	15,9
			б	1,1	6,1	22,2	32,9	23,9	5,6	8,2
	5	5,0	а	0,4	2,6	13,4	26,8	19,0	10,3	27,5
			б	0,4	2,9	14,3	35,1	29,9	6,5	10,9
	6	6,0	а	—	3,5	20,7	26,6	22,5	6,3	20,4
			б	0,4	3,5	21,6	33,1	25,5	4,9	11,0
	7	7,0	а	0,5	3,2	19,6	25,9	26,9	6,0	17,9
			б	0,5	4,2	20,4	24,0	26,3	3,8	19,8
В-87	1	1,0	а	1,8	4,9	47,7	16,4	14,3	5,2	9,7
			б	1,8	5,7	62,7	12,4	10,9	1,1	5,4
	2	2,0	а	1,3	6,6	53,0	14,2	8,2	1,8	14,9
			б	1,5	7,7	60,0	11,3	9,6	1,7	8,2
	3	3,0	а	0,8	5,8	51,4	11,8	10,4	5,1	14,7
			б	0,5	5,3	60,2	11,7	11,6	2,3	8,4
	5	5,0	а	0,6	3,8	52,3	13,6	7,8	6,0	15,9
			б	0,6	3,2	55,6	13,0	16,4	2,5	8,7
	6	6,0	а	1,4	4,5	47,9	14,8	10,1	4,9	16,4
			б	1,2	4,5	49,5	18,7	15,0	2,8	8,3
В-19	$А_1$	1,0	а	0,2	1,6	10,7	7,7	32,2	12,5	35,1
			б	1,3	10,9	22,5	13,9	24,0	7,2	20,2
	$А_2$	2,0	а	0,4	3,1	43,1	21,1	7,2	4,3	20,8
			б	0,5	3,1	50,7	20,2	14,4	2,5	8,6
	$А_3$	3,0	а	2,8	6,1	41,4	13,1	6,5	6,4	23,7
			б	3,0	5,8	44,0	7,4	20,4	5,4	14,0
Покровные отложения западин и равнин с западинным рельефом (Q_{3-4}?)										
Л-11	3	1,5	а	0,3	3,3	18,2	18,9	46,4	5,1	7,8
			б	0,3	3,8	18,1	19,0	46,3	3,9	8,6
	13	1,5	а	0,6	5,9	23,3	11,2	44,3	8,0	6,7
			б	0,8	5,2	24,4	15,5	39,3	8,6	6,2
В-92	1	1,0	а	0,4	2,2	15,8	28,1	13,4	6,0	34,1
			б	0,4	2,2	15,9	29,6	14,4	7,9	29,6

Табл. 8 (окончание)

Место наблюдения	№ образца	Глубина отбора, м	Метод подготовки к анализу	Содержание фракций, %						
				песчаная			алевритовая		пелитовая	
				0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005 мм
Покровные отложения западин и равнин с западинным рельефом (Q_{3-4}^2)										
	2	2,0	а	0,1	0,9	10,5	33,6	12,8	6,7	35,4
			б	0,1	0,9	13,0	30,0	24,9	6,7	24,4
Л-19	1	0,5	а	0,6	2,5	5,3	3,5	26,9	13,7	47,5
			б	0,9	5,8	8,5	12,4	31,4	11,0	30,0
	5	3,0	а	0,1	0,5	1,8	0,2	26,7	15,5	55,2
			б	0,1	1,0	4,1	4,3	34,4	13,9	42,2
Л-19	4	2,0	а	0,2	1,0	2,5	4,0	24,0	15,4	52,9
			б	0,3	1,9	6,0	9,3	33,0	15,7	33,3
	6	4,0	а	0,2	1,8	5,7	2,8	27,9	13,3	48,3
			б	0,3	1,9	6,7	4,5	29,9	14,7	42,0
	7		а	0,1	1,5	14,5	5,0	20,3	14,2	44,4
			б	0,2	1,3	14,9	10,7	22,5	12,7	37,7
Л-20	3	2,0	а	0,1	0,4	1,4	2,9	33,0	16,3	45,9
			б	0,3	3,6	3,9	12,9	37,7	12,6	29,0
	5	3,5	а	0,1	1,2	4,8	6,6	36,2	17,0	34,1
			б	0,2	3,1	7,7	9,3	41,9	13,5	24,3
Л-13	1	0,5	а	0,3	4,4	21,8	11,1	17,4	9,8	35,2
			б	1,1	9,9	25,0	17,3	23,9	8,7	14,1
В-25	2	2,0	а	0,8	6,0	22,5	2,6	17,7	10,0	40,4
			б	0,8	6,7	24,8	9,9	19,5	8,2	30,1
	3	3,0	а	1,0	6,5	21,9	6,6	9,4	10,7	43,9
			б	2,3	7,1	23,0	14,3	18,7	5,5	29,1
	$А_3$	4,0	а	7,1	16,4	24,5	16,8	7,9	7,0	20,3
			б	6,8	16,3	24,8	19,4	14,6	3,9	14,2
Нижне-среднечетвертичные отложения (Q_{1-2})										
В-47	6	6,0	а	0,4	2,2	7,7	5,6	34,4	14,7	35,0
			б	0,4	2,8	8,9	11,5	36,3	14,8	25,3
	7	7,0	а	0,6	3,5	8,0	1,7	23,0	14,3	48,9
			б	0,6	3,6	8,7	17,2	27,1	12,9	29,9
Л-12	3	4,0	а	—	—	0,5	9,8	58,8	14,7	16,2
			б	—	0,6	4,2	11,4	51,9	11,7	20,2
	4	5,0	а	0,2	0,7	1,7	11,9	59,6	11,1	14,8
			б	0,6	2,3	5,5	9,7	61,3	10,6	10,0
Л-13	4	4,0	а	0,1	1,5	7,6	15,2	24,6	12,0	39,0
			б	0,4	3,2	8,8	18,9	30,4	10,4	27,9
Л-23	1	4,0	а	0,1	1,5	10,3	6,0	25,5	14,4	42,2
			б	0,1	2,6	13,6	9,4	31,2	11,4	31,7
Л-21	$Б_2$	4,0	а	2,9	6,4	18,6	6,1	19,1	8,9	38,0
			б	3,0	8,5	19,9	11,5	19,7	7,6	29,8
Л-14	1	4,0	а	—	0,3	12,1	21,0	15,9	9,0	41,7
			б	—	0,4	13,7	28,3	19,1	8,4	30,1
В-25	Б	4,0	а	0,1	0,3	3,3	10,3	46,7	12,8	26,5
			б	3,8	9,1	7,7	15,4	41,2	8,2	14,6
В-38	$Б_1$	4,0	а	—	0,3	1,5	2,7	26,7	19,8	49,0
			б	5,4	9,7	6,8	2,9	25,9	17,3	32,0

Примечание. Способ подготовки образца к анализу: *а* — микроагрегатный; *б* — агрегатный. Гранулометрический анализ проводился методом ситопипетки. Аналитики Ф. Хлыстова, Н. Соловьева.

от способа подготовки образцов к анализу среди песчано-алевритовой фракции значительную роль играют зерна размером 0,1—0,25 *мм*; роль частиц 0,01—0,05 *мм* невелика — их количество лишь изредка достигает 25—30% (табл. 7, 8). Отсюда можно сделать вывод, что в гривных образованиях Ишим-Иртышского междуречья мы имеем дело не с типичными лессами, а с лессовидными породами.

Трехмерные диаграммы гранулометрических спектров покровных образований грив показывают, что по типу структуры породы относятся в большей мере к микститам — плохо сортированным породам в случае подготовки образцов к анализу агрегативным и микроагрегативным методами (рис. 75). Плохую сортировку породы показывают и микроморфологические исследования в шлифах (см. рис. 74). Коэффициент сортировки зерен покровных лессовидных образований грив и плоских равнин в отличие от хорошо сортированных тонкоотмученных глин подстилающего горизонта (см. рис. 70, *а*) обычно >4 при повышенных значениях медианного диаметра. Анализ после разрушения глинистых частиц агрегативного строения показывает, что наряду с песчаными зернами более 50% породы составляют дисперсные частицы. Это хорошо видно на трехмерных диаграммах (рис. 75) и на гистограммах гранулометрического состава, имеющих обычно двухвершинный характер (см. рис. 73). Описанные особенности структуры покрова грив и плоских равнин хорошо выражены как в южных, так и в более северных районах Ишим-Тобольского междуречья. Кумулятивные кривые гранулометрического состава покрова (в пересчете на нерастворимый остаток) строго укладываются в поля с определенной конфигурацией, резко отличной от таковых подстилающих толщ (см. рис. 73). Это подтверждает вывод И. Л. Волкова о генетической самостоятельности покровных лессовидных суглинков Ишим-Тобольского междуречья.

Изложенное позволяет предполагать общность условий динамики среды осадконакопления при образовании покровных отложений грив и равнин этой огромной территории, а также свидетельствует о том, что формирование их происходило в значительной мере за счет привноса материала извне, на чем мы остановимся ниже.

Гораздо менее ярко выражены эти отличительные черты в покрове межгривных понижений и западин. Медианный диаметр зерен (второй квартиль, по Траску) обычно близок к таковому нижележащих образований и имеет повышенные значения лишь в кровле, где развиты современные почвенные процессы. Коэффициент сортировки от невысокого ($S_0 = 2$) в низах толщи вверх по разрезу несколько увеличивается. Генетические поля кумулятивных кривых для этих образований часто почти совпадают с конфигурацией расположения кумулятивных кривых подстилающих толщ (см. рис. 73). Вполне возможно, что материалом для их образования служили в значительной мере подстилающие породы.

Заканчивая характеристику структурных особенностей породы, небезынтересно остановиться на степени окатанности зерен кластического материала, которую мы исследовали грубо как отношение $\frac{\text{зерна кварца со следами окатанности}}{\text{зерна кварца без следов окатанности}}$ в грубоалевритовой фракции 0,1—0,05 *мм*. Во всех исследованных разрезах это отношение имеет резко повышенные значения в подошве толщи (до 10). Поверхность кварцевых обломков обычно матовая с вмятинами, железистыми примазками, что характерно для обломков, перенесенных эоловым путем.

Минеральный состав покровных образований Ишим-Тобольского междуречья довольно однообразен по всей площади, лишь на отдельных участках обнаруживаются небольшие колебания количественных соотношений

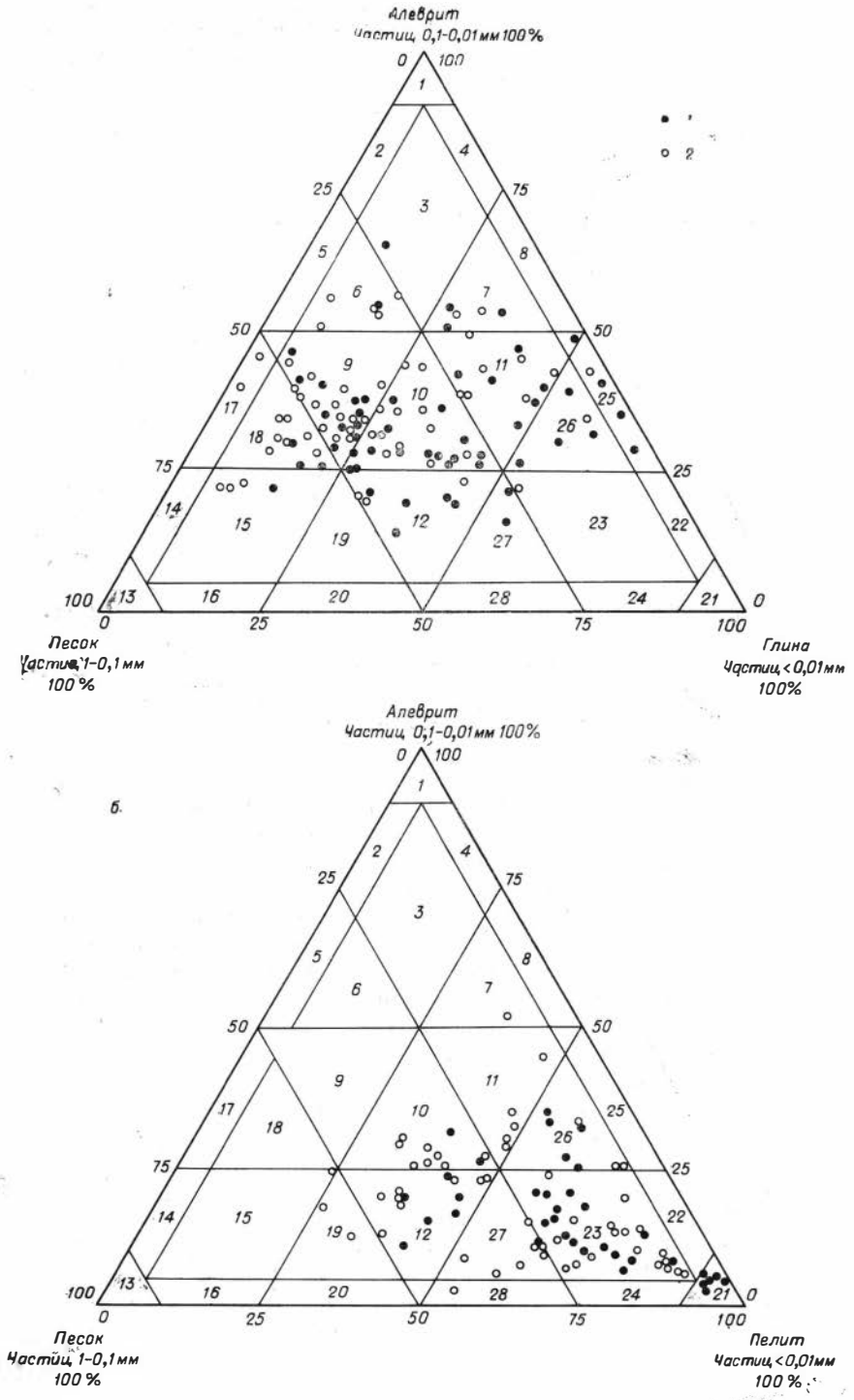


Рис. 75. Трехмерные диаграммы гранулометрического состава покровных отложений Ишим-Тобольского междуречья:

а — при различных методах подготовки образцов: *1* — микроагрегатном, *2* — агрегатном; *б* — при дисперсном методе: *1* — гривы и плоская равнина, *2* — межгривные понижения.

компонентов. Вместе с этим он заметно отличается по комплексу минералов от подстилающих толщ. Особенно это относится к минеральному составу песчаной фракции.

По сравнению с нижележащими отложениями песчано-алевритовая фракция характеризуется несколько большей полимиктовостью состава. (табл. 7, 9). В тяжелой фракции повысилось количество роговой обманки, над черными рудными превалирует эпидот. В легкой фракции несколько возросло количество плагиоклазов. Полимиктовость материала особенно проявляется в низах толщи, а затем вверх по разрезу убывает. Это хорошо наблюдается по поведению в разрезе коэффициента Руэ и отношений $\frac{\text{роговая обманка}}{\text{ильменит}}$ и $\frac{\text{эпидот}}{\text{ильменит}}$ (см. рис. 70).

Таблица 9

Минеральный состав фракции 0,1—0,05 *мм* покровных отложений Ишим-Тобольского междуречья (в % от веса тяжелой и легкой фракции)

Минералы	Количество анализов			
	10	7	5	22
	Микститы	Глины песчано-алевритовые	Глины	Среднее по толще
Легкая фракция (уд. вес 2,9)				
Кварц	77,7	73,0	69,0	73,3
Кварц агрегативный	0,6	1,8	3,8	2,0
Ортоклаз	13,3	17,5	12,7	14,5
Альбит-олигоклаз	5,1	4,5	4,6	4,7
Измененные зерна	1,7	1,2	5,6	2,8
Прочие	1,6	2,0	4,3	2,6
Тяжелая фракция (уд. вес. 2,9)				
Гранат	2,44	1,7	1,74	1,96
Циркон	7,1	8,8	5,5	7,1
Рутил	1,23	1,1	0,86	1,06
Анатаз	1,45	1,3	1,54	1,43
Сфен	0,9	0,57	0,22	0,56
Обыкновенная роговая обманка	16,0	18,4	10,4	14,9
Группа эпидота	34,04	29,5	38,34	33,9
Турмалин	1,45	1,6	0,76	1,27
Ставролит	0,89	1,31	0,56	0,92
Дистен	0,29	0,51	0,22	0,34
Силлиманит	0,94	0,067	—	0,34
Андалузит	0,11	0,62	0,14	0,29
Черные рудные	25,8	26,5	28,8	27,3
Прочие	7,32	7,59	9,9	8,3
Основные аутигенные минералы				
Лимонит	2,5	3,74	6,74	4,31

Сказанное в большей мере относится к покровным отложениям грив и плоских равнин. В межгривных понижениях эти коэффициенты имеют повышенные значения в основном в самой верхней части разреза (0,0—1,5 *м* от поверхности).

Мы попытались проследить поведение наименее устойчивых минералолов — роговой обманки и плагиоклаза в покровных отложениях изучаемой площади. Полученные данные показали постепенное убывание количества роговой обманки с юго-востока и северо-запада по направлению к водоразделу Ишима и Тобола. Количество плагиоклаза возрастает

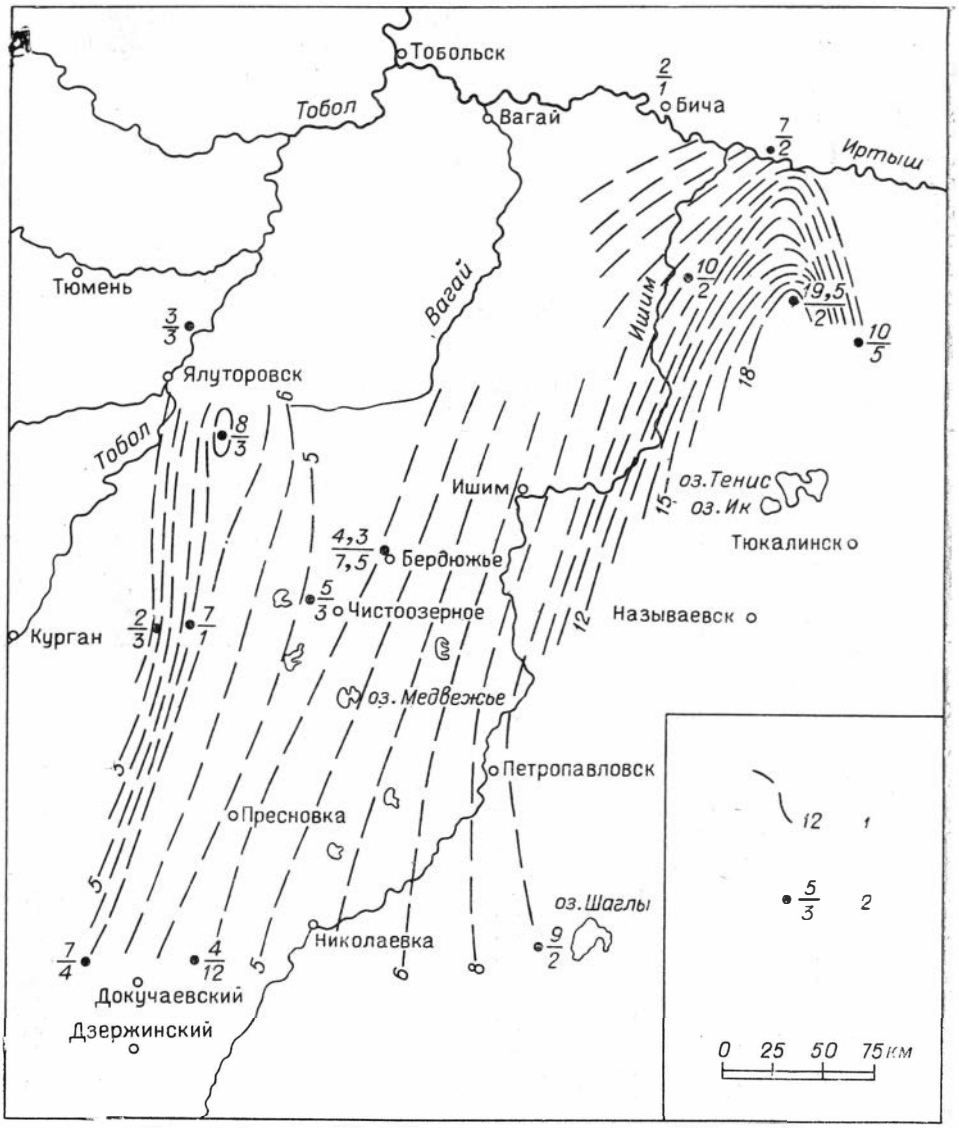


Рис. 76. Схематическая карта распределения плагиоклазов в покровных лессовидных отложениях Ишим-Тобольского междуречья.

1 — изогипсы распределения плагиоклазов; *2* — в числителе — среднее содержание плагиоклаза по данному разрезу покровных отложений, в знаменателе — количество образцов.

в направлении на северо-запад и особенно на северо-восток к Омской впадине (рис. 76, 77).

Среди глинистых минералов превалирует минерал группы монтмориллонита, сильно разбухающий. Дифрактограммы исходных образцов фракции $< 0{,}001$ *мм* показывают линии 14,71—16,8 Å средней интенсивности, обычно нечеткие. При насыщении этиленгликолем рефлексы сдвигаются до 18—20 Å; после отжига появляются рефлексы 10,23—10,33 Å и иногда 12,4 и 14,23Å. Линии каолинита и гидрослюды слабые и нечеткие. По соотношению базальных рефлексов $\frac{7}{10}$ Å и $\frac{14}{10}$Å устанавливается

обычно преобладание разбухающего минерала типа монтмориллонита при второстепенной роли гидрослюды, каолинита и хлорита (рис. 70, табл. 10).

По сравнению с нижележащими породами (Q_{1-2}) во фракции $<0{,}001$ *мм* понижено содержание K, что подтверждает данные рентгеноструктурного анализа об уменьшении роли гидрослюды в этих образованиях.

Мы рассчитали степень выветрелости пород по всему разрезу методом Фогта (Pettiyohn, 1957; Акульшина, Петраков, Симонова, 1965). Согласно исследованиям Фогта, увеличение отношения $\frac{Al_2O_3}{a_2O\,N}$ служит признаком возрастания зрелости глинистых минералов. Основанием

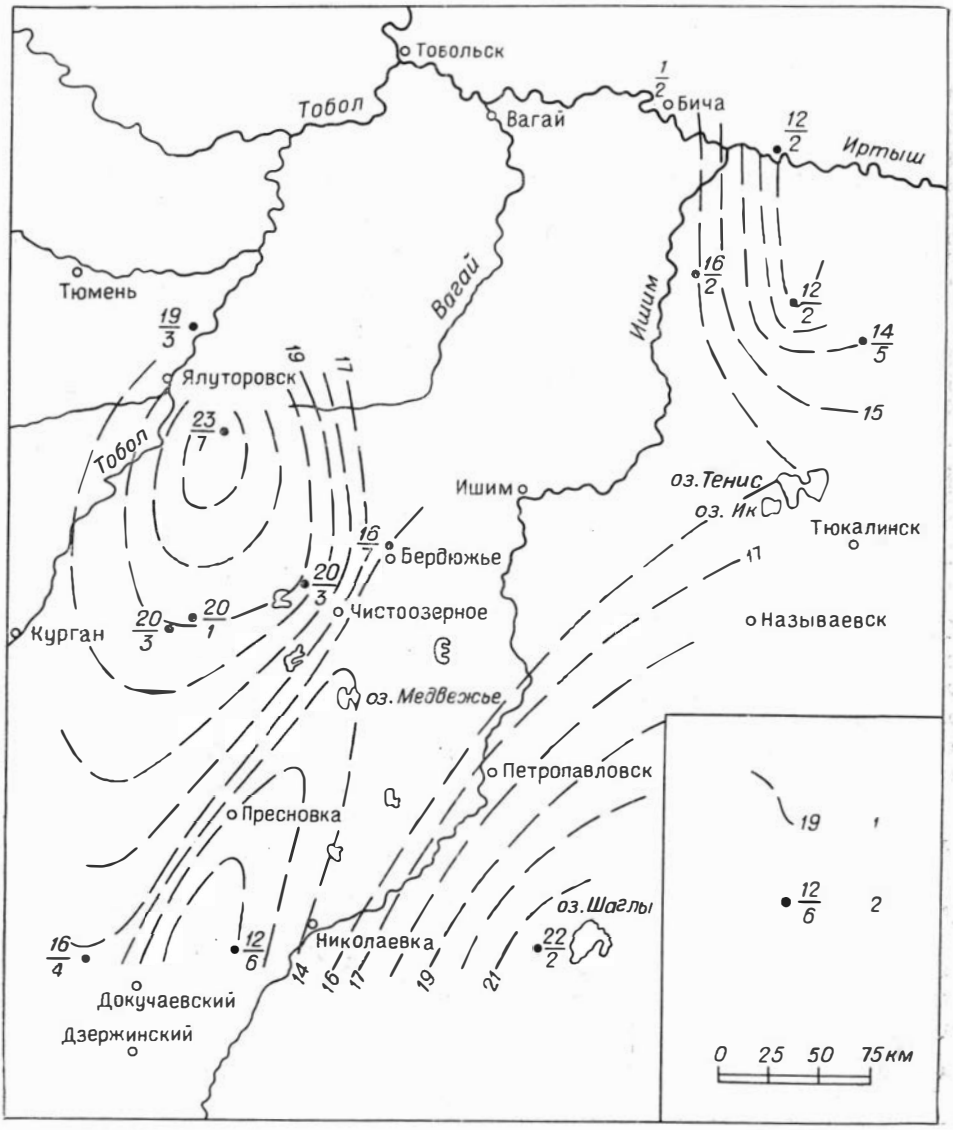


Рис. 77 Схематическая карта распределения роговой обманки в покровных отложениях Ишим-Тобольского междуречья.

1 — изогипсы распределения роговой обманки, *2* — в числителе — среднее содержание роговой обманки по данному разрезу покровных отложений, в знаменателе — количество образцов.

для такого вывода явилось то, что алюминий — наименее подвижный компонент в глинистых минералах, в то время как натрий наиболее легко удаляется и не восстанавливается при обычном цикле седиментации. Глинистые минералы обогащаются алюминием по мере того, как становятся зрелыми. Согласно нашим данным, коэффициент зрелости глинистых минералов (снизу вверх) имеет высокие значения в аральских глинах неогена, затем постепенно понижается до минимума в кровле толщи Q_{1-2} и вновь повышается в верхней части покровных образований (современный почвенный горизонт не рассматривался) (рис. 78).

Таблица 10

Результаты рентгеноструктурного анализа фракции < 0,001 *мм* из покровных отложений Ишим-Тобольского междуречья *

Л-22$_6$		Л-22$_2$		В-93А		В-25А$_2$	
I	$\frac{d}{n}$ α	*I*	$\frac{d}{n}$ α	*I*	$\frac{d}{n}$ α	*I*	$\frac{d}{n}$ α
5	16,8	5	16,54	4	14,71	8	15
3	7,165	2	9,920	3	7,88	4	10,07
10	4,488	2	7,263	10	4,51	2	7,19
5	4,342	7	4,488	10	3,36	8	4,499
1	3,349	3	4,253	3	2,99	5	4,318
6	2,568	4	3,581	2	2,82	5	3,532
4	1,691	10	3,349	1	2,59	1	3,353
3	1,541	3	3,242	1	2,01	6	2,573
4	1,504	4	2,574	1	1689	3	2,204
		3	2,455	2	1,59	3	1,506
		2	1,504	1	1,54		
				2	1,51		

* Анализы и их расшифровку произвели Н. Я. Зюзин и Т. Н. Новожилова.

Следовательно, в разрезе неоген-четвертичных отложений Ишим-Тобольского междуречья имеются два горизонта, обязанных своим происхождением процессам химического выветривания. Однако природа их различна. Аральские глины неогена образовались за счет переотложения в области седиментации продуктов химического выветривания пород области сноса. Влажный и теплый климат, благоприятствующий химическому выветриванию, в конце образования толщи сменился менее влажным и более холодным, о чем говорит характер новообразований из этой толщи. Коэффициент $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ постепенно убывает снизу вверх.

В верхнем горизонте коэффициент Фогта имеет максимальные значения у поверхности и постепенно убывает сверху вниз. Это может быть объяснено только поверхностным выветриванием пород различного генезиса, выходящих на дневную поверхность в условиях более теплого и влажного климата, пришедшего на смену сухому и холодному периоду образования субаэральных отложений.

Среди микроэлементов резко уменьшилось количество V, Cr, B (табл. 11). Содержание галлия здесь максимально по сравнению с отложениями Q_{1-2} и N (см. табл. 5, рис. 70). Согласно исследованиям Кейта и Дегенса (Keit, Degens, 1959), в морских сланцах галлия в 2 раза меньше, чем в пресноводных. Следовательно, увеличение количества галлия в покровных образованиях может говорить об изменении палеогеографических условий формирования осадков в сторону большей континентальности. Это

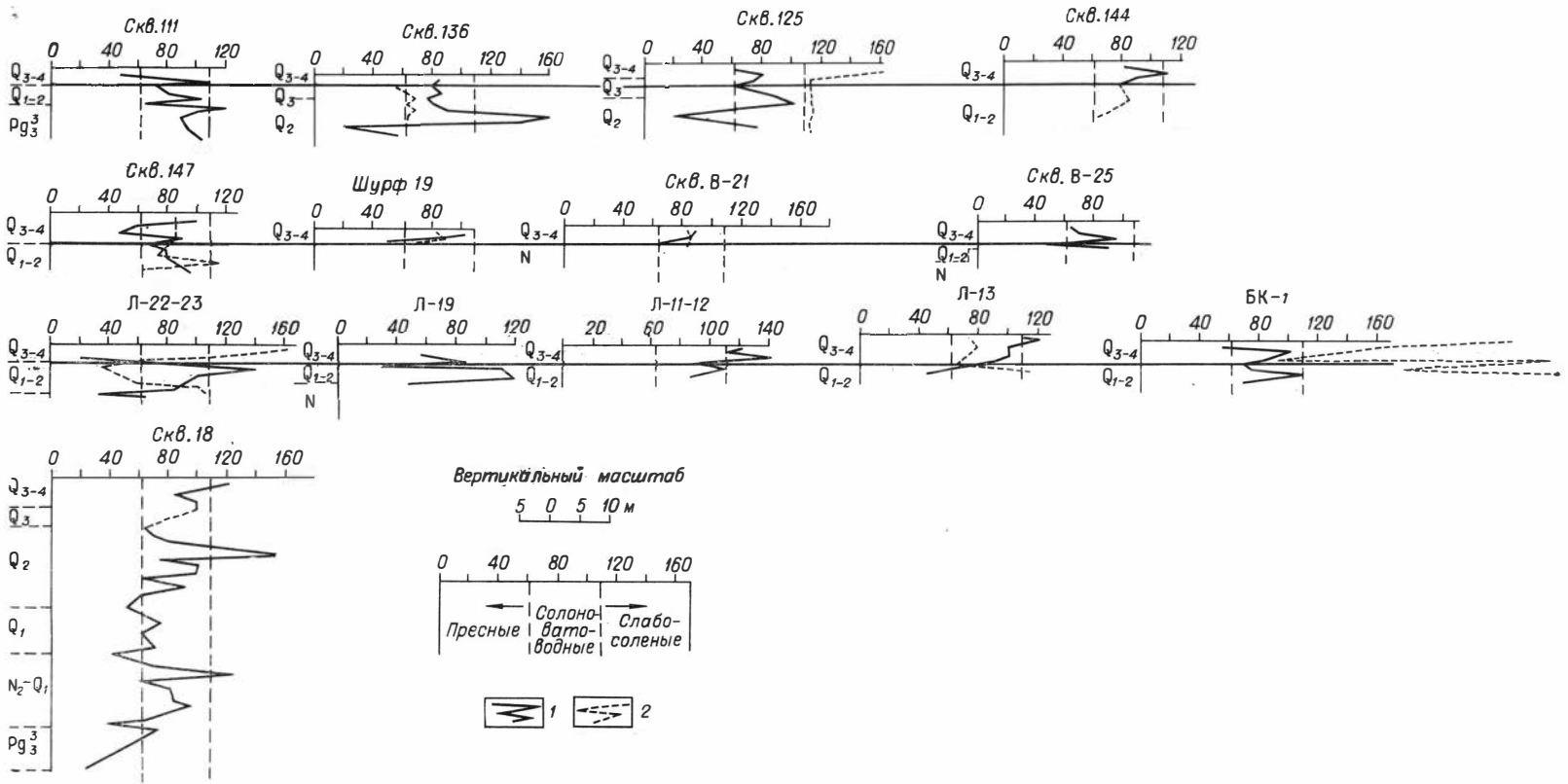


Рис. 78. Распределение бора и значения отношения Al_2O_3/Na_2O во фракции $< 0{,}001$ *мм* по разрезам неоген-четвертичных отложений Ишим-Тобольского междуречья.

1 — бор, *2* — отношение Al_2O_3/Na_2O.

подтверждается и данными по бору, которого здесь значительно меньше по сравнению с подстилающей толщей. Чрезвычайно интересным и важным, на наш взгляд, обстоятельством является то тфакт, что количество бора во фракциях $< 0{,}001$ *мм* на огромной территории Ишим-Тобольского междуречья в подошве толщи покровных отложений всегда имеет строго ограниченные пределы, равные 75—85 частям на миллион (см. рис. 78). Этот факт мог быть обусловлен, по нашему мнению, только идентичными условиями, создавшимися в начале формирования покровных образований на всей этой площади. Такое единообразное накопление материала для огромного региона едва ли могло происходить в какой-либо другой среде, кроме субаэральной.

Таблица 11

Среднее содержание микроэлементов в покровных отложениях Q_{3-4} (территория совхозов «Дзержинский» и «Докучаевский») Ишим-Тобольского междуречья *

Элемент	Глины		Глины песчано-алевритовые	Миктиты		
	Фракция $<0{,}001$ *мм*	Порода	Фракция $<0{,}001$ *мм*	Порода	Фракция $<0{,}001$ *мм*	Порода
	9 обр.	9 обр.	23 обр.	15 обр.	6 обр.	6 обр.
Pb	0,0006	0,0034	0,00021	0,0039	0,0018	0,00265
Mn	0,078	0,077	0,046	0,071	0,03	0,057
Ni	0,01	0,022	0,012	0,02	0,0061	0,014
Ti	0,23	0,69	0,34	0,47	0,485	0,29
Cr	0,036	0,051	0,033	0,035	0,0166	0,028
V	0,061	0,061	0,061	0,046	0,0447	0,0295
Co	0,0014	0,0029	0,0019	0,002	0,0041	0,0026
Zn	0,015	0,0016	0,012	0,0019	0,01	0,0023
Zr	0,0044	0,0034	0,011	0,0017	0,014	0,0048
Cu	0,0074	0,0019	0,0092	0,0015	0,023	0,001
Ga	0,00096	0,0022	0,0012	0,0027	0,002	0,003

* Аналитики Л. Н. Андреева, В. И. Симонова.]

Из новообразований в толще повсеместно встречаются друзочки гипса и пелитоморфные известково-мергелистые стяжения различной плотности. Это свидетельствует о формировании отложений при глубоком дефиците влаги.

ВЫВОДЫ

Результаты анализа вещественного состава неоген-четвертичных отложений Ишим-Тобольского междуречья позволили нам выделить следующие основные генетические и фациальные типы этих осадков.

1. Пресноводно-озерные (черлакская свита, N_1^3—N_2^1). Основные выводы об условиях формирования этих отложений сформулированы В. В. Лавровым (1959). Наши материалы по этому вопросу подтверждают и в известной степени дополняют исследования этого автора.

Тонкодисперсный гранулометрический состав образований позволяет предполагать, что их отложение происходило при слабой динамике среды осадконакопления, в озерных условиях. Озера, судя по однородности минерального состава глин на огромной площади, были обширными, закрытого типа. Данные по балансу форм железа в породе, а также невысокое содержание бора в глинистой фракции однозначно показывают,

что вода в этом бассейне была пресной. Повышенное содержание в глинистой фракции глинозема, гидроокислов Fe и низкое — калия свидетельствует о том, что на начальных этапах образования этой пачки климат был теплый и влажный. Вместе с тем состав новообразований, возникших при превращении осадка в породу и на более поздних этапах седиментации (шаровидные друзы гипса, мергелистые конкреции), говорит об изменении климата в сторону аридизации. Об этом же свидетельствуют признаки сильного физического выветривания — трещиноватая поверхность этих отложений с явлениями дегидратации гипса, гидроокислов Fe и т. д. По-видимому, после образования этой толщи произошел перерыв в осадконакоплении. Однако к какому геологическому времени относится этот перерыв, сказать трудно, так как явления физического выветривания (трещины) наблюдались ранее И. А. Волковым (1963) и на породах более молодого возраста, например поверхности отложений Q_{1-2}, непосредственно под покровом.

2. **Аллювиальные отложения страны с явными чертами аридности климата (Q_{1-2}).** Формировались за счет усиления эрозии древних осадочных толщ при эпейрогенических поднятиях в области сноса. Размах тектонических подвижек был невелик, что доказывается почти полным отсутствием продуктов разрушения изверженных пород в отложениях (олигомиктовый состав пород). Однако не исключена возможность привноса эоловым путем пеплового материала, о чем говорит его присутствие в отложениях. Обильная примесь тонкорассеянного карбоната в образованиях выделенной пачки позволяет считать климат этого времени семиаридным. Это подтверждается невысоким содержанием в породе $C_{орг.\ ост}$ (табл. 12).

3. **Аллювиально-озерные отложения (Q_2^1).** Образование аллювиального цикла отложений закончилось формированием пачки аллювиально-озерных осадков небольшой мощности. При этом наступило некоторое потепление климата — в отложениях несколько повышается количество $C_{орг.\ ост}$, а в глинистой фракции — каолинита. Органика была довольно активна — наблюдается некоторое преобразование глинистого цемента вокруг растительных остатков. Несколько снизилось количество карбонатов, часть которых была, по-видимому, растворена и вынесена из породы гумусовыми растворами.

4. **Отложения холодного солоноватоводного (?) бассейна** (конец Q_{1-2}). Пачка, венчающая разрез нижне-среднечетвертичных осадков, выделена нами в самостоятельный генетический тип. Отложения встречаются локально в участках речных долин. Образования, которыми он представлен, резко отличаются по особенностям состава от выше- и нижележащих толщ. Во-первых, содержание $C_{орг.\ ост}$ снижается в отложениях этой пачки до минимума. В минеральном составе глинистой фракции повышена роль гидрослюды. В глинистой фракции резко возросло количество бора и калия, а в алевритовой части — глауконита. Баланс форм железа показывает заметное количество пиритного железа. Изложенное с большой долей условности позволяет предполагать, что отложения формировались в условиях солоноватоводной среды. Этот интересный факт заслуживает дальнейшего изучения.

Покровные субаэральные отложения (Q_{3-4}). Покровные отложения Ишим-Тобольского междуречья, резко отличающиеся по микроморфологическим особенностям и составу от подстилающих толщ, представляют собой самостоятельное генетическое тело. Формирование их происходило в условиях, существенно отличающихся от обстановки седиментации нижележащих образований. Условия эти в начале отложения покрова были довольно однообразны для всего региона (близкий гранулометрический

Таблица 12

Содержание $C_{орг.\ ост}$ и валового CO_2 в образцах (порода) неоген-четвертичных отложений Ишим-Тобольского междуречья *

Форма рельефа, возраст отложений	Место наблюдений	№ образца	Глубина	$C_{орг.\ ост}$, %	$CO_{2вал}$, %	Форма рельефа, возраст отложений	Место наблюдений	№ образца	Глубина	$C_{орг.\ ост}$, %	$CO_{2вал}$, %
Гривы, плоские равнины, Q_{3-4}	Л-22	1	0,2	2,38	1,52	Западины, равнины с западинным рельефом, Q_{3-4}	Л-11	3	1,5	0,14	3,96
		2	0,5	0,25	0,02		Л-13	1	0,5	0,32	Не обн.
		3	1,0	0,14	2,96			2	1,5	0,35	Не обн.
		4	2,0	Не обн.	2,02		Л-19	1	0,5	1,58	5,29
		6	2,5	0,1	1,85			4	2,0	0,18	4,51
		9	3,0	Не обн.	Не опр.			5	3,0	0,13	3,90
	Л-11	4	1,5	0,08	3,74			6	4,0	0,06	3,35
		8	1,5	0,03	3,63		Л-20	1	0,5	1,56	1,59
		10	1,5	Не обн.	2,63			2	1,0	0,47	5,94
		12	1,5	0,1	3,05			3	2,0	0,1	5,0
	Л-14	2	2,0	0,11	3,30			4	3,0	0,04	3,68
		3	3,0	Не обн.	4,67			5	3,5	0,04	3,63
		4	4,0	0,13	7,19		В-25	A_2	3,0	Не обн.	0,44
	В-21	A_1	1,0	0,26	6,44			A_3	4,0	0,15	2,45
		A_3	3,0	0,17	4,47	Q_{1-2}	Л-13	4	4,0	0,09	7,18
	В-23	A_2	1,0	0,14	2,07			5	5,0	0,05	4,18
		A_3	2,0	0,15	1,96		Л-22	7	3,2	0,15	4,02
		A_4	3,0	0,07	2,13			8	3,4	0,16	3,57
		A_5	4,0	0,13	2,89		Л-23	1	3,5	0,21	Не обн.
	В-24	1	1,0	0,14	1,64			2	4,0	0,12	»
		3	3,0	0,11	1,42			3	5,0	0,15	3,30
		4	3,5	0,15	1,69			4	6,0	0,04	0,03
	Л-12	2	1,0	0,17	2,69			5	6,5	0,09	Не обн.
	В-15	1	2,0	0,05	Не опр.		Л-15	2	4,0	0,17	Не опр.
	В-19	A_1	1,0	0,43	4,09		В-21	$Б_2$	4,0	0,24	1,64
		A_2	2,0	0,03	2,35		Л-12	3	4,0	0,17	2,69
		A_3	3,0	0,15	2,73			4	5,0	0,04	4,04
	В-147	1	1,0	0,17	2,73		Л-23	6	8,0	0,49	0,02
		2	2,0	0,18	1,42		Л-20	7	7,5	0,16	Не обн.
		3	3,0	0,24	1,96		Л-13	8	8,0	0,11	0,30
		4	4,0	0,19	1,47						
		5	5,0	0,08	1,85						
		6	6,0	0,16	1,31						

* Аналитики Р. И. Эпильдейм, Г. Л. Бахнова, А. П. Походская, Е. Н. Жукова.

и минеральный состав, одинаковое содержание бора, около 82 частей на миллион и т. д.). Такое однообразие состава на огромной территории могло быть обусловлено, по-видимому, лишь деятельностью ветра. Любые другие способы транспортировки материала (вода, сила тяжести, плоскостной смыв и т. д.) дали бы многообразие фациальных типов пород. Однако в комплексе покровных образований на междуречье можно выделить в основном лишь 2 фациальных типа: субаэральные отложения грив и плоских равнин и субаэрально-пролювиальные образования западин и равнин с западинным рельефом. Наиболее широко распространен первый из них. Различия в обстановке формирования осадков хорошо отражаются в характере диагенетических преобразований породы, наблюдаемых в тонких шлифах. В отложениях грив и плоских равнин обычно присутствуют глинистые обломки песчано-алевритовой размерности, нередко образующие прослои. Глинистого цемента в породе почти нет — по-видимому, более тонкие частицы уносились дальше. Цементация обломочных зерен

осуществляется посредством тонких колломорфных пленочек глинистого вещества вокруг них. Это в значительной мере обусловливает рыхлую упаковку породы и высокую пористость, характерную для лессовидных и лессовых пород. Наличие глинистых обломков, легко размокаемых в воде, свидетельствует о том, что породы после своего отложения никогда существенно не промачивались (ранее отмечено И. А. Волковым, 1963). Мощность образований этого типа обычно 1,5—3,2 *м*, редко больше. Покровные отложения западин и равнин с западинным рельефом близки к вышеописанному типу осадков по составу аллохтонной части породы, но существенно отличаются от него по микроморфологическим преобразованиям породы. В тонких шлифах наблюдаются интенсивные преобразования глинистой массы, обычно плотной. Изменения эти обусловлены, по всей вероятности, усилением активности органических остатков под действием скапливающихся в западинах дождевых вод. Мощность покрова здесь невелика — 1—1,5 *м*. Более тонкая зернистость пород этого типа, по-видимому, свидетельствует о том, что заметную роль в их образовании играли продукты плоскостного смыва.

Несмотря на то, что визуально породы имеют лессовый облик — пористы, карбонатны, держат вертикальные стенки и т. д., они относятся не к собственно лессам, для которых характерно содержание лессовой фракции 0,01—0,05 *мм* более 30% (Кригер, 1965, и др.), а к лессовидным суглинкам, так как количество тонкопылеватых частиц в них почти никогда не достигает 30%. Лессовидный облик этих образований, однако, нельзя связывать лишь с их эоловым генезисом. Рассчитанный нами по Фогту коэффициент зрелости глин $\left(\frac{Al_2O_3}{Na_2O}\right)$ для разрезов четвертичных отложений междуречья и прилегающих территорий показывает резкое увеличение зрелости глинистых образований от подошвы пачки покрова к его кровле (см. рис. 78). В этом же направлении увеличивается содержание устойчивых к химическому выветриванию минералов в легкой и тяжелой фракциях. Отсюда можно сделать вывод, к которому ранее пришли Л. С. Берг, И. П. Герасимов, К. И. Лукашев и др., о том, что лессообразование в значительной мере связано с процессами глубокого гипергенного преобразования отложений.

В заключение следует отметить, что, судя по скудному содержанию органического вещества в осадках, высокой карбонатности и т. д., климат времени образования этой пачки был близок к аридному.

Глины и суглинки верхней пачки нижне-среднечетвертичных отложений Ишим-Тобольского междуречья, содержащие повышенные количества Mn, V, K и B, по-видимому, могут быть использованы как сырье для удобрения в сельском хозяйстве. Аналогичные породы с успехом применяются с этой целью в районах Юго-Восточного Казахстана (Соколов, Ивкин, 1966).

Глава пятая

БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕТИЧНЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как было показано, в строении района исследований принимают участие породы позднего олигоцена (абросимовская и бещеульская свиты), раннего-среднего миоцена (ишимская свита), позднего миоцена, раннего-среднего плиоцена (черлакская свита) и позднего плиоцена (битекейские слои и их аналоги). Четвертичные отложения представлены образованиями всех четырех подразделений этой системы. Соотношения всех выделенных геологических тел показаны на геологическом профиле (рис. 79).

При расчленении осадков нами учитывались геологическое и геоморфологическое положение отложений и их биостратиграфические характеристики. Использовались новые материалы по биостратиграфии, собранные нами в последние годы (сборы пресноводных моллюсков, раковины остракод и остатки млекопитающих, данные спорово-пыльцевого анализа). При определении возраста привлекались палеонтологические материалы, имеющиеся в литературе.

Остатки животных и растений рассматривались в двух аспектах — палеонтологическом и палеобиогеографическом. В основу первого положены изменения в составе фауны и флоры, обусловленные эволюцией органического мира. Палеобиогеографическое исследование (Троицкий, 1962) использует изменения в распространении животных и растений, вызываемые переменой климата и иными причинами.

Остатки пресноводных и наземных моллюсков принадлежат 15 семействам и 71 виду. Они использовались нами в целях расчленения плиоцен-четвертичных отложений, при этом учитывались изменения в составе фауны, вызванные эволюцией форм, и перемены, обусловленные вымиранием термофильных видов в связи с похолоданием климата. В. А. Николаев (1963) отмечает, что изменение климатической обстановки в сторону похолодания в начале раннечетвертичного периода привело к вымиранию неогеновой фауны унионид. В эоплейстоцен переходят только 3 вида: *Unio pictorum* L., *U. tumidiformis* Phillipson, *U. athleta* Lindh. Одновременно появляются *U. tumidus* Phillipson. По данным В. А. Николаева, за четвертичный период и современную эпоху появилось 15 новых форм моллюсков. Три вида современных моллюсков найдены в ископаемом состоянии. Результаты наших исследований говорят о том, что среди пресноводных моллюсков происходили неоднократные перегруппировки, поэтому при выделении того или иного комплекса фауны мы учитывали не только факт вымирания или появления новых видов, но и расселения показательных форм. Большое внимание уделялось также форме и скульптуре раковин. Ряд выявленных закономерностей в составе

комплексов пресноводных и наземных моллюсков позволяет использовать их как палеонтологические остатки. Наряду с этим они используются нами и в целях палеобиогеографии, т. е. для восстановления физико-географических условий прошлого.

По остаткам растений (пыльца, споры, плоды и семена) определялся возраст третичных пород. Расчленить четвертичные отложения по растительным остаткам трудно вследствие кратковременности четвертичного периода, в течение которого образования новых видов почти не происходило. А. Н. Криштофович писал: «... Видовой состав четвертичной флоры, по крайней мере в пределах точности, допускаемой при определении ископаемых растений, лежит в пределах ныне существующих видов за исключением немногих вымерших...» (Криштофович, 1957, стр. 556). Изменения, которые произошли в растительном мире за четвертичный период, до настоящего времени недостаточно изучены. В литературе имеются указания об эволюции *Bunias* (*Cornus*) *Sukazevii* Nikit., *B.* (*Cornus*) L. Kipiani, о вымирании *Azolla interglacialica* Nikit. и о приспособлении новых видов этого рода. Вопрос о вымирании азоллии в эпоху максимального оледенения нельзя считать еще решенным.

Наряду с данными карпологического метода нами широко использовались палинологические материалы. Спорово-пыльцевой метод благодаря ряду преимуществ перед карпологическим позволяет производить не только анализ флоры, но и восстанавливать историю развития растительности, которая в современном виде была сформирована уже к концу позднего плиоцена (Покровская, 1961, 1965; Дорофеев, 1965). В связи с этим нами большое значение придается характеру растительности (строю растительности, по Анановой, 1960), различным географическим перегруппировкам, величинам смещения растительных зон и показательным видам — индикаторам климата. Состав растительности позволяет выделять осадки теплых (межледниковых) и холодных (ледниковых) эпох.

При определении принадлежности ископаемых спектров к той или иной растительной зоне нами учитывались данные рецентных спектров, полученные для различных районов Оби, Иртыша и Енисея (Гричук, 1959; Пермяков, 1964; Волкова, 1964). Изучение рецентных спектров различных растительных зон и подзон низовьев Иртыша показало, что они приближенно отражают зональный и провинциальный состав растительности и могут быть в некоторой степени приняты за эталон при реконструкции ландшафтов четвертичного времени. Следует отметить, что отсутствие нужного количества органических остатков не всегда позволяет выявить особенности растительного покрова в различные отрезки времени. Тем не менее состав и характер растительности при расчленении четвертичных осадков, проведении корреляций и определении климата играют бо́льшую роль, чем флора. Последняя наибольшее значение, как будет показано, имеет при выделении границ между крупными стратиграфическими таксонами (между миоценом и плиоценом, плиоценом и раннечетвертичным временем).

При определении возраста осадков нами использовались также остатки крупных млекопитающих, среди которых в четвертичном периоде наиболее сильно проявилось видообразование (Громов, 1948; Вангенгейм, 1960; Вангенгейм, Зажигин, 1965).

Ниже рассматриваются биостратиграфические характеристики третичных и четвертичных отложений. Органические остатки из третичных (позднеолигоценовых и миоценовых) осадков будут описаны кратко. Знание их необходимо для правильного понимания ряда изменений в составе животных и растений плиоцен-четвертичного периода.

Дочетвертичные породы

Отложения позднего олигоцена (абросимовская и бещеульская свиты, по В. А. Николаеву) весьма богаты органическими остатками. Они содержат раковины пресноводных моллюсков, широко распространенных в аналогичных отложениях соседних районов (Мартинсон, 1955; Прутская, 1958; Николаев, 1963).

В. А. Николаевым выделяются два комплекса моллюсков — шидертинский для абросимовской свиты и розановский для бещеульской. Шидертинский комплекс представлен формами западносибирской, байкальской и китайской фауны. Среди пресноводных моллюсков много видов родов *Unio* (особенно *Unio protractus* Lindh. и его вариететы), а также представителей родов *Baicalia* и *Kobeltocochiea*, указывающих на связь озерных бассейнов с водоемами Восточного Прибайкалья и Китая.

Розановский комплекс состоит из эндемиков — западносибирских унионид и вивипарид (*Unio sibiricus* Lindh. *Viviparus tenuisculpthus* Martens). и форм байкальской фауны, представленной мелкими раковинами *Goniochillus bogatschevi* Lindh., имеющими сходство с видами рода *Baicalia* (Николаев, 1963).

Отложения указанных свит содержат листовую флору, выделенную в тарский комплекс и биче-туртасский, а также большое количество семян и плодов, указывающих на развитие широколиственно-хвойных растений совместно с субтропическими формами.

Эти данные хорошо согласуются с данными спорово-пыльцевого анализа. Споры и пыльца содержатся в огромных количествах во всех изученных разрезах нижнего Иртыша (Волкова, Панова, 1964). Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о широком развитии широколиственно-хвойных лесов, в составе которых большая роль принадлежала сем. *Pinaceae* роду *Pinus* (представленному видами *Pinus cembraeformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl.). Характерно участие в составе лесов представителей сем. *Taxodiaceae* (содержание пыльцы в образцах 8—25%). Роль тсуги была невелика, содержание пыльцы ее в спектрах не превышает 1%. Присутствуют лишь 3 вида. Умеренно теплолюбивые широколиственные растения принадлежат сем. *Fagaceae* (в основном родам *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*), *Juglandaceae* и *Betulaceae*. Обнаружена пыльца (не более 3%) субтропических жестколиственных растений *Myrica* sp., *Liquidambar* sp., *Nyssa* sp., *Ilex* sp. *Magnolia* sp. Травянистая растительность была представлена формами тех же семейств, что и в неогеновых и четвертичных отложениях *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Leguminosae*, *Poligonaceae*, *Onagraceae*, *Labiatae*, *Ericaceae*, *Rubiaceae*, *Borraginaceae*, *Dipsocaceae*, *Artemisia*) (Волкова и Панова, 1964). Злаково-разнотравные ассоциации достигли наибольшего развития в конце позднего олигоцена. В целом состав растительности этого времени своеобразен и отличается от такового неогенового времени.

Отложения раннего-среднего миоцена (ишимская свита), как показано на рис. 79, залегают согласно, слегка погружаясь к северу. Органических остатков, кроме пыльцы и спор, в исследованных нами разрезах не обнаружено. Однако В. А. Николаев (1963) отмечает, что ишимская свита в бассейнах Оми, Ишима и Тобола, а также в среднем течении Иртыша содержит раковины пресноводных моллюсков, которые выделены им в лежанский комплекс. В отличие от вышеописанных лежанский комплекс состоит исключительно из сибирских эндемиков *Unio sibiricus* Lindh., *U. subplanatus* Lindh., *U. unidiferens* Lindh.). В больших количествах присутствуют раковины *Unio pronus* Martens. и представители рода *Viviparus*.

Преобладание сибирских унионид и вивипарид позволило В. А. Николаеву отнести эти отложения к первой половине миоцена.

Палинологические материалы, по нашим данным, также указывают на глубокие изменения в составе флоры и растительности ишимского времени. Исчезли некоторые представители субтропических растений и уже в самом конце позднего олигоцена — флоры тургайского типа. В ишимское время на территории района были широко развиты мелколиственно-хвойные леса. В отличие от растительности позднего олигоцена возросла роль *Pinus* aff. *silvestris*, *P. strobiformis*, *P. sibiriciformis*. Более богато и разнообразно были представлены темнохвойные. Важную роль стали играть пихта и ели из секций *Omorica* и *Eupiceae*. Резко сократилось количество представителей сем. *Taxodiaceae*. Содержание пыльцы растений этого семейства не превышало 3%. Существенная перестройка произошла и в составе покрытосемянных растений. Господствующее положение заняли представители сем. *Betulaceae*, особенно *Alnus* sp., *Betula* sp. Ольхово-березовые леса вместе с хвойными являлись господствующими. Широколиственные растения *Carpinus* sp., *Pterocarya* sp., *Caria* sp. *Juglans* sp. и др. имели подчиненное значение. Травянистая растительность была представлена злаковыми, бобовыми и маревыми. Весьма характерно для растительности этого времени развитие сфагновых и зеленомошных болот и большое количество папоротников из сем. *Polypodiaceae*. Весь облик растительности свидетельствует об умеренно теплом и достаточно влажном климате. Эволюция флоры шла в направлении сокращения теплолюбивых и влаголюбивых форм. По составу она весьма сходна с флорой Крынки Европейской части СССР, которая считается характерной для среднего миоцена. Таким образом, флора и растительность времени ишимской свиты на Тоболе и Иртыше резко отличаются от флоры и растительности позднего олигоцена. Это позволяет отложения, описанные нами под именем бещеульской и ишимской свит, считать разновозрастными. Резкие различия в составе растительности разных свит обусловлены изменениями климата в сторону похолодания.

Отложения позднего миоцена, раннего-среднего плиоцена (черлакская свита) представлены суглинками и глинами с карбонатными конкрециями. Они слагают Ишим-Тобольское междуречье и всю южную часть района (см. рис. 79). В многочисленных обнажениях и разрезах скважин, исследованных нами, органических остатков не встречено. Исключение составляет обнажение черлакской свиты на Иртыше к северу от пос. Черлак. Здесь обнаружены раковины *Unio subellipteus* Lindh., одного из представителей левантинских видов, входящих в состав новостаничного комплекса, характерного (по Николаеву, 1963) для черлакской свиты. В. А. Николаев отмечал, что для пресноводной фауны черлакской свиты характерно широкое развитие левантинских видов и появление представителей пресноводных моллюсков *Pisidium amnicum* Müll., *Limnaea stagnalis* L., *Valvata piscinalis* Müll.

В Павлодарском Прииртышье в отложениях черлакской свиты обнаружены остатки гиппарионовой фауны. Раковины пресноводных моллюсков и остатки гиппарионов позволили датировать отложения поздним миоценом, ранним и средним плиоценом. Палеонтологические остатки свидетельствуют о климате сухом, но достаточно теплом.

На более сухой климат указывают и данные спорово-пыльцевого анализа. В черлакское время были широко развиты лугово-степные фитоценозы, близкие к современным. В спектрах черлакской свиты (бассейн Ишима) содержится 20—30% пыльцы полыней и 20—50% маревых. Встречена пыльца *Ephedra*, *Leguminosae*, *Cruciferae*. Пыльца древесных пород составляет 20—30% и принадлежит в основном сосне обыкновенной

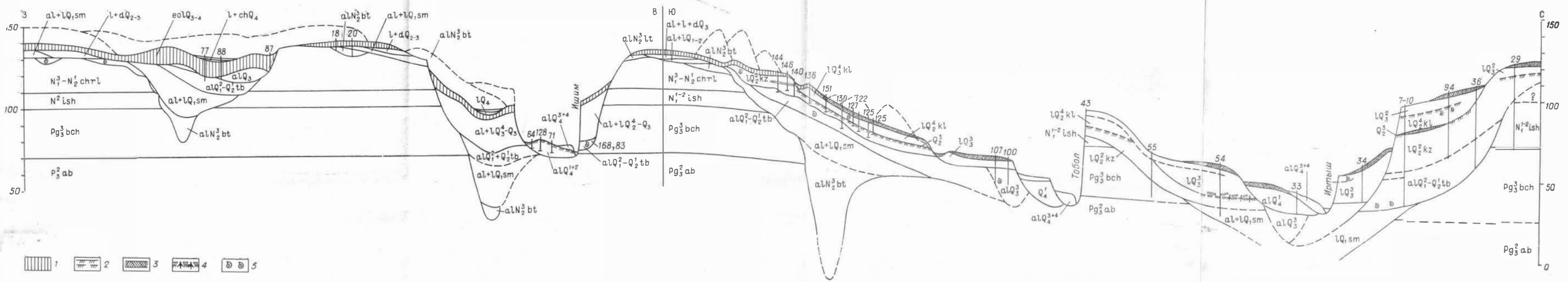


Рис. 79. Сводный схематический профиль через Ишимскую степь и западную часть Обь-Иртышского междуречья.

Pg_3^2ab — суглинки и алевролиты абросимовской свиты, Pg_3^3bch—ритмичное чередование алевролитов и суглинков бещеульской свиты, $N_1^{1-2}ish$ пески и алевриты ишимской свиты, $N_1^3 - N_2^1chrl$—серые, зеленовато-серые и пестроцветные глины черлакской (павлодарской) свиты, alN_2^3bt—аллювиальные разнозернистые пески с прослоями гравия и гальки (битककейские слои), lQ_1sm—озерные глины и суглинки семейкинской свиты, $al + lQsm$ — аллювиальные и озерные суглинки и пески — аналоги семейкинской свиты, $al + lQ_{1-2}$ — аллювиальные пески, озерные суглинки ранне-среднечетвертичного возраста (нерасчлененные), $alQ_2^2 - Q_2^1tb$ — аллювиальные пески тобольской свиты, lQ^2_2kz —озерные суглинки и супеси эпохи самаровского оледенения (казаковская свита), lQ^4_2kl — озерные алевриты и пески эпохи тазовского оледенения (колтырминская свита), lQ^4_2 — озерные алевриты, озерно-болотные отложения и почвы самарово-тазовского времени, $al + lQ^4_2$ — аллювиальные и озерные суглинки и алевриты эпохи тазовского оледенения, $l + dQ_{2-3}$ — озерные и делювиальные преимущественно суглинистые отложения средне-позднечетвертичного возраста, alQ_3 — аллювиальные пески и супеси позднечетвертичного возраста, $al + lQ^4_2 - Q_3$ — аллювиальные и озерные суглинки, алевриты и пески конца среднечетвертичного — позднечетвертичного времени (нерасчлененные), alQ^3_3— аллювий второй надпойменной террасы Иртыша — пески, алевриты, реже суглинки позднечетвертичного возраста (каргинские), lQ^3_3 — озерные облессованные суглинки и супеси позднечетвертичного (зырянского) времени, $al + l + dQ_3$ — аллювиальные, озерные и делювиальные нерасчлененные отложения (главным образом суглинки) позднечетвертичного возраста, $eolQ_{3-4}$ — эоловые алевриты и пески позднеледниковья и раннего голоцена, alQ^1_4 — аллювий и озерные отложения первых надпойменных террас, alQ_4^{1+2} — аллювий первых надпойменных террас рек области плиоценовой пластовой равнины (первая половина голоцена), alQ_4^{3+4}— аллювий пойм (вторая половина голоцена), $l + chQ_4$— озерные и хемогенные голоценовые отложения, *1* — лессовидные отложения, *2* — погребенные почвы, *3* — торф, *4* — лесная подстилка и пни, *5* — раковины пресноводных и наземных моллюсков.

И. А. Волков, В. С. Волкова, И. И. Задкова

и березе. Пыльца широколиственных пород и сем. *Taxodiaceae* отмечается в виде единичных зерен. Таксодиевые в черлакское время существовали на положении реликтов. В раннем-среднем плиоцене лесные формации были замещены лесостепными, северная граница которых, по-видимому, проходила по широте г. Тобольска. Южнее была развита растительность саваннового типа. В распределении ландшафтов того времени была выражена географическая зональность.

Позднеплиоценовый (битекейский) аллювий, залегающий стратиграфически выше черлакской свиты, достаточно широко распространен и залегает в эрозионных понижениях поверхности этой свиты (см. рис. 79). Битекейский аллювий знаменует начало нового цикла осадконакопления Западной Сибири.

Впервые его выходы были описаны в Северном Казахстане на руч. Битекей (правый приток Ишима). Здесь найдены разнообразные органические остатки. Из аллювия Ю. А. Орловым (1929, 1930) впервые были описаны остатки крупных млекопитающих, живших в разные геологические эпохи: остатки *Mastodon tapiroides* и *M. angustidens*, жирафы, верблюдов (*Camelus praebactrianus* Orlov. и представитель рода *Paracamelus*), носорогов, оленей, крупных кошек и гиен, лошадей, черепах. В. А. Линдгольмом (1932а) отсюда же были определены раковины пресноводных моллюсков. Он отметил эндемичность пресноводной фауны битекейских слоев и ее бедность. Большое количество видов, по его данным, являются новыми, но характерными для европейского левантина. Наряду с новыми среди пресноводных моллюсков встречены формы *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgisorum* Lindh., и скульптированные вивипариды (*Viviparus polytropis* Lindh.), аналогов которых много в левантине Славонии. На связь моллюсков битекейских слоев с европейским левантином указывает В. В. Богачев (1961).

До последнего времени возраст аллювия на р. Битекей устанавливался достаточно неопределенно. Некоторые исследователи определяли его по остаткам крупных млекопитающих как среднемиоценовый — средне-верхнеплиоценовый (Борисяк, Беляева, 1948; Никифорова, Гербова, Константинова, 1960). Эти исследователи указывали на неопределенность возраста и смешанный состав фауны. В. В. Лавров (1959) считал, что наличие в этом районе остатков гиппариона и лошади может свидетельствовать о верхнеплиоценовом-нижнечетвертичном возрасте битекейского аллювия. По пресноводной фауне осадки обычно датируются как средний и верхний плиоцен.

Решению вопроса о возрасте битекейских слоев значительно способствовали в последние годы исследования Е. В. Шанцера, Ю. А. Лаврушина, Т. М. Микулиной (1965). Ими был собран дополнительный материал по биостратиграфии. Особенно большое значение имела фауна мелких млекопитающих (грызунов и зайцеобразных), пресноводных моллюсков и данные палинологии. По мнению указанных исследователей, битекейские слои могут быть сопоставлены с отложениями обнажения Домашкины вершины Заволжья, куяльником Одессы и верхней частью акчагыла, т. е. их возраст определяется как позднеплиоценовый. Накопление аллювия происходило в мелких степных реках.

Наши исследования показали, что аллювий битекейского типа широко распространен в юго-западной части Западной Сибири. И. А. Волковым обнаружены новые места захоронения раковин пресноводных моллюсков. Из отложений на руч. Битекей им собраны и определены: *Unio exquistus* Lindh., *U.* cf. *bituberculosus* Martens., *U. robustus* Lindh., *Corbicula fluminalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium cappillaceum* Lindh. и гастроподы *Radix ovata* Drap., *Bithynia tentaculata* L., *Bithynia* (*Tylopoma*)

kirgisorum Lindh., *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* (Müll.), *V.* (*Boristhenia*) *pronaticina* Lindh. Среди найденных раковин *Valvata piscinalis* Müll. присутствует в массе, а представителей рода *Tylopoma*, обычно характерного для среднего плиоцена (по Линдгольму, 1932а), встречено 15 экземпляров. Возраст осадков по пресноводным моллюскам можно определить как средний-верхний плиоцен. Однако наличие в них в массовых количествах вальват, по нашему мнению, не позволяет считать этот комплекс среднеплиоценовым (новостаничным, по Николаеву, 1963), значит, возрастной предел осадков сужается и их можно считать верхнеплиоценовыми.

Для битекейского комплекса фауны характерно также достаточно большое количество представителей рода *Unio*. В отложениях, вскрывающихся в районе г. Петропавловска, в 2 *км* к югу от кирпичного завода, И. В. Волковым определены виды *Unio kutschum* Bog., *U. pronus* v. Martens., *U. perdeclivis* Lindh., *U.* cf. *indifferens* Lindh., *U.* cf. *exquistus* Lindh. Присутствуют также скульптированные раковины *Viviparus polytropis* Lindh. Последние указывают на связь фауны с европейским левантином. Об этом же свидетельствуют достаточно разнообразные по видимому составу формы *Unio*.

В западной части котловины оз. Медвежье в составе битекейского комплекса, кроме представителей рода *Unio*, в больших количествах присутствуют *Goniochilus bogatshevi* Lindh., *Valvata* cf. *piscinalis* (Müll.), *Viviparus* (*Viviparus*) *tenuisculptus* (v. Martens), *Bithynia* cf. *aenigmatica* Lindh. В значительно меньших количествах обнаружены раковины *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgisorum* Lindh., *Lithoglyphus* sp. indet.

В составе битекейской фауны в 1 *км* от оз. Минней встречены *Limnea* sp. indet и *Planorbis* sp. indet., а в районе оз. Теке *Planorbis planorbis* L., *Anisus spirorbis* L., *Radix lagotis* (Schrank).

В районе пос. Булаево и западнее его в отложениях, аналогичных битекейским, совместно с фауной унионид, *Bithynia kirgisorum*, *Viviparus polytropis* содержатся раковины, обычно встречающиеся в четвертичных слоях, принадлежащие *Gyraulus laevis* Alder. и *Galba palustris* Müll.

Таким образом, на основании изучения обнажений и анализа органических остатков мы приходим к выводу о более широком распространении битекейского аллювия, чем это считалось ранее. По нашим данным, битекейская фауна отличается от миоценовых и среднеплиоценовых комплексов рядом особенностей. Для битекейского комплекса характерна бедность видового состава, но в нем еще присутствуют формы, указывающие на сходство и связь фауны с левантином Европейской части СССР. В битекейском аллювии содержатся вивипариды со скульптурой, резко отличающейся от скульптуры видов *Viviparus* из четвертичных отложений, массовые количества *Valvata piscinalis* вида, известного еще со среднего плиоцена, с другой стороны, появляются виды, обычно широко распространенные в четвертичных образованиях.

Массовое появление *Valvata piscinalis* совместно с четвертичными формами *Pisidium amnicum*, *Gyraulus laevis*, *Galba palustris* и наличие видов рода *Unio* позволяют относить осадки к верхнеплиоценовому возрасту. В данном комплексе представители фауны среднего плиоцена *Bithynia kirgisorum* и *Viviparus polytropis* встречаются обычно в виде одиночных экземпляров. Эти виды, существовавшие на положении реликтов, указывают на теплые климатические условия в позднем плиоцене.

Спорово-пыльцевой анализ образцов из битекейских слоев и их аналогов показал широкое развитие в районе исследований ксерофитных степей, близких к современным. Роль древесных пород была очень мала.

Встречены единичные зерна сосен секции *Strobus*, березы, ольхи и широколиственных пород *Carya* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Juglans* sp. Однако возможность произрастания широколиственных пород совместно с ксерофитной растительностью (Букреева, 1965) сомнительна, не исключено, что пыльца этих растений переотложена. Хорошая сохранность пыльцы и широкое ее распространение по разрезу позволяют предполагать, что широколиственные породы в качестве реликтов вполне могли сохраниться по долинам рек и в горах, окружающих низменность, и пыльца этих пород не является переотложенной, как это считает Г. Ф. Букреева (1965).

В растительности позднего плиоцена наряду с зональными отчетливо проявились провинциальные особенности. Так, в Северном Казахстане и в бассейне Тобола и Ишима преобладали полынно-маревые степи. В спектрах встречено 50—70% пыльцы маревых и 20% полыней. К востоку от Ишима травянисто-кустарничковый покров представляет собой разнотравно-злаковую степь. В спектрах отложений содержится 30—50% пыльцы злаков и до 30% разнотравья. С продвижением на восток возрастает роль березы и мезофильной травянистой растительности. Климат позднего плиоцена был близок, но не тождествен современному. Органические остатки свидетельствуют о еще достаточно теплом и сухом климате.

Четвертичные породы

Раннечетвертичные отложения (семейкинская свита и ее аналоги) на юге района широко распространены. Они представлены озерными отложениями. Накопление их началось, вероятно, еще в конце позднего плиоцена. В низовьях Иртыша шло накопление нижней части толщи озерных суглинков и глин (семейкинская свита, по Волковой, 1964, 1966), к югу от широтного отрезка Иртыша отлагались осадки, вскрытые в скважинах. Отложения содержат раковины наземных и пресноводных моллюсков, остатки остракод, плоды, семена, споры и пыльцу.

Из перечисленных остатков более подробно следует рассмотреть фауну пресноводных и наземных моллюсков, найденных нами в многочисленных обнажениях. Пресноводные и наземные моллюски в последнее время все чаще стали использоваться для расчленения четвертичных образований. Из четвертичных осадков северо-восточных районов Казахстана А. П. Прутская (1958) выделила 3 комплекса моллюсков, позволяющих расчленить осадки на нижне-среднечетвертичные, среднечетвертичные и голоценовые. В. А. Николаев (1963) показал, что пресноводная и наземная фауна моллюсков позволяет расчленить четвертичные отложения более дробно. Им выделено 3 комплекса для эоплейстоценовых осадков, 3 для плиоцена и 1 голоценовый. В последнее время достаточно хорошо описаны комплексы моллюсков У. Н. Мадерни (Бобоедова, Илларионов, 1964) для плиоцен-четвертичных отложений северной и центральных частей Тургайского прогиба. Наши сборы подтверждают выводы В. А. Николаева и У. Н. Мадерни о роли пресноводных и наземных моллюсков в расчленении четвертичных накоплений и позволяют высказать некоторые соображения по этому вопросу, касающиеся рассматриваемого района.

Из нижнечетвертичных особенно богаты пресноводными моллюсками осадки, развитые южнее широтного отрезка Иртыша. В районе пос. Черлак, на правом берегу Иртыша, в озерных образованиях найдены обломки крупных раковин рода *Potomida* (*Unio*) *tumidiformis* Lindh. В 1 *км* ниже поселка вновь обнаружены створки *Potomida* (*Unio*) cf. *tumidiformis* Lindh. и *P.* (*Unio*) *tumidiformis* Lindh., *Corbicula fluminalis* Müll.

В скв. 2, расположенной в юго-восточной части района, в слюдистом комковатом суглинке обнаружено большое количество раковин пресноводных моллюсков с некоторой примесью наземных. Пресноводные моллюски принадлежат 5 семействам и 22 видам. Раковины встречены в виде целых экземпляров, створок, обломков. Определены крупные и тонкостенные раковины *Limnaea stagnalis* (L.). В комплексе содержатся большие количества *Valvata* (*Cincinna*) cf. *piscinalis* (Müll.), *V.* (*Cincinna*) *piscinalis* (Müll.) var *borealis* Milach., *V.* (*Cincinna*) *aliena* West. в виде крупных экземпляров с хорошо выраженной поперечной редкой штриховкой и ясными спиральными линиями. Характер скульптуры сходен со скульптурой *Valvata pronaticina*. В меньших количествах встречены *Valvata* (*Cincinna*) *aliena* West., var. *korothevii*, *V.* (*Tropidina*) *pulchella* Studer. Совместно с этими раковинами обнаружены целые экземпляры *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgisorum* Lindh., *B.* cf. *borissjaki* Lindh. и *B.* cf. *leachi* (Sheep). Два первых вида являются реликтами третичного времени. Много также *Planorbis planorbis* L., *Armiger crista* L., есть виды сем. *Sphaeridae*—*Sphaerium asiaticum* Martens., *S. corneum* L., *S.* (*Sphaeriastrum*) *rivicola* Lam., *Pisidium* (*Eupisidium*) cf. *amnicum* Müll. Обнаружена, кроме того, раковина *Gastropoda*, значительно отличающаяся по строению от четвертичных гастропод. Эта раковина имеет высоту 11 *мм* при ширине 3 *мм*. Для нее характерны гладкие уплощенные и быстро возрастающие по высоте обороты. По характеру скульптуры она близка к *Goniochilus*, но более узкая. Находки этой раковины совместно с четвертичными видами позволяют считать ее реликтом третичного времени. Обычно в четвертичных отложениях гастроподы такого строения не встречаются.

Наземные моллюски принадлежат 2 семействам и 3 видам. Здесь присутствуют раковины *Succinea oblonga* Drap., var. *schumacheri* Ander., *Vallonia tenuilabris* Al. Braun.

Аналогичный комплекс раковин обнаружен в темно-сером слюдистом суглинке с мелкими известковистыми конкрециями и обильными растительными остатками, вскрытом в скв. 27 (глубина 24,4—28,5 *м*) в юго-восточной части района. Часть раковин найдена в виде парных створок. Определены следующие виды: *Radix* sp., *Limnaea stagnalis* L., *L.* sp. indet., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus gredleri* (Biez, 15 экземпляров), *Valvata* (*Cincinna*) *aliena* West. (в массе), *V. piscinalis antiqua* Sowarby., *Unio* sp. indet., *U. atleta* Lindh., *Anodonta* sp. indet., *Sphaerium asiaticum* Martens., *S. corneum* L., *Pisidium amnicum* Müll. (в большом количестве створки с правильной редкой концентрической ребристостью, среди которых имеются раковины, достигающие длины 9 *мм*), *Pisidium amnicum* Müll. с хорошо выраженной концентрической складчатостью, сходной с *Pisidium astartoides* Sand., *P. casertanum* (Poli, глубина 27 *м*, в массе).

Сходный состав раковин в скв. 18, расположенной у дер. Смыково, в 1 *км* южнее оз. Домашнее. В суглинках семейкинской свиты в низовьях Иртыша моллюски отсутствуют. Однако эти осадки по стратиграфическому положению и литологическому составу сходны с отложениями, вскрытыми в разрезах и скважинах к югу от широтного отрезка Иртыша. Отсутствие остатков моллюсков в низовьях Иртыша обусловлено, по-видимому, географическим положением разрезов.

Рассмотренный комплекс моллюсков может быть использован для расчленения четвертичных отложений и определения палеоклиматических условий. В битекейских слоях и более молодых четвертичных отложений подобного комплекса не встречено. Комплекс характеризуется бедным видовым составом представителей рода *Unio*. В связи с похолоданием климата к началу раннечетвертичного времени неогеновые униониды почти полностью вымерли. В комплексе встречено всего лишь 2 их вида:

Potomida (*Unio*) *tumidiformis* и *Unio athleta*. По-видимому, на положении реликтов они существовали всю первую половину раннечетвертичного времени. В качестве реликтов присутствовали и *Bithynia* (*Tilopoma*) *kirgizorum* и *Gastropoda*, по характеру скульптуры близкая к *Goniochilus*. Наличие реликтов является одной из характерных черт этого комплекса. Весьма примечательны также массовые находки раковин моллюсков *Pisidium amnicum*, *Planorbis planorbis* и *Gyraulus gredleri*. Благодаря этим видам данный комплекс легко отличить от битекейского. Следует отметить, что раковины *Valvata piscinalis* данного комплекса по своей скульптуре значительно отличаются от таковых более молодого возраста. Характерно также присутствие видов сем. *Sphaeridae* и раковин *Limnaea stagnalis*. Все перечисленные признаки позволяют считать этот комплекс показательным для раннечетвертичного времени.

Существенная перестройка фауны моллюсков произошла из-за похолодания климата. На это указывает вымирание фауны унионид, расселение эвритермных видов *Pisidium amnicum* и *Valvata piscinalis*, ныне распространенных от берегов Сицилии до 70° с. ш., а также наличие наземного бореального вида *Vallonia tenuilabris*, который широко распространен по берегам рек в европейской тайге и живет на лесной подстилке в подзоне мелколиственных лесов юга Западной Сибири (Дроздов, 1964). Однако, несмотря на похолодание, климат продолжал оставаться достаточно теплым, о чем свидетельствуют находки в комплексах третичных реликтов. Так, вид *Potomida* (*Unio*) *tumidiformis* и другие представители рода *Unio* в настоящее время обитают в западноевроазиатских областях (субтропики Средиземноморья, Ближний Восток, Франция). На весьма благоприятные климатические условия указывает вид *Corbicula fliminalis* (Жадин, 1952; Волкова, 1962а, б).

Кроме раковин пресноводных моллюсков, в озерных отложениях обнаружены Т. А. Казьминой остракоды (в скв. 18 в интервале 15—39 *м*). Большое скопление их отмечается на глубине 26—28 *м*, т. е. в том же интервале, в котором найдены в массе пресноводные раковины. Остракоды представлены *Candoniella subellipsoida* Scharapova, *C. schubinae* Mandelstam., *Iliocipris brabyi* Sars., *Il. gibba* Ramdohr., *Eucipris facosa* Schneider., *Candona albicans* (Brady), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Limnocithere flexa* Negadaev, *L.* aff. *scharapova* Schweyer. По мнению Т. А. Казьминой, осадки в интервале 15—39 *м* можно сопоставить с кочковской свитой других районов Западной Сибири. Однако по составу раковины пресноводных моллюсков (осадки интервала 15—29 *м*) относятся к раннечетвертичному времени. По времени накопления они, по-видимому, соответствуют только верхней части кочковской свиты юга Западной Сибири. Отложения, залегающие ниже (29—39 *м*), формировались в конце позднего плиоцена — начале раннечетвертичного времени, после накопления слоев с битекейской фауной.

Из других органических остатков изучены пыльца и споры. Плоды и семена определены только из верхней части семейкинской свиты в низовьях Иртыша (Никитин, 1938; Волкова, 1966). До настоящего времени флора нижней толщи семейкинской свиты на Иртыше и в скважинах не изучена, и растительность того времени можно охарактеризовать только по палинологическим материалам.

В конце плиоцена — начале раннечетвертичного времени (нижняя часть семейкинской свиты) в связи с понижением среднегодовых температур и повышением количества осадков произошла резкая перестройка в составе растительности. На месте степей и лесостепей широкое развитие получили березово-сосновые леса (пыльцы березы 40%, сосны — 45%), а по долинам рек — ель, кедр, ольха, содержание пыльцы которой в от-

дельных образцах достигает 30%. В составе лесов в качестве подлеска получили распространение широколиственные породы (липа, вяз, орешник, дуб). Значительную роль в составе растительности играли сосны секции *Strobus*. Границы ландшафтных зон были смещены относительно современного положения на 200—300 *км*.

Во вторую половину раннечетвертичного времени (верхняя часть семейкинской свиты) произошло похолодание климата. Были вытеснены широколиственные породы. На месте южнотаежных лесов появились степь и лесостепь. В спектрах господствующее положение заняла пыльца трав (до 45—60%) и споры (40—45%). Содержание пыльцы древесных пород не превышало 10%. Среди спор первое место занимали сфагновые, затем зеленые мхи. Южнее широты г. Петропавловска располагалась степь, сочетавшаяся с березовыми колками и елью по долинам рек. Палинологические материалы бассейна Иртыша указывают на похолодание климата во вторую половину раннечетвертичного времени, однако индикаторов холодного климата, аналогичных таковым самаровского времени, не обнаружено. Холодная фаза климата при отсутствии ледниковых отложений еще не может являться доказательством существования оледенения во вторую половину раннечетвертичного времени. Возможно, похолодание климата связано с существованием ледников в горах, окружающих низменность. Палинологические материалы указывают, что раннечетвертичное похолодание по продолжительности и амплитуде было значительно меньшим, чем в эпоху максимального оледенения.

В конце раннечетвертичного времени климат вновь потеплел. Спектры верхней части семейкинской свиты и ее аналогов на юге низменности свидетельствуют о широком развитии кедрово-сосновых лесов с примесью березы и ели. Растительные зоны имели расположение, близкое к современному.

Отложения тобольского времени, накопление которых происходило в теплую эпоху, предшествовавшую максимальному оледенению, богаты органическими остатками (особенно в нижней части). В этой свите обнаружены остатки млекопитающих, микротеривая фауна, раковины пресноводных моллюсков, остракоды, пыльца, плоды и семена. Остатки крупных млекопитающих принадлежат тираспольскому фаунистическому комплексу, нами они рассмотрены при характеристике тобольской свиты низовьев Иртыша (Волкова, 1966). На основании данных по фауне млекопитающих мы пришли к выводу, что тобольская свита имеет скользящие границы. Возраст ее не следует ограничивать миндель-рисским веком. Отложения начали формироваться в конце раннечетвертичного времени и продолжали накапливаться в первую половину среднечетвертичного времени. Климатические условия были теплее современных. Об этом свидетельствуют находки остатков мелких грызунов в районе поселков Надцы-Кошелево. Здесь встречены *Microtus* ex. fr. *brandtii* Pall. и *M.* conf. *oeconomus* Pall. (определения И. М. Громова). Указанные остатки собраны нами случайно. Нет сомнения, что специальные сборы остатков грызунов дадут новые интересные факты относительно стратиграфического значения этой группы. О палеобиогеографическом значении этих остатков судить также пока трудно. Ареалы их распространения недостаточно изучены. Судя по современному распространению полевки-экономки, климатические условия времени накопления свиты следует признать теплее современных. Величина смещения ландшафтных зон около 1000 *км*.

Аллювий тобольской свиты богат раковинами пресноводных и наземных моллюсков. Нами были выявлены новые места захоронения раковин и установлено, что видовой состав их в южном направлении становится

более разнообразным, а раковины *Corbicula fluminalis* Müll. — более толстостенными.

В обнажении у пос. Крутоярка (правый берег Иртыша) из основания аллювия собраны в массе раковины *Corbicula fluminalis* Müll. совместно с *Valvata* (*Cincinna*) *aliena* West., *V.* (*C.*). *piscinalis* Müll., *Limnaea* sp., *Planorbis* sp., *Pisidium* (*Eupisidium*) *amnicum* Müll. Аналогичен состав раковин аллювия, слагающего цоколь второй надпойменной террасы в районе пос. Крутоярка. В районе г. Омска в песчаных отложениях свиты собрано большое количество раковин *Corbicula fluminalis* Müll. — мелкие и крупные створки и целые экземпляры. Вместе с ними обнаружены обломки окатанных раковин *Unio* sp., которые по всем признакам являются переотложенными из более древних осадков. Здесь найдены также большие количества *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium rivicola* Lamarck.

Аналогичный комплекс раковин, но более разнообразный по видовому составу имеют ожелезненные пески с глинистыми катунами района пос. Ермаки. В отложениях здесь присутствуют в массе *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll. В меньших количествах встречены раковины *Corbicula fluminalis* Müll, *Gyraulus gredleri* (Bielz) и *Sphaerium* (*Sphaeriastrum*) *rivicola* Lam. В том же сочетании встречаются пресноводные моллюски в тобольской свите в низовьях Иртыша. Исключение составляет вид *Sphaerium rivicola* Lam., раковины которых севернее широтного отрезка Иртыша не найдены. Самым северным пунктом находок *Corbicula fluminalis* совместно с *Valvata piscinalis* и *Pisidium amnicum* является обнажение у пос. Семейка. Комплекс раковин обнаружен там в озерно-дельтовых фациях тобольской свиты.

В целом для тобольской свиты установлен весьма своеобразный комплекс моллюсков, который отличается по составу от нижнечетвертичного и более молодых. Для комплекса характерно отсутствие раковин рода *Unio*. В связи с ухудшением климатических условий представители этого рода в первой половине раннечетвертичного времени на территории Западной Сибири вымерли и позднее не появлялись. Для тобольского комплекса характерно наличие больших количеств *Corbicula fluminalis*, но уже в сочетании с *Valvata piscinalis*, *Pisidium ammnicum*. Во всех образцах отмечается резкое сокращение числа раковин *Gyraulus gredleri*. По-видимому, этот моллюск с улучшением климатических условий мигрировал к северу. Весьма примечательным является присутствие раковин *Sphaerium rivicola*. Рассмотренный комплекс раковин следует считать характерным для тобольской свиты. Моллюски этого комплекса весьма показательны и могут быть использованы в целях оценки палеоклимата. В этом отношении большой интерес представляет *Sphaerium rivicola*. Этот моллюск в настоящее время живет в более теплом климате, чем климат Западной Сибири. Он найден в реках Франции, Англии и широко распространен в бассейнах Днепра, Дона, Волги, Урала. Находки термофильного моллюска также указывают на исключительно теплый климат. Исходя из современных ареалов распространения *Corbicula fluminalis*, можно предположить, что среднегодовая температура в низовьях Иртыша была выше современной на 13—14° (Волкова, 1962а, б). Вопрос о том, мог ли моллюск *Corbicula fluminalis* пережить раннечетвертичное оледенение, является дискуссионным. В. А. Николаев (1963) считает, что территория Западной Сибири в раннечетвертичное время не покрывалась льдами, иначе бы вместе с моллюсками рода *Unio* вымер бы и *Corbicula fluminalis*. Однако на территории Европейской части СССР раковины этого моллюска найдены в миндель-рисских образованиях. На наличие морены раннечетвертичного оледенения на севере низменности указывают В. Н. Сакс

(1948 и др.), Г. И. Лазуков (Лазуков и др., 1962), С. А. Архипов (Архипов, Матвеева, 1964) и др. Для окончательного выяснения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

Тобольская свита содержит также многочисленные плоды и семена. Они подробно изучались П. А. Никитиным (1938), И. А. Корчагиной (1958), В. П. Никитиным (1965), М. Г. Кипиани и Г. А. Балуевой по образцам из ряда обнажений тобольской свиты широтного и меридионального отрезков Иртыша. П. А. Никитин отмечал, что для флоры тобольской свиты («диагональные пески», по Никитину) характерно присутствие до 15% экзотов, т. е. растений, которые в настоящее время на территории данной местности не произрастают. Среди экзотов им особенно отмечены *Azolla interglacialica* Nikit., *Salvinia natans* All., *Selaginella selaginoides* Link., *Thypa* cf., *angustata* Bory. et Chaub., *Sparganium minimum* Tr., *Potamogeton fluitons* Roth., *P. marinus* L., *Najas flexilis* Willd., *N. graminea* Deb., *Heleocharis acicularis* Roem. et Schult. Кроме того, много растений-космополитов. П. А. Никитин отмечал, что флора диагональных песков отличается от флор Европейской части СССР отсутствием альдрованды, бразении и водяного ореха, что не позволяет выделить теплое начало, жаркую середину и холодный конец межледниковья. Климат, исходя из данных флоры, П. А. Никитин считал прохладным, похожим на современный, возможно, холоднее его (Никитин, 1938). Следует отметить, что в составе флор диагональных песков присутствуют формы с южными ареалами, которые в настоящее время в бассейне нижнего Иртыша не произрастают. Их ареалы сместились к югу, в пределы степной зоны (Волкова, 1966), что указывает на формирование осадков в более благоприятных климатических условиях.

Споры и пыльца тобольской свиты изучены по образцам, взятым из тех же обнажений, что и флора. Палинологические материалы позволяют наметить 3 фазы развития растительности, по которым можно судить о колебаниях климата.

В начале тобольского времени произрастали березовые и березово-сосновые леса. Роль темнохвойных пород была незначительна, широколиственных пород не было. Травянистый покров был представлен злаково-разнотравными ассоциациями. Во вторую половину тобольского времени начался расцвет еловых лесов. В спектрах содержится пыльцы ели до 20%, что в 2 раза превышает ее количество в поверхностных пробах. Отмечаются 2 фазы развития еловых лесов (два максимума пыльцы ели, 14% и 20%). С фазой развития еловых и березово-сосновых лесов связано присутствие широколиственных пород (вяза, липы, лещины). Наличие в это время широколиственных пород в бассейне рек Енисея отмечает В. В. Зауер (1958), а в бассейне среднего и верхнего течения Оби — М. П. Гричук (1961). О. В. Матвеева (Архипов, Матвеева, 1964) считает, что широколиственные породы в тобольское время на территории Западной Сибири не произрастали. По-видимому, этот вывод правилен лишь для приенисейской части низменности. Спектры тобольской свиты Иртыша отражают провинциальные особенности развития растительности, которые всегда должны учитываться геологами и палинологами при интерпретации спорово-пыльцевых спектров.

Для тобольского времени отмечаются перегруппировки и в составе травянистой растительности. Среди злаково-разнотравных группировок возросла роль водных и прибрежно-водных растений. Результаты спорово-пыльцевого анализа хорошо согласуются с данными П. А. Никитина. Большой интерес представляют находки массул *Azolla interglacialica* и *Salvinia natans*. Последняя форма ныне живет в степной зоне. В тобольское время, в периоды иссушения, она проникала на север более чем на 400 *км*.

Степные виды в то время были расселены до широты пос. Семейка. В конце тобольского времени лесной тип растительности сохранился. Возросла роль сибирского кедра. В связи с похолоданием климата были вытеснены ель и широколиственные породы. Таким образом, палинологические данные указывают на неоднократные перемены в составе растительности, обусловленные колебаниями климата. Климат не был однообразным и более холодным, чем теперь, о чем свидетельствуют различные ископаемые органические остатки.

Среднечетвертичные отложения (казаковская, колтырминская свиты и их аналоги) накопились в эпохи максимального и тазовского оледенений. Они вскрыты в обнажениях Обь-Иртышского водораздела в скважинах на левобережной равнине к югу от широтного отрезка Иртыша. По времени накопления им синхронны отложения вторых террас рек Ишима и Тобола. Накопление отложений происходило преимущественно в озерных бассейнах. Палеогеографическая обстановка обусловила своеобразное развитие органического мира.

В озерных отложениях эпохи самаровского оледенения (казаковская свита) обнаружены остатки *Mammuthus tragontherii* Phol. (деревни Черная — Преображенская, поселки Абалак и Крапива), *Equus caballus* cf. *chosaricus* V. Grom (обнажение у пос. Липовка), *Bison priscus longicornis* V. Grom. (обнажение у пос Абалак). В. И. Громов (1955, 1963) отмечает, что подобные виды животных являются руководящими для хазарского фаунистического комплекса. Они характерны для открытых пространств и резкого континентального климата. Э. А. Вангенгейм (Вангенгейм, Зажигин, 1965) подчеркивает, что хазарский фаунистический комплекс типичен для эпохи максимального оледенения. Геологический возраст остатков, как мы указывали, определяется их залеганием в озерных осадках, переходящих на севере в морену максимального оледенения (Волкова, 1964, 1966; Стрелков и др., 1965).

Отложения времени тазовского оледенения отличаются по ископаемым остаткам от описанных образований. Они содержат остатки *Mammuthmus primigenius* Blum. (поздний тип), *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison prisius* Boj., *Rangifer tarandus* L. Остатки животных (разрозненные кости) найдены во всех разрезах правого берега Иртыша и в аллювии второй террасы Ишима. По данным В. И. Громова, все они являются представителями более молодого фаунистического комплекса. В Восточной Европе они приурочены к стоянкам верхнепалеолитического человека. В рассматриваемых отложениях встречены далеко не все представители этого комплекса. В целом указанные остатки свидетельствуют о достаточно суровом и влажном климате. Учитывая то, что они найдены в осадках, залегающих выше озерных глин с остатками животных хазарского комплекса, а также характер эволюции фауны млекопитающих, следовало бы колтырминскую свиту и осадки, синхронные ей, датировать позднечетвертичным временем. Однако по целому ряду соображений (стратиграфическое положение, палинологические характеристики) мы условно считаем эти отложения среднечетвертичными и сопоставляем их с эпохой тазовского оледенения.

Отложения второй половины среднечетвертичного времени содержат раковины пресноводных и наземных моллюсков. Фауна распределялась по географическим зонам. На севере района видовой состав раковин беднее, чем на юге. В суглинках у пос. Черное обнаружено всего лишь 3 вида: *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* L., *Gyraulus gredleri* Gred, причем в незначительных количествах. В 15 *км* к северу от пос. Архангельское раковины (створки и целые экземпляры) встречены в больших количествах. Здесь собраны *Valvata piscinalis* Müll. (70%

от общего состава), а также *Planorbis planorbis* L., *Radix lagotis* (Schrank), *Sphaerium* (*Sphaerium*) *nitidum* Clessin, *Limnaea* sp. и обломки мелких гастропод. Таким образом, комплекс пресноводных моллюсков самаровского времени отличается бедным составом раковин. Перед началом самаровского оледенения отступили на юг *Corbicula fluminalis*, *Sphaerium rivicola* и представители рода *Bithynia*. Совместное нахождение *Pisidium amnicum* и *Valvata piscinalis* указывает на довольно холодные климатические условия. Характерны находки раковин *Sphaerium nitidum* (Clessin). В. А. Николаев (1963) указывает, что раковины этого моллюска известны со среднего эоплейстоцена. Однако в отложениях западной части Западной Сибири в ранее рассмотренных комплексах *Sphaerium nitidum* пока не обнаружены.

Значительно более богатый в видовом отношении комплекс раковин обнаружен в самых верхних частях разрезов колтырминской свиты и синхронном ей аллювии вторых надпойменных террас Ишима и Тобола. Раковины принадлежат 5 семействам и 35 видам. Разнообразие видов и стратиграфическое положение раковин указывают на улучшение климатических условий в заключительные стадии формирования осадков.

Аналогичен видовой состав фауны отложений верхней части склона долины Ишима, восточнее пос. Абатское. Здесь найдены раковины моллюсков *Coretus corneus* (L.), *Radix auricularis* (L), *Galba palustris* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Valvata sibirica* (Midd.), *Segmentina nitida* (Müll.), *Gyraulus gredleri* Gred., *Armiger crista* (L.), *Pisidium cf. nitidum* (Jenys). Видовой состав фауны основания аллювия второй террасы Ишима более разнообразен. Кроме известных форм, здесь встречаются *Bithynia tentaculata* (L.), *B. aenigmatica* Lindh., *Gyraulus* cf. *gredleri* (Bielz). В осыпи совместно с указанными видами встречены представители битекейского комплекса, которые, по-видимому, переотложены из аллювия, слагающего верхнюю часть междуречья.

Довольно разнообразный комплекс моллюсков обнаружен в самой верхней части колтырминской свиты (пос. Подбугорное на Иртыше). Здесь найдены виды сем. *Sphaeriidae Sphaerium rivicola* Lam. и *Sph. scaldianum* Norm.). По данным В. А. Николаева, вид *Sphaerium rivicola* является руководящим для отложений раннего плейстоцена и перед началом максимального оледенения вымер. Наличие раковин этого моллюска в осадках, залегающих выше самаровских слоев, свидетельствует о том, что он жил и позже. По-видимому, этот моллюск пережил оледенение в более южных областях.

В целом для комплекса характерно появление видов *Pisidium nitidum*, *P. obtusale*, ранее не встречавшихся, и широкое расселение представителей сем. *Sphaeriidae*. Следует отметить, что раковины сем. *Valvatidae* в этом комплексе в отличие от древних имеют более выпуклые обороты. Итак, в конце среднечетвертичного времени появились представители пресноводной фауны, характерные для верхнечетвертичного комплекса моллюсков. Ряд видов (*Bithynia leachi*, *B. tentaculata*) указывает на улучшение климатических условий в конце среднечетвертичного времени. Об этом же свидетельствует наличие большого количества раковин наземных моллюсков—обитателей мелких луж и мокрых лугов. В целом характер фауны, так же как и остатки млекопитающих, указывает на верхнечетвертичный возраст отложений. Накопление колтырминской свиты, по-видимому, началось в конце среднечетвертичного и продолжалось в начале позднечетвертичного периода. Однако окончательно этот вопрос можно решить после определения абсолютного возраста погребенной почвы, отделяющей озерные глины эпохи максимального оледенения от вышеописанных осадков.

Казаковская и колтырминская свиты содержат раковины остракод, которые представлены теми же видами, что и в осадках, залегающих ниже. В отложениях близ поселков Семейка, Чембакчино есть раковины *Limnocythere grinfeldi* Liepin и *L. dorsotuberculata* Negad. Эти виды, по мнению Т. А. Казьминой, говорят о существовании озерных условий в период накопления казаковской и колтырминской свит. Находки раковин в личиночной стадии развития указывают на весьма низкие температуры воды бассейна. Раковины нормальных размеров обнаружены только в верхней части колтырминской свиты, что, по-видимому, связано с улучшением климата в конце накопления отложений. Остракоды значения для определения возраста не имеют. Они распространены широко по всему разрезу и могут быть использованы для палеобиогеографических целей.

Особый интерес представляет изучение остатков спор и пыльцы из рассматриваемых отложений. Данные спорово-пыльцевого анализа позволяют восстановить не только флору, но и проследить изменения в составе растительности, которые были вызваны колебаниями климата. Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, в среднечетвертичное время с развитием равнинного оледенения был создан новый тип растительности — перигляциальный, не имеющий аналогов в современных ландшафтах. Для этого типа растительности характерны формы, принадлежащие различным растительным зонам и различным местам обитания. В перигляциальных ландшафтах своеобразно сочетались лесостепные, тундровые и лесные элементы растительности. В составе перигляциальной растительности Иртыша представители степей — злаки, полыни, эфедра — занимают 20—50%, а лесной растительности — 10—20%. Встречены представители тундровой и лесотундровой зоны (*Betula nana* L., *Salix polaris* Wheb. *Botruchium boreale* Milde). Из травянисто-кустарничковых ассоциаций обнаружены арктические плауны *Lycopodium pungens* La Pyl., *L. appressum* (Desv.). Pet., а также *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron.

Перигляциальные ландшафты в эпоху максимального оледенения появились не сразу. Волна наступающего холода оказывала на состав растительности постепенное влияние. Долгое время в бассейне Иртыша существовала растительность, сходная с таковой тобольского времени. Позднее она сменилась северной тайгой и лесотундрой. Перигляциальная растительность типа тундры и тундро-степи сформировалась во вторую половину среднечетвертичного времени. Особенно отчетливо она проявилась в тазовское время (Волкова, 1965). Палинологические материалы указывают, что в самаровское (казаковское) и тазовское (колтырминское) время происходили значительные перегруппировки в составе растительности и наибольшие смещения границ ландшафтных зон. В самаровское время к югу от границ максимального оледенения на месте современных подзон средней тайги и южной тайги существовали тундра и лесотундра. Северная граница лесной зоны сместилась к югу на 600—700 *км*. Такая же величина смещения определена для тазовского (колтырминского) времени. Эти величины сходны с данными С. Л. Троицкого (1961) для времени максимального оледенения в бассейне Енисея.

Из казаковской почвы, разделяющей отложения указанных свит, определены пыльца, споры и семена. Палеоботанические материалы указывают на развитие лесной растительности. Расположение ландшафтных зон того времени было близким к современному.

В период формирования преображенской почвы в низовьях Иртыша и его левобережной равнины к югу от широтного участка долины существовали сосново-березовые леса, а по долинам рек — ель и кедр (Волкова, 1966). Травянистый покров был представлен злаково-разнотравными группировками, в основном полыней, лебедевых, сложноцветных, среди

которых встречены формы, характерные для черноземных степей (*Aster* cf. *amellus* L.). Величина смешения ландшафтных зон относительно их современного положения была близка к 200—250 *км*.

Отложения второй террасы Иртыша, первых террас Тобола и Ишима, как было показано, формировались в позднечетвертичное время. Они содержат в больших количествах остатки пресноводных и наземных моллюсков, пыльцу и споры. Спорово-пыльцевая характеристика и история растительности нами были рассмотрены в ряде работ (Волкова, 1965, 1966). Здесь мы остановимся на характеристике состава собранных нами раковин, которые представляют значительный интерес.

Самым северным пунктом, где были найдены раковины пресноводных моллюсков в отложениях второй террасы, является пос. Репелово на Иртыше. Здесь в верхней части разреза встречено 8 видов пресноводных моллюсков и 4 наземных. Среди пресноводных преобладают виды рода *Pisidium*, а также *Valvata piscinalis*, *Gyraulus gredleri*, *Galba palustris* и *Valvata piscinalis*. Вся фауна представлена широко распространенными и мало требовательными к условиям существования видами. Раковины *Valvata piscinalis* значительно отличаются от таковых более раннего времени. Для этого комплекса характерно отсутствие более древних видов — плиопеновых и раннечетвертичных теплолюбов. Комплекс раковин указывает на возраст не древнее заключительных стадий зырянского оледенения. Состав раковин свидетельствует о климатической обстановке, близкой к современной.

Более богатый состав раковин обнаружен в одновозрастных осадках, развитых на юге района исследований. В отложениях первых надпойменных террас на Ишиме и Тоболе встречены виды сем. *Valvatidae* — 45% от общего состава раковин. Второе место занимают представители рода *Gyraulus* (30—38%). Преобладание видов этих родов является одной из характерных черт данного комплекса. Весьма характерно также наличие *Coretus corneus* L., распространившегося в позднечетвертичное время, особенно в заключительный период формирования осадков. Другой особенностью является широкое расселение представителей наземных моллюсков, ранее встречавшихся в малых количествах. Из сем. *Valvatidae* господствующее положение занимают виды *Valvata piscinalis* var. *antiqua* Sowerby., *V.* (*Tropidina*) *pulchella* Studer. и *V.* (*Cincinna*) *piscinalis* Müll. Семейство *Planorbidae* представлено видами *Coretus corneus* L., *Gyraulus gredleri* Gred., var. *stromi* Wester land., *G. gredleri* Gredler., *Anisus vorticulus* Troschol. Меньше представителей сем. *Limnaidae* (*Radix auricularia* L., *R. ovata* Drap., *R. perger* Müll.), а также *Sphaerium* (*Sphaerium nitidum* Clessin).

Из наземных в массе встречены раковины *Trichia* (*Fruticicola*) *hispida* L. и *Succinea oblonga* Drap., *S. putris* (L.), *S.* cf. *pteiferri* Rossm. Вид *Trichia hispida* в настоящее время обитает в южных областях Европейской части СССР по мокрым лугам и на север заходит до 63° с. ш. В целом же весь комплекс указывает на климатические условия, близкие к современным.

Несколько необычным является комплекс раковин из отложений первой террасы Тобола. Здесь нет раковин *Gyraulus gredleri*, очень беден видовой состав сем. *Valvatidae* и есть один вид наземных моллюсков. Больше половины комплекса представлено видами сем. *Sphaeriidae*, видами *Sphaerium rivicola* Lamarck — 56% от общего количества, *Sph.* (*Cyrenastrum*) cf. *solidum* (Normand) — 20%. Находки *Sphaerium rivicola* в отложениях первой террасы позволяют расширить верхний возрастной предел этого моллюска. По-видимому, он с наступлением похолодания в эпоху максимального оледенения не вымер, а мигрировал к югу и при

благоприятных условиях вновь расселился. Отсюда следует, что стратиграфического значения *Sphaerium rivicola* не имеет, но находки его раковин служат указанием на теплые климатические условия.

Особенности данного комплекса обусловлены генезисом осадков и географической зональностью распространения видов. Однако окончательное решение этого вопроса требует специальных исследований.

Спорово-пыльцевые спектры отложений второй террасы Иртыша и Тобола указывают на неоднократные перегруппировки в составе растительности. Для первой половины времени накопления осадков установлены две фазы развития еловых лесов. Содержание пыльцы ели в основании отложений достигало 60—70%, т. е. в 6—7 раз превышало количество этой пыльцы в рецентных спектрах. Между расцветами еловых лесов таежный тип растительности сохранялся, но соотношение среди древесных пород менялось. Основными лесообразующими породами становились кедр и береза. Пихты и ели не было. На междуречьях были широко развиты сфагновые и зеленомошные болота. Таежный тип растительности с двумя фазами развития еловых лесов характерен для каргинского времени. Палинологические данные указывают на исключительно влажный климат. После второй фазы развития еловых лесов количество осадков уменьшилось, климат стал холоднее и суше. Появились кустарничковая береза и ольха. Широкое развитие получили осоково-злаковые группировки, в том числе плаунок сибирский. Лесная растительность сменилась лесотундрой. Изменения в составе растительности были обусловлены похолоданием климата в связи с последним (сартанским) оледенением гор, окружающих низменность.

Отложения пойм рек плохо изучены. Из остатков млекопитающих высокой поймы Иртыша обнаружен неполный скелет *Bos taurus* L. Возраст вмещающих остатки осадков, по заключению Э. А. Вангенгейм, определяется как ранний голоцен. Следует отметить, что пойменные отложения Иртыша от устья до пос. Тары не содержат раковин остракод и пресноводных моллюсков, которые часто встречаются южнее. Такое размещение органических остатков позволяет предполагать зональное распределение зоопровинций в позднечетвертичное время. Для отложений пойм юга территории установлен весьма своеобразный комплекс раковин пресноводных и наземных моллюсков, значительно отличающийся от комплекса второй террасы Иртыша. Основная особенность комплекса — наличие больших количеств раковин наземных моллюсков — 75% комплекса. Особенно много раковин *Cochlicopa lubrica* Müll., ныне обитающего на лиственных подстилках хвойных и лиственных лесов южнее района Усть-Ишима (Дроздов, 1964а), *Zonitides nitidus* Müll., поселяющегося на заливных лугах юга Западной Сибири. В значительных количествах встречены *Succinea oblonga* (Drap.), *Vallonia pulchella* (Müll.), меньше *Pupilla miscorum* L., *Calamella edentula* Drap. Эти виды относятся к голарктическим, широко распространенным. Обычно они расселяются по берегам рек и на лесных подстилках лиственных и хвойных лесов.

Пресноводные моллюски в комплексе имеют подчиненное значение. Среди них преобладают раковины *Valvata piscinalis*, *Gyraulus gredleri*, *Calba palustris*, *Planorbis planorbis*. Меньше *Anisus* (*Anisus*) *spirorbis* (L.), *A.* (*Spiralina*) *vortex* (L.), *Sphaerium* (*Sphaerium*) cf. *corneum* (L.). Первые два вида в ископаемом состоянии встречены в верхнечетвертичных-голоценовых отложениях. Состав моллюсков указывает на климатические условия, тождественные современным.

Покровные лессовидные отложения Обь-Иртышского междуречья и юга исследуемой территории различны по возрасту и генезису. Несмотря

на это, состав органических остатков, и тех и других, исключительно беден. Находки их приурочены или к основанию слоя, или к первым 3—4 *м* от его подошвы. Примечательно то, что покровные лессовидные осадки (особенно Тобольского материка) содержат большое количество переотложенных губок с кремнистым цементом.

Остатки млекопитающих обнаружены только в основании покровных отложений Обь-Иртышского междуречья (обн. у пос. Колтырма и г. Ханты-Мансийска). Они принадлежат *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Rangifer tarandus* L. и *Coelodonta antiquitatis* Blum. Все они относятся к верхнепалеолитическому комплексу. Из других остатков встречены только пыльца и споры. Они хорошо сохранились, но в очень небольших количествах. При обычном способе подготовки образцов к спорово-пыльцевому анализу для набора необходимого количества зерен приходилось просматривать от 7 до 10 стекол. В результате исследования установлено, что покровные субаквальные и субаэральные отложения имеют различные спорово-пыльцевые характеристики.

В спорово-пыльцевых спектрах образцов, взятых из обнажения у пос. Чембакчино, преобладают споры (до 70%), затем пыльца трав (20%). Содержание пыльцы древесных пород редко достигает 10—15%. Много пыльцы березы (60%), из которой половина принадлежит кустарничковым формам, ели (2—3%), сибирского кедра (20—25%), сосны (до 15%). Споры относятся к сфагновым и зеленым мхам. В спектрах аналогичных отложений (обн. у пос. Казаковка) преобладает пыльца спор и трав. Споры принадлежат зеленым и сфагновым мхам, в отдельных образцах есть споры *Botrychium* sp. и *Lycopodium pungens*. Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о накоплении осадков в условиях развития лесотундровой растительности, климат был более влажным и холодным, чем современный. По времени накопления покровные отложения Обь-Иртышского междуречья сопоставляются нами с зырянским оледенением.

Покровные лессовидные субаэральные отложения южной части района также содержат только пыльцу и споры. Последние свидетельствуют о типе растительности, отличающемся от рассмотренного выше отсутствием индикаторов холодного климата. Преобладают пыльца трав — 70% (господствует пыльца ксерофитов, принадлежащая эфедре, полыням, маревым и злакам) и споры зеленых мхов, папоротников и плаунов. Содержание спор сфагновых мхов не превышает 10%. Спорово-пыльцевые спектры говорят о развитии степной растительности. Они свидетельствуют также о сухом и достаточно теплом климате.

В покровных отложениях Ишимской степи много микросклер четырех- и однолучевых губок, стерастеров радиолярий и диатомовых водорослей. Особенно обильны иглообразные спикулы и сегменты радиолярий в лессовидных осадках юго-западной части Ишимской степи. В них же встречается пыльца третичных растений. Спикулы губок и пыльца переотложены из третичных пород, подстилающих покровные образования.

На основании изучения органических остатков можно сделать следующие выводы:

1. При расчленении отложений большое значение имеют данные спорово-пыльцевого анализа, позволяющие восстановить состав флоры и растительности. Для установления границ между крупными стратиграфическими таксонами (например, между миоценом и плиоценом, плиоценом и четвертичным периодом и между ярусами) большое значение имеет анализ флоры, затем состава растительности. При расчленении осадков четвертичного периода, во время которого новых видов почти не образовывалось, основное значение имеет не флора, а состав растительности, ее

характер и величина смещения границ ареалов растительных зон. Наибольшая величина смещения их установлена для холодных эпох. Состав растительности позволяет установить 4 эпохи похолодания, разделенные соответственно периодами потеплений. В холодные эпохи на территории района произрастала растительность тундры и лесотундры. Перигляциальные тундро-степи установлены только лишь для стадий второй половины максимального оледенения. В периоды потеплений были развиты таежные леса.

2. Установить различия в составе растительности каждой теплой эпохи пока не представляется возможным из-за неполноты разрезов и отсутствия достаточного количества видовых определений. Однако уже сейчас можно отметить некоторые особенности состава растительности для конца плиоцена и первой половины раннечетвертичного времени. Для этих периодов характерно развитие березово-сосновых лесов с примесью ольхи по долинам рек и берегам озер. Содержание ольхи исключительно высокое (до 30—40%). Своеобразна растительность начала каргинского времени. В тот период господствовала ель.

3. Покровные лессовидные отложения формировались в различной климатической обстановке. Субаквальные суглинки и супеси Обь-Иртышского междуречья накапливались во время развития лесотундровой растительности, а субаэральные образования Ишимской степи — в теплое и сухое время, когда была развита ксерофитная степная растительность.

4. Исключительно важное значение для определения возраста осадков и палеоклимата имеют остатки млекопитающих. Они принадлежат тираспольскому, хазарскому и верхнепалеолитическому фаунистическим комплексам. Остатки млекопитающих не позволяют ограничивать время накопления тобольской свиты миндель-рисским веком. Возраст ее следует считать Q_1^2—Q_2^1.

5. Изучение пресноводных и наземных моллюсков позволило выделить среди них показательные виды и установить 5 их комплексов. 3 из них (позднеплиоценовой, раннечетвертичный и первой половины среднечетвертичного времени) могут быть использованы для определения возраста осадков. 2 последних (среднечетвертичный и позднечетвертичный) имеют большее значение для восстановления палеоклимата.

Изучение экологии современных видов пресноводных и наземных моллюсков, а также растений позволит шире использовать установленные комплексы и показательные виды в целях восстановления палеогеографической обстановки времени накопления покровных лессовидных отложений.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Проведенные нами геолого-геоморфологические исследования в обширном районе южной части Западно-Сибирской низменности, в пределах которого распространены разнообразные по возрасту и генезису неоген-четвертичные породы, тесно связанные с определенными генетически однородными поверхностями рельефа, дают возможность обрисовать главнейшие этапы осадконакопления, денудации и рельефообразования не только самого района исследований, но и всей внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. Наблюдения на юге Западной Сибири, дополненные данными, полученными нами в других районах и имеющимися в литературе, позволяют распространить некоторые выводы на территорию всей внеледниковой полосы нашей страны.

Позднеолигоценовое и неогеновое время в южной части Западно-Сибирской низменности ознаменовалось накоплением значительной по мощности толщи отложений, главным образом алевритов, суглинков и глин. Начало этого цикла осадконакопления последовало за региональным размывом и накоплением сравнительно грубозернистых отложений в самых краевых частях низменности (чаграйская свита и ее аналоги). На обширных пространствах юга низменности, удаленных от возвышенностей, отлагались характерные ритмично-слоистые прекрасно сортированные алевриты и суглинки (бещеульская свита), слагающие основную часть обнажений по Ишиму, севернее Кокчетавской возвышенности и отчасти по Иртышу. Накопление этих осадков происходило, по-видимому, в авандельтовой озерной обстановке с резко выраженным сезонным характером седиментации. Позже отлагались более грубозернистые отложения — алевриты и тонкозернистые пески (ишимская свита). Отложение материала происходило, по-видимому, не непрерывно, о чем свидетельствуют существенные изменения состава осадков бещеульской и ишимской свит в некоторых разрезах Ишимской степи и низовьев Иртыша, однако в целом осадконакопление протекало в спокойной тектонической обстановке, в условиях очень медленного поднятия района Кокчетавской возвышенности и столь же постепенного погружения южного края низменности. Вследствие этого обе свиты и их границы ясно прослеживаются и по Ишиму и по широтному отрезку долины Иртыша.

Этот этап осадконакопления юга Западно-Сибирской низменности завершился отложением своеобразных тонкоотмученных монтмориллонитовых глин с мергельными конкрециями (черлакская, или павлодарская свита). Высотные отметки залегания глин в пределах равнин, окружающих Кокчетавскую возвышенность, очень медленно уменьшаются в северном и восточном направлениях от 150—165 *м* близ склонов возвышенности до 115—125 *м* близ долины Иртыша. Мы полагаем, что этот слабый уклон толщи глин является первичным, обусловленным главным образом особенностями седиментации.

В глинах черлакской (павлодарской) свиты встречаются (особенно в верхней части) неясные гумусированные прослои темно-серого, иногда почти черного цвета, являющиеся остатками почвы. Это указывает на накопление глин в прибрежной обстановке. Обогащение глин солями свидетельствует о некоторой минерализации среды седиментации. По-видимому, накопление глин происходило в прибрежной мелководной части единого обширного озерного бассейна, располагавшегося к северу от Казахской складчатой страны в миоцене и раннем плиоцене. В заключительные стадии существования бассейна многие его краевые части превратились в полуизолированные мелководные лагуны. В таких водоемах при некоторой минерализации и спокойной динамике среды в условиях слабого притока речных вод и происходило, вероятно, накопление своеобразного, весьма тонкоотмученного материала.

Полученные нами материалы (см. гл. «Биостратиграфия и палеогеография») подтверждают мнение большинства исследователей (Лавров, 1951, 1959; Яншин, 1953 и др.) о том, что накопление позднемиоценовых и раннеплиоценовых отложений происходило в условиях семиаридного или аридного климата.

К середине плиоцена озеро исчезло и накопление осадков прекратилось. Красновато-бурая окраска верхней части глин черлакской свиты связана, по-видимому, с процессами диагенеза ее верхней части в субаэральной обстановке. Освободившаяся от воды плоская равнина первоначально, по-видимому, не подвергалась расчленению эрозионными и эоловыми процессами.

В позднем плиоцене природная обстановка юга Западной Сибири (и, по-видимому, всей Евразии вообще) резко изменилась. Многие данные показывают, что в конце плиоцена более или менее одновременно во всей Северной Азии и Европе произошло оживление стока. Оно оставило после себя аллювиальные отложения, имеющие грубый состав (верхнегобийские конгломераты и галечники, битекейские слои). Позднеплиоценовый (битекейский) аллювий в Северном Казахстане и Ишимской степи широко распространен. Он залегает на дне русел, врезанных в толщу более древних пород на различную глубину, иногда на 25—30 *м* ниже общей поверхности раннеплиоценовых глин (оз. Медвежье, дно Камышловского лога, район руч. Коктюль и др.) Грубозернистый состав аллювия свидетельствует о весьма высоких скоростях течения и продольных уклонах дна русел, более значительных, чем уклоны поверхности самой равнины. В то время возникла густая сеть долин, глубина которых быстро возрастала по мере удаления от Кокчетавской возвышенности.

В одну из стадий фазы оживления стока (вероятно, в позднюю) врез магистральных рек, дренировавших Казахстан и Западную Сибирь, а по всей вероятности также Восточно-Европейскую равнину, Туран и всю Северную Азию, достиг своего максимума. В то время образовались сравнительно узкие, но резко переуглубленные, ныне почти полностью погребенные долины. Они обнаружены не только в низовьях Оби (Лазуков и Соколова, 1961), на Убагане и Тоболе (Сигов, 1958; Бобоедова, Илларионов, 1964), но и в низовьях Енисея (Сакс, 1947, 1951), на многих реках Русской равнины (Горецкий, 1964), в долине Лены (Лунгерсгаузен, 1961) и других рек (Линдберг, 1955). Некоторые из долин прослеживаются в виде борозд на мелководьях морей. Уклон дна этих древних потоков был значительно более крутым, чем уклон современных речных артерий. Это обусловило образование глубоко врезанных долин в низовьях. Несомненно, в то время поверхность равнин, которые прорезались реками, располагалась на значительно большей высоте над уровнем мирового океана, чем теперь. Это глубокое эрозионное расчленение было характерно, по-видимому, для окраинных частей всей Евразии (Линдберг, 1955; Чочиа, 1965).

Широкое распространение процессов поверхностного стока в северной части Тургайской равнины и на равнине Ишимской степи, ныне обладающих засушливым климатом и почти полностью лишенных местных потоков, указывает на то, что в позднеплиоценовое время здесь была область избыточного увлажнения. Потоки, прорезающие равнину, имели постоянное течение, так как в аллювии очень часто встречаются раковины пресноводных моллюсков, не переносящих обсыхания. Следовательно, в конце плиоцена климат стал более влажным и, возможно, более прохладным, чем во время отложения глин черлакской свиты. Находки остатков грызунов и спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о преобладании в то время в районе Кокчетавской возвышенности открытых степных ландшафтов.

Заложение гидросети на равнине, образованной с поверхности глинами черлакской свиты, происходило по плану, предопределенному структурными особенностями и характером дифференцированных новейших тектонических движений. Основные долины были приурочены к областям унаследованного относительного прогибания. Крупная долина заложилась, например, в осевой части Тургайского прогиба на месте современной долины Убагана — Тобола. Ниже района г. Ялуторовска эта долина принимала значительный правый приток, широтное положение которого совпадало с мульдой, отделяющей Северо-Казахстанский выступ от расположенного севернее Демьянского свода. От области поднятия Кокче-

тавского антиклинала на север к указанной мульде проложили путь несколько потоков, один из которых совпадал пространственно с современной долиной низовьев Ишима. Некоторые потоки проложили себе путь на северо-восток, к району Омской структурной впадины. Долины множества более мелких местных потоков расчленяли склоны различных положительных морфоструктурных элементов.

Следующий этап развития рельефа и осадконакопления ознаменовался накоплением значительной по мощности толщи отложений, заполнивших ранее глубоко врезанные долины. По-видимому, в то время происходило постепенное поднятие основного базиса эрозии западносибирских рек.

Нижняя часть этих отложений в пределах района исследований представлена аллювиальными, отчасти, возможно, прибрежно-озерными отложениями. Преобладают пески и алевриты с прослоями гравия и гальки. Грубозернистый материал состоит главным образом из глиняных окатышей и фрагментов мергельных конкреций, что указывает на интенсивное разрушение в то время берегов долин, сложенных миоценовыми и плиоценовыми породами. Местами глиняный гравий и галька сменяются несортированными отложениями делювиального типа, состоящими из глиняной угловатой щебенки и глиняных глыб с примесью мергельных конкреций. Это свидетельствует о быстрых скоростях осадконакопления в условиях сравнительно сухого климата.

В отложениях древней переуглубленной долины Убагана и Тобола (Сигов, 1958; Бобоедова, Илларионов, 1964) встречены остракоды, сходные с таковыми бакинского яруса. В аналогичных осадках на Иртыше ниже Омска нами определен комплекс раковин пресноводных моллюсков, занимающий по видовому составу промежуточное положение между битекейским и среднечетвертичным. Здесь же встречены семена, многие из которых принадлежат роду *Potamogeton*. Эти данные указывают на формирование отложений в раннечетвертичное время.

Верхняя часть осадков, выполняющих погребенные долины, вскрыта в основании и в нижней части обнажений широтного и приустьевого меридионального отрезков Иртыша. Эти отложения представлены голубовато-серыми суглинками, реже алевритами, озерного типа (семейкинская свита В. С. Волковой). Накоплялись они в различных климатических условиях. Спорово-пыльцевые спектры отражают постепенное похолодание климата в поздние стадии накопления озерных отложений. Возможно, этому похолоданию отвечало оледенение возвышенностей, окаймляющих низменность (Волкова, 1964; Волков и Волкова, 1965).

Несколько позже, в конце раннечетвертичного — начале среднечетвертичного времени произошло оживление эоловых процессов. По-видимому, оно охватило весь юг Западной Сибири, Казахстан и Среднюю Азию. В указанное время образовались толщи существенно субаэральных отложений, известных под именем краснодубровской свиты и ее аналогов (Мартынов, 1957, 1961 и др.), и комплекс определенных форм рельефа. Нам представляется, что исследования С. И. Гольца (1962) в районе Тенгиз-Кургальджинской впадины достаточно определенно показали, что своеобразные желтовато-бурые субаэральные отложения, известные в Кулундинской степи под именем краснодубровской свиты, отлагались не только по соседству с Алтае-Саянской горной страной, но и в Казахстане. По-видимому, первоначально они были весьма широко распространены, но позже в значительной степени были уничтожены. Возможно, желтовато- и зеленовато-бурые песчанистые суглинки и алевриты, которые в ряде мест встречены нами ниже покровных лессовидных отложений, представляют собой остатки этих осадков.

Среди форм рельефа, образовавшихся, по всей вероятности, в то время, следует указать крупные бессточные котловины Ишимской степи, Прииртышья и другие замкнутые понижения современной степной зоны, полупустыни и пустыни.

Крупные глубокие и резко обособленные котловины, находящиеся к востоку и северо-востоку от Кокчетавской возвышенности, образовались, как нам представляется, в результате селективной дефляции в тех местах, где располагались придельтовые участки рек, стекавших с Кокчетавской возвышенности. Здесь в отличие от других районов длительное время отлагались хорошо отсортированные осадки преимущественно алевритового состава. Во время активизации эоловых процессов этот материал выносился ветром. Другие участки равнины, где во время существования бассейна отлагались глины, сносу почти не подвергались. Селективная дефляция усиливалась здесь также солончаковыми процессами. Хотя эти котловины образовались в основном в ранние этапы четвертичного времени, вынос материала из них возобновлялся и позже. Большинство указанных понижений отчасти заполнялось озерными и иными осадками, которые при благоприятных условиях вновь выносились ветром.

К числу древних эоловых форм рельефа, образовавшихся в то время, по нашему мнению, должны быть отнесены своеобразные вытянутые котловино- и ложбинообразные формы рельефа Заунгузского плато в пустыне Кара-Кум, расчленяющие южный край его на ряд крупных скульптурных увалов (кыров). Каково бы ни было влияние структурных особенностей, эрозии и других факторов, основную роль в их формировании, несомненно, сыграли эоловые процессы. Важно подчеркнуть, что крупные дефляционные формы рельефа (ложбины и котловины) являются продуктом деятельности не современных и позднечетвертичных, а более древних ветров, обладавших отличными от современных направлениями и скоростями. Позднечетвертичные и современные преимущественно аккумулятивные эоловые формы рельефа, покрывающие дно ложбин, склоны и уплощенные вершины кыров, имеют совершенно иную морфологию, ритм и размеры. Эти сравнительно мелкие формы в виде тонкого сетчатого чехла переходят со дна ложбин на склоны и вершины кыров, не меняя существенно своей морфологии и строения.

Определенные черты сходства с кырами Заунгузья имеют крупные однообразно ориентированные грядообразные увалы Кулундинской степи. В нижней части разреза их залегают субаквальные отложения, слоистость которых горизонтальна (кочковская свита). Верхняя часть форм сложена осадками, которые многие исследователи считают существенно эоловыми (краснодубровская свита). Склоны увалов осложнены различными вторичными образованиями, в том числе эолового происхождения. Долины и балки, врезанные в склоны увалов, имеют до двух надпойменных террас, значит, формирование склонов увалов прекратилось давно.

До настоящего времени загадочные по генезису Кулундинские увалы и недавно обнаруженные весьма сходные с ними образования в Центральном Казахстане (Гольц, 1962) мы склонны на основании ряда признаков рассматривать как гигантские скульптурно-аккумулятивные эоловые формы рельефа, образовавшиеся более или менее одновременно с осадками, слагающими верхнюю часть их разреза. По-видимому, в это время эоловые формы активно развивались и в других районах внеледниковой полосы. Мы полагаем, таким образом, что увалы Кулундинской степи, Центрального Казахстана, кыры Заунгузья, многочисленные впадины и котловины пустыни, полупустыни и степи, если не целиком, то в значительной степени являются образованиями единой древней мощной стадии оживления эо-

ловых процессов, имевшей место позже образования переуглубленных долин магистральных рек и их заполнения. Некоторые факты свидетельствуют о том, что процессы поверхностного стока в то время были весьма слабыми. Вся сеть современных долин, включая и долину такой крупной реки, как Обь, в пределах Кулунды образовалась после завершения формирования пологих первичных склонов увалов и осадков, слагающих основную часть их разрезов. План расположения современных долин этого района явно приспособлен к расположению увалов, а не наоборот.

В первой половине среднечетвертичного времени произошло новое оживление процессов поверхностного стока, обусловившее наряду с эрозионными процессами более позднего времени формирование современных долин Западно-Сибирской низменности, а по всей вероятности, и Русской равнины. Нами это время выделяется как основной этап формирования современных речных долин (Волков, 1966).

В пределах исследуемого района и во всей Западной Сибири широко распространены аллювиальные отложения, возраст которых определяется обычно как среднечетвертичный. На Оби и Иртыше эти осадки известны под именем диагональных песков, или тобольской свиты, а в Приенисейском районе — туруханской свиты. Они с резким размывом перекрывают различные горизонты третичных и раннечетвертичных пород. Исследования В. С. Волковой (1962а, 1964, 1966) в низовьях Иртыша показали, что во многих разрезах грубозернистые отложения тобольской свиты с резким размывом залегают на раннечетвертичных озерных осадках (главным образом, суглинках). Значит, русловые отложения тобольской свиты отлагались во время самостоятельного этапа осадконакопления, и их не следует рассматривать лишь как одну из стадий выполнения раннечетвертичных долин. Поскольку не только русловые осадки, но и подошва аллювия располагается обычно выше уровня современных рек, можно заключить, что оживление аллювиальных процессов происходило в условиях высокого положения базиса эрозии и при меньшем, чем теперь, превышении над ним поверхности равнины.

Остатки органического мира (пыльца и споры, раковины пресноводных моллюсков) свидетельствуют о том, что климат в то время был значительно теплее современного (Волкова, 1962а, б). Во время фазы активизации процессов стока выработались в основном современные широкие долины района наших исследований и отложились русловые осадки, которые часто залегают в основании разрезов цокольных вторых надпойменных террас Тобола, Ишима и других рек области плиоценовой пластовой равнины. В то время, вероятно, присходил сток по ныне сухим ложбинам Казахстана, Кокчетавской возвышенности, Ишим-Тобольского и Ишим-Иртышского междуречий. По-видимому, именно тогда выработались в основном широкие долины большинства современных рек Западной Сибири в районах, не покрывающихся позже водами озерных трансгрессий.

Следующий этап осадконакопления и формирования рельефа исследуемого района и всей Западной Сибири, отражающий соответствующий ему этап климатических изменений всей внеледниковой полосы нашей страны, связан с существованием в южной части низменности обширного озерного бассейна, который мы предложили именовать Мансийским озером-морем (Волков, 1967). Северным пределом этого бассейна являлся край максимального для Западной Сибири ледника. В то время произошло накопление толщи ленточно-слоистых отложений междуречных равнин широтного отрезка долины Оби и западной части Обь-Иртышского междуречья. Эти отложения переходят вверх по разрезу и фациально замещаются в более южных районах горизонтально-слоистыми осадками

озерного типа. Южнее широтного отрезка долины Иртыша нами обнаружены и изучены в полевых условиях две береговые линии, образовавшиеся во время существования этого обширного бассейна. Верхняя из них, более древняя и плохо сохранившаяся, соответствует, вероятно, максимуму трансгрессии. Ее современное высотное положение почти точно совпадает с высотой внутридолинного Арало-Иртышского водораздела (126 *м*), что делает весьма вероятным предположение о стоке избытка озерных вод Западной Сибири на юг по сквозной Убаган-Тургайской долине. Более низкая и молодая хорошо сохранившаяся береговая линия расположена на абсолютных отметках 105—110 *м* и соответствует либо длительной задержке снижения уровня бассейна, либо новой самостоятельной трансгрессивной фазе.

Остатки органического мира, найденные в озерных отложениях (диатомовые водоросли, остракоды, пыльца и споры), свидетельствуют о накоплении осадков в условиях сурового климата. Нижнюю ленточнослоистую толщу озерных отложений мы условно сопоставляем с древней береговой линией и полагаем, что их формирование произошло во время наиболее широкого развития максимального оледенения Западной Сибири. Более молодую береговую линию есть все основания сопоставлять с верхней частью озерных отложений. Эти образования формировались, по-видимому, во время крупнейшей (тазовской) стадии отступления этого ледника.

Озерная равнина, ограниченная береговой линией, расположенной на отметках, близких к 105—110 *м*, на юге постепенно переходит в широкие вторые (или, по представлениям других исследователей, вторые и третьи) надпойменные террасы Ишима, Тобола и Иртыша. Следовательно, основной врез, сформировавший широкое дно долин этих рек, произошел ранее формирования береговой линии. Образование же площадок указанных террас завершилось, по-видимому, значительно позже.

По дну долин, существовавших во время второй стадии озерной трансгрессии, блуждали потоки, ширина которых в десятки раз превосходила ширину рек, занимающих эти долины теперь (Волков, 1962, 1963; Волков и Волкова, 1964б, 1965). Разветвленная сеть суходолов и балок, дно которых сопряжено с поверхностью вторых надпойменных террас Ишима, Тобола и Иртыша, свидетельствует о том, что основную роль в питании этих мощных рек играли воды области внеледниковой полосы (Казахстан, Южный Урал). Значит, обширный озерный бассейн питался не только ледниковыми водами. В него впадало множество весьма многоводных местных рек внеледниковой полосы, разветвленные водосборы которых нередко располагались в районах, обладающих ныне засушливым климатом (система Нуры и Ишима, Тобола и др.).

Долины Тобола, Ишима и Камышловского лога в области низменной равнины Ишимской степи имеют транзитный характер, а основная сеть балок и суходолов, опирающихся на вторые (вторые и третьи) террасы указанных долин, расположена на возвышенностях (Южный Урал, Кокчетавская возвышенность, Центральный Казахстан). Следовательно, основные источники питания потоков в то время располагались в верховьях рек, а низменные равнины, примыкавшие к озеру, обладали довольно засушливым климатом.

Во время последнего (казанцевского) межледниковья уровень озера резко понизился, а затем оно вообще исчезло. Освободившаяся от воды равнина подверглась эрозионному расчленению. Кроме крупных транзитных рек, унаследовавших понижения, существовавшие еще ранее озерной трансгрессии, возникла густая сеть местных долин. В результате эрозионной деятельности потоков рельеф первоначально плоской озерной

равнины значительно усложнился. В северной части района наших исследований значительные пространства были охвачены эрозионными процессами. На плоских междуречьях, удаленных от рек, местами шло накопление торфа. Равнина Ишимской степи и другие равнины южной окраины Западно-Сибирской низменности обладали, вероятно, умеренно влажным или слабо засушливым климатом. Денудация здесь проявлялась слабо. Происходило формирование болотных, отчасти аллювиальных и делювиальных отложений. Деятельность рек того времени в пределах низменности протекала в условиях постепенного понижения базиса эрозии и прогрессивного похолодания климата, вызвавшего в конце концов новое, последнее (зырянское), оледенение Западной Сибири.

Положение базиса эрозии главных рек Западной Сибири в ранние стадии последнего оледенения было, несомненно, низким. Такое положение его сохранилось и позже, когда формировались ледниковые отложения и формы рельефа на равнинах северной части низменности. Как указывалось выше, около 30 000 лет назад русла рек в низовьях Иртыша располагались во всяком случае ниже их современного положения.

Позже природная обстановка Западной Сибири вновь резко изменилась. На севере низменности произошло последнее значительное продвижение материковых льдов на равнинах. Около 20 000 лет назад образовались конечноморенные образования на левобережье Енисея и, как мы полагаем, синхронные им ледниковые формы правобережья низовьев Оби. Главная артерия стока Западной Сибири — Обь оказалась на время вновь подпруженной материковым льдом. На юге низменности произошло подтопление долин и образовался обширный озерный водоем, в пределах которого шло интенсивное накопление осадков. Обломочный материал поступал в озеро не только с севера, от края ледника, но и с юга. Местные и транзитные реки внеледниковой полосы в то время были значительно многоводнее современных и приносили большое количество наносов. В условиях обильного стока и высокого положения уровня озера, служившего базисом эрозии для рек внеледниковой полосы, происходило интенсивное формирование аллювия, дельтовых и эстуарных отложений. Потоки того времени в основном перемывали отложенный ранее аллювий. Основная работа их была сосредоточена в пределах дна долин, а склоны последних почти не разрушались.

Обильный сток и широкое распространение озерных бассейнов в поздние стадии развития последнего оледенения имели место и в других районах внеледниковой полосы. Ю. А. Лаврушин (1961), В. С. Волкова и А. Г. Шурыгин (1961), С. А. Архипов (1964, 1965) и другие исследователи указывают, что обширный подпрудный бассейн существовал в конце зырянского оледенения в низовьях Енисея. Озерный бассейн, значительно превосходящий по размерам современный, по-видимому, располагался в пределах Тенгиз-Кургальджинской впадины. Вероятно, именно в это время происходил интенсивный сток по долинам Русской равнины и имела место хвалынская трансгрессия Каспия.

Существование озера в низовьях Иртыша было кратковременным. В то время, когда уровень озера достиг максимума и шло образование береговых отложений и форм рельефа на отметках, близких к 70 *м*, процессы стока не только местных, но и магистральных, транзитных рек внеледниковой полосы стали быстро сокращаться.

Заключительные этапы плейстоцена не только в пределах исследуемого района и Западной Сибири, но, вероятно, во всей Евразии протекали в условиях сухого климата и слабого обводнения равнин. Озеро в низовьях Иртыша в то время исчезло, то же произошло и с другими водоемами внеледниковой полосы. Процессы поверхностного стока в Западной

Сибири и на Русской равнине почти полностью прекратились. Даже такие сравнительно крупные реки внеледниковой полосы, как Тобол и Ишим, в то время превратились в балки, лишенные водотоков. Это резкое сокращение стока также не было локальным. В то же время сильно уменьшился сток Волги, вследствие чего уровень Каспия понизился до абсолютных отметок, близких к —70 *м* (Мангышлакская стадия М. М. Жукова). Вероятно, понизился уровень и всех других рек нашей страны. Этот период повсеместного уменьшения стока рек, отражающий соответствующие общие изменения климатической обстановки, мы рассматриваем как момент завершения основного этапа формирования современных долин Евразии.

Замирание стока рек сопровождалось широкой активизацией эоловых и иных субаэральных процессов. В пределах юга Западной Сибири основную роль в процессах денудации стал играть ветер. Накопившиеся ранее рыхлые, по-видимому, еще слабо закрепленные растительностью аллювиальные и озерные отложения подверглись интенсивному поверхностному усыханию, засолению и перевеванию в условиях исключительно сухого и, по всей вероятности, довольно теплого климата. На равнинных пространствах юга Западной Сибири, в Средней Азии и на юге Русской равнины стал накапливаться покров своеобразных лессовидных эоловых отложений преимущественно алевритового и песчаного состава и возникли различные формы рельефа эолового генезиса.

В пределах района наших исследований начальные этапы оживления эоловых процессов сопровождались на обширных пространствах появлением значительного количества местных районов дефляции. Формирование нижней части покрова лессовидных отложений в пределах Ишимской степи шло в основном за счет местного перевевания пород различного генезиса и возраста. Основными источниками эоловых наносов являлись долины и молодые озерные равнины. Наиболее легко перевеивались слабо связанные хорошо сортированные отложения. Активное проявление эоловых процессов началось, по всей вероятности, еще во время существования озера. По мере понижения его уровня освобождавшиеся из-под воды озерные осадки также перерабатывались ветром. В пределах равнин южной окраины Западно-Сибирской низменности ветер переработал верхнюю часть отложений древних ложбин стока, в том числе сухих в то время долин Тобола и Ишима. Ранее единые долины и сравнительно плоские междуречья, разделявшие их, были разобщены на множество бессточных понижений различных размеров и формы.

Накопление материала, возникавшего в результате селективной дефляции, шло неравномерно. Влекомый нанос отлагался, по-видимому, по соседству с областями дефляции в виде комплекса различных эоловых аккумулятивных форм рельефа, среди которых особенно широко были распространены бугры неправильных очертаний и однообразно ориентированные соответственно господствующим рельефообразующим ветрам гряды. Формирование гряд часто сочеталось с дефляцией соседних понижений; вследствие этого многие гривы оказались скульптурно-аккумулятивными. Пространственное расположение их, как это видно на карте покровных лессовидных отложений, закономерно. Грив более всего там, где в начальные стадии оживления эоловых процессов на поверхности были распространены осадки легкого состава и высокой степени сортировки (долины, прибрежные участки озерных равнин, области выхода на поверхность песчаных и алевритовых пород дочетвертичного возраста и т. д.). Во многих местах совершенно отчетливо проявляется приуроченность грив к восточным частям крупных котловин. Эта закономерность особенно видна на равнине Ишим-Тобольского междуречья. Ясно, что гривы здесь

сложены материалом, вынесенным со дна и склонов котловины ветрами, дующими главным образом с запада на восток.

По-видимому, только меньшая часть материала, полученного в результате дефляции, переносилась в виде влекомого наноса. Наряду с относительно крупнозернистым материалом непрерывно образовывался алевритовый материал, который подхватывался и переносился ветром в виде взвеси. Отложение этого материала в особенно широких масштабах происходило на Кокчетавской возвышенности и на относительно возвышенных пространствах Тургайской равнины. Позже, когда интенсивность эоловых процессов стала постепенно затухать, аккумуляция взвешенного материала в значительных масштабах началась и в Ишимской степи.

Однообразно ориентированные ритмично повторяющиеся преимущественно аккумулятивные гряды эолового происхождения в то время образовались не только в районе Ишимской степи, а и в различных районах юга, отчасти в центральной части низменности, а также в некоторых местах на Русской равнине (Прикаспий, Белоруссия). Кроме гряд, в то время были широко распространены различные менее закономерные эоловые формы рельефа—невысокие бугры и дугообразные гряды, часто оконтуривающие котловины. На значительных пространствах равнин ясно обособленных аккумулятивных эоловых форм рельефа не образовывалось. Здесь отлагался более или менее равномерный по толщине покров эоловых осадков, в той или иной степени закрепленных травянистой растительностью. Накопление материала особенно интенсивным было в южных районах, и мощности покрова здесь наиболее значительны.

В северной части района исследований субаэральные лессовидные отложения формировались лишь местами (некоторые районы Кондинской низины, возможно, широтного отрезка долины Оби и др.). Вследствие специфических условий климата здесь происходило обогащение солями и облессование залегающих на поверхности осадков субаквального генезиса (главным образом озерных и отчасти аллювиальных).

Резкие колебания интенсивности речного стока на юге Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и, по всей вероятности, во всей внеледниковой полосе нашей страны имели место в самое новейшее время, охватывающее завершающие этапы ледниковой эпохи и голоцен.

В настоящее время можно считать твердо установленным, что отложения первых надпойменных террас на юге Западной Сибири и Казахстане формировались в условиях значительно большей по сравнению с современной обводненности долин. Эта последняя фаза оживления процессов стока ознаменовала начало последнего, новейшего этапа формирования современных речных долин. По дну долин не только в пределах Западной Сибири и Казахстана, но, вероятно, и всех других районов нашей страны в то время блуждали потоки, ширина которых в несколько раз превосходила ширину соответствующих современных рек (Волков, 1962; Волков и Волкова, 1964б, 1965). По всему бассейну системы Нуры и Ишима, в низовьях Тобола и Иртыша, на многих реках Салаира, Кузнецкой котловины и Новосибирского Приобья нами прослежены следы непосредственной деятельности этих мощных потоков в виде участков излучин и яров, основанием которых служат тыловые швы первых надпойменных террас. Повсюду диаметр излучин и ширина остатков русел в несколько раз (на Ишиме, Тоболе, Иртыше и Чике под Новосибирском — в 5—7 раз) превосходят таковые современных рек. Основные источники питания этих мощных потоков нередко располагались в районах, обладающих ныне засушливым климатом. Оживление процессов речного стока явилось следствием увеличения влажности климата всей внеледниковой полосы нашей страны.

Непосредственно позже начала накопления аллювия первых надпойменных террас Тобола, Ишима и Иртыша в районе Кондинской низины и низовьях Оби вновь появилось озеро. Его воды затопили все наиболее пониженные участки долин Оби, Иртыша и их притоков до абсолютных отметок, близких к 60 *м*. На этих и более низких отметках шло накопление озерных отложений и образовались различные береговые, прибрежные, дельтовые и эстуарные формы рельефа. Обильный сток по долинам и озерная трансгрессия были в основном синхронными. Эта последняя фаза обводнения имела место уже позже образования покрова субаэральных лессовидных отложений и эоловых форм рельефа.

Непосредственно позже образования первых надпойменных террас озеро исчезло, и вновь наступило резкое сокращение процессов речного стока. Указанные террасы прикрыты почвой черноземного типа даже в достаточно северных районах Западно-Сибирской низменности, ныне расположенных в таежной зоне и характеризующихся подзолистым типом почвообразовательных процессов. Во многих местах зафиксировано перекрытие этих сильно гумусированных почв торфяниками и отложениями современных пойм. На Тоболе, Ишиме и Иртыше эти почвы часто залегают значительно ниже уровня современных половодий. Все это свидетельствует о более низком, чем теперь, уровне половодий во время формирования почвы. Эти и многие другие факты говорят о том, что вслед за фазой обильного обводнения долин времени формирования первых надпойменных террас в Западной Сибири последовал период, когда стали значительно слабее процессы речного стока не только тех долин, которые имели место во время формирования первых надпойменных террас, но и современных.

Сократился сток рек в то время и на Русской равнине, что подтверждается многими геологическими и археологическими данными. В. П. Гричук (устное сообщение) на примере некоторых рек Русской равнины установил несомненные признаки существенного ослабления стока их во время, непосредственно предшествовавшее отложению современного аллювия. Таким образом, ранее начала формирования современных речных осадков и в Западной Сибири и на Русской равнине климат изменился в сторону некоторого иссушения. По-видимому, это последнее сокращение стока совпадало с послеледниковым теплым временем.

Позже несколько оживились процессы стока и высота половодий стала более значительной. Началось формирование современного аллювия и пойм как за счет боковой эрозии потоков, так и за счет подтопления паводковыми водами наиболее пониженных участков первых надпойменных террас. Вследствие этого почвенный горизонт, прикрывающий аллювий этих террас, во многих местах оказался перекрытым маломощным чехлом пойменных отложений, а торфяники стали размываться половодьями.

Сформулируем в самом общем и сжатом виде главнейшие выводы, полученные в процессе наших исследований.

1. Формирование осадков и рельефа в бассейне низовьев Иртыша и и на всем юге Западно-Сибирской низменности в четвертичное время протекало под влиянием новейших тектонических движений, резких колебаний главного базиса эрозии рек и глубоких колебаний климата, связанных с периодическими оледенениями.

2. Современные речные долины не только в Западной Сибири, но, вероятно, и во всей Евразии являются в основном продуктом древних фаз мощного стока, а не аллювиальных процессов, аналогичных по интенсивности современным. Господствующее представление о формировании долин внеледниковой полосы в условиях сравнительно стабильного стока

является ошибочным. Потоки, блуждающие по дну долин, временами становились в десятки раз более широкими, чем теперь, а временами почти полностью пересыхали. Эти колебания стока, отражающие соответствующие изменения климата, имели повсеместный характер. История формирования современных долин определенно подразделяется на 3 этапа: древний N_2 — Q_1, когда базис эрозии повсюду был очень низким, основной Q_{2-3} и новейший Q^4_3 — Q_4. 2 последних этапа протекали на юге Западно-Сибирской низменности при положении базиса, более высоком, чем теперь (рис. 80). На равнинах, не испытывавших в четвертичное вре-

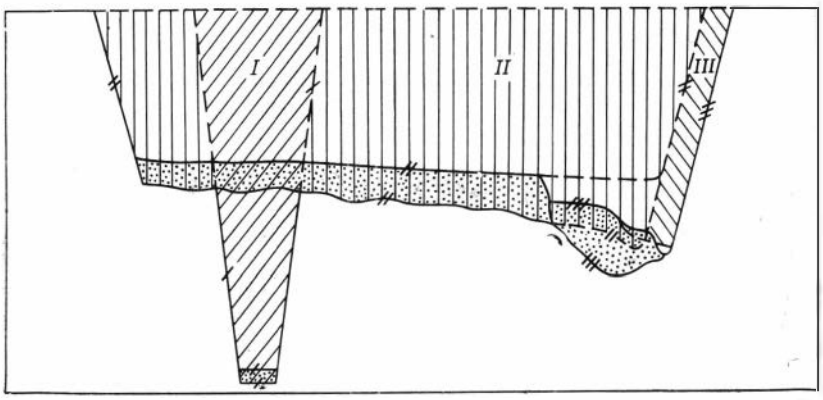


Рис. 80. Террасы как выработанные формы рельефа и основные этапы формирования современных долин.

I — древний этап (N^3_2 — Q_1); *II* — основной этап (Q_2 — Q_3); *III* — новейший этап (Q^4_3 — Q_4). Заштрихованные участки — коренные породы, разрушенные и переработанные рекой за соответствующий этап; крап — аллювий. Штрихами указаны подошва аллювия, склоны и поверхность дна долины каждого этапа ее формирования (по И. А. Волкову, 1966, с добавлениями)

мя резких тектонических воздыманий, в ранний этап были созданы и почти полностью выполнены осадками резко переуглубленные узкие долины, которые в основной этап были переработаны в широкие неглубоко врезанные долины, близкие по очертаниям к современным, ограниченные верхними уступами современных третьих и вторых надпойменных террас. В новейший этап сформировались осадки, поверхности и уступы первых надпойменных террас и пойм. Этот вывод имеет важное значение для дальнейшего развития общей ледниковой теории и учения о формировании россыпных месторождений.

3. Формирование рельефа и осадков юга низменности было тесно связано с периодически появлявшимся в низовьях Иртыша огромным озерным бассейном — Мансийским озером-морем (рис. 81). Периоды обильного стока, по-видимому, в основном совпадали с начальными этапами трансгрессий водоема, а регрессивные фазы протекали в условиях умеренного или слабого стока. Озерный бассейн в низовьях Иртыша появлялся главным образом под влиянием деятельности ледников (подпрудный приледниковый бассейн), однако отдельные его фазы могли быть следствием временных поднятий главного базиса эрозии. К югу от широтного отрезка долины Иртыша обнаружены и прослежены в полевых условиях древние береговые линии и озерные осадки, образовавшиеся при следующих положениях уровня озера: 125—130, 105—110, 70 и 60 *м*. Западная часть Обь-Иртышского междуречья является озерной равниной, образовавшейся во время двух первых (из выделенных нами) фаз трансгрессий.

4. В осадках и рельефе юга Западной Сибири, Казахстана и других районов внеледниковой полосы достаточно четко отражены следы этапов глубокой аридизации климата. Эти этапы аридизации сопровождались резким сокращением активности эрозионных процессов. Самый мощный этап аридизации имел место между древним и основным этапами развития современных долин. Он выразился в формировании мощных толщ своеобразных желтовато-бурых карбонатных осадков эолового генезиса, которые позже в значительной степени были уничтожены, а также комплекса скульптурных и аккумулятивных эоловых форм рельефа. Другой этап аридизации имел место между основным и новейшим этапами формирования современных долин. Он также ознаменовался образованием эоловых отложений и форм рельефа. В северной части внеледниковой полосы в то время образовались различные замкнутые понижения, покровные лессовидные отложения и генетически тесно с ними связанные бугры и гряды (гривы). На юге в то время сформировались современные песчаные пустыни с их своеобразным эоловым рельефом. Это имело место, по-видимому, 20 000—10 000 лет назад.

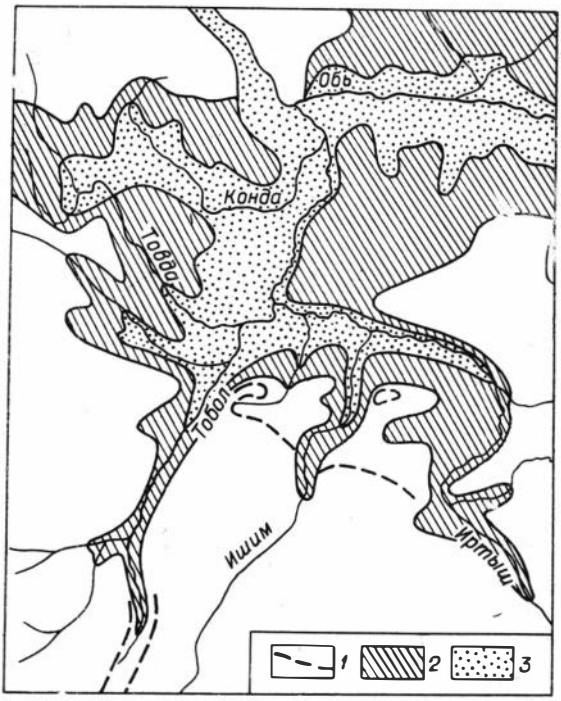


Рис. 81. Мансийское озеро-море (позднеплейстоценовый озерный бассейн юга Западной Сибири).

1 — границы бассейна в максимум трансгрессии (конец самаровской стадии максимального оледенения Q^2_2), *2* — границы бассейна во время формирования береговой линии на отметках, близких к 105 *м* (конец тазовской стадии максимального оледенения Q^4_2), *3* — границы бассейна в новейшие стадии трансгрессии (вторая половина зырянского времени, заключительные стадии плейстоцена Q_3^{3-4}).

5. Наши наблюдения на юге Западной Сибири и в других районах, дополненные литературными данными, позволяют заключить, что чередование сухих и влажных эпох, следы которых установлены И. П. Герасимовым для Средней Азии, в действительности было характерно для всей внеледниковой полосы. Вследствие этого осадконакопление и формирование рельефа имело здесь резко выраженный этапный характер. Дальнейшие исследования позволят выделить и изучить эти этапы с целью использования их наряду с этапами новейших тектонических движений в качестве соответствующих реперов при геоморфологических и геологических исследованиях.

Заключение

Добиться экономической эффективности хозяйственных мероприятий, осуществляемых на той или иной территории, без ясного понимания исторически сформировавшихся особенностей природной обстановки невозможно. Полученные нами данные об условиях залегания и строения покровных лессовидных отложений, их структурных, текстурных особенностях, литологическом составе, просадочности и т. д. должны представить несомненный интерес для широкого круга специалистов-практиков. Попытаемся кратко охарактеризовать природные ресурсы изученной территории.

Толща континентальных палеогеновых и неогеновых пород, залегающая во многих местах неглубоко от поверхности, не содержит, вероятно, значительных скоплений полезных ископаемых, однако она еще слабо изучена, и ее было бы неверно считать совершенно бесперспективной. Грубозернистые отложения, залегающие кое-где в основании бещеульской свиты и являющиеся, вероятно, возрастным аналогом чаграйской свиты Тургая, водоносны и могут быть использованы для местного водоснабжения, хотя местами содержащаяся в указанных отложениях вода в некоторой степени минерализована. Суглинки и супеси бещеульской свиты в ряде мест можно использовать как сырье для производства кирпича. Залегающая выше ишимская свита, отлагавшаяся в дельтовой, местами, возможно, прибрежно-озерной обстановке, часто сложена хорошо отсортированными песками. Эти пески иногда расположены неглубоко от поверхности, а значит, их удобно использовать в строительных целях. Здесь встречаются достаточно чистые кварцевые пески, пригодные для производства стекла. Можно быть твердо уверенным, что месторождение стекольных песков близ г. Ялуторовска не является единственным. Подобные месторождения вероятны на склонах долины Тобола и, особенно, в пределах пологого склона, которым ограничена с севера равнина Ишимской степи. Своеобразные глины черлакской свиты, обычно залегающие на глубине в несколько метров, исключительно тонкодисперсны и могут найти применение в промышленности. Позднеплиоценовый аллювий обычно в значительной степени состоит из окатанных мергельных конкреций. Местами мощность слоя, обогащенного мергельным материалом, превосходит 10 *м*. Мы полностью разделяем мнение В. А. Николаева (устное сообщение) об указанных отложениях как возможном источнике сырья для цементной промышленности.

В позднем плиоцене и начале четвертичного периода в Западной Сибири вообще и в рассматриваемой области в частности образовалась сеть глубоко врезанных речных долин, позже погребенных под более молодыми осадками. Отложения погребенных долин, залегающие среди более древних пород, во многих местах водоносны и обеспечивают достаточно

высокие дебиты пресной воды. Выявленная сеть погребенных долин Ишимской степи (Волков, 1960а, 1964б) в корне меняет существовавшее ранее представление о юго-западном (в Тургай) направлении прарек указанной территории (Лавров, 1948; Наливкин (ред.), 1956; Сваричевская, 1961 и др.). Сток по Ишим-Тобольскому междуречью в четвертичное время был всегда направлен с юга на север, а по Ишим-Иртышскому — на северо-восток и восток. Такое заключение, естественно, должно учитываться при поисках местных источников водоснабжения для этих бедных грунтовыми водами степных пространств.

Верховья древних четвертичных долин, пересекающих Ишимскую степь, располагались в Казахстане. Не исключено, что аллювий этих долин может содержать различные россыпные месторождения. И. И. Задкова, изучившая минералогический и химический состав ранне-среднечетвертичных аллювиальных и иных отложений на значительных пространствах подстилающих покров лессовидных пород, установила, что верхняя часть их почти всюду обогащена редкими элементами и может быть использована как удобрение. В связи с этим дальнейшее изучение состава указанных отложений имеет определенное практическое значение.

Большинство исследователей до последнего времени считали, что к югу от границ максимального оледенения и его крупной последней стадии (тазовской) располагались своеобразные озерно-аллювиальные равнины. Это предположение отражено на изданных в последние годы геологических и геоморфологических картах. Наши исследования подтвердили правильность гипотезы о существовании на юге низменности в четвертичное время обширного озера, а также позволили наметить основные этапы истории огромного древнего водоема Западной Сибири — Мансийского озера-моря. Осадконакопление на юге низменности во вторую половину четвертичного периода было тесно связано с этим водоемом. Обширные пространства Среднего, отчасти Южного Зауралья, Кондинской низины и западной части Обь-Иртышского междуречья сложены в верхней части разрезов, а в ряде районов прямо с поверхности не аллювием, а дельтовыми и озерными осадками. Следовательно, мы имеем дело не с озерно-аллювиальной, а с древней озерной равниной. В указанных районах должны быть древние прибрежно-озерные и пляжевые осадки преимущественно песчаного состава, столь необходимые для строительства железных дорог и сооружений. Вероятнее всего, эти отложения накапливались там, где во время длительного стояния уровня озера слагающие берега породы подвергались абразии и перемыву. Наиболее перспективны в этом отношении умеренно пологие склоны останцев и междуречий, обращенные в сторону, с которой подходило наиболее активное волнение (обычно на запад и юго-запад), на абсолютных отметках, близких к 105, 70 и 60 *м* (отметки длительного стояния уровня древнего озера).

Наши исследования показали ошибочность господствующих представлений об относительной стабильности в четвертичное время стока рек внеледниковой полосы. Сток местных рек здесь резко менялся под влиянием общих изменений климата. В связи с этим история речных долин и их осадков имеет четко выраженный этапный характер. Этот вывод имеет важное значение для дальнейшего изучения закономерностей формирования россыпных месторождений.

Научно обоснованное сельскохозяйственное освоение территории тоже должно планироваться с учетом как исторически сложившихся особенностей современного ландшафта, так и свойственных ему в настоящее время закономерностей. Планирование сельскохозяйственных мероприятий должно идти не по принципу «переделать природу», а по принципу «максимально использовать богатства природы при минимальных затратах».

Структура культурных угодий должна быть по возможности максимально близкой к структуре ландшафта. При этом всегда следует учитывать не только выгоды, но и убытки, связанные с освоением той или иной территории. Необходимо, чтобы культурный ландшафт оставался более или менее стабильным во времени, т. е. он не должен эксплуатироваться хищнически, ибо в противном случае его потенциальные ресурсы будут быстро исчерпаны.

Применительно к сельскохозяйственным районам юга Западной Сибири главнейшей исторически обусловленной особенностью природы является сильная заболоченность южных районов таежной зоны. Она связана с наступлением тайги и болот на лесостепь и степь. Вследствие этого в южной части тайги и северной лесостепи широко распространены богатые гумусом реликтовые почвы степного типа, ныне постепенно деградирующие.

Характерной особенностью рассматриваемого региона в настоящее время является приблизительное соответствие между количеством тепла и влаги, получаемым земной поверхностью, что обусловлено географическим положением его на границе пояса недостаточного увлажнения и холодного пояса избыточного увлажнения (от засухи сильно страдает лишь часть освоенных площадей — Целинный край, расположенный в северной части пояса недостаточного увлажнения). Поэтому использовать искусственное орошение выгодно далеко не везде. Не все годы здесь засушливы. Дорогостоящие сооружения и техника будут часто простаивать. Да и не всегда недостаток влаги является основной причиной низких урожаев. Только всемерное повышение плодородия почвы путем внесения удобрений позволит решить задачу повышения урожайности земель.

Граница недостаточного и избыточного увлажнения под влиянием конкретных условий погоды от года к году значительно перемещается по широте (влажные и засушливые годы). Ввиду этого в пределах лесостепи и особенно степи урожайность всегда будет неравномерной по районам и тем более по годам. 2 фактора (кроме повышения плодородия почвы) могут в этих условиях резко снизить ненужные затраты средств и усилий: а) правильно построенная система наблюдений для ориентировочной оценки видов на урожай, в частности запасов влаги в почве к моменту сева; б) правильный подбор культур с учетом запаса влаги в почве к началу лета. Сходные условия погоды часто сохраняются на значительной части региона, поэтому в отдельные годы, особенно перспективные на урожай, площади под зерновыми культурами должны максимально расширяться, а в годы с неблагоприятным прогнозом, напротив, предельно сокращаться.

Очень перспективны в сельскохозяйственном отношении в Западной Сибири северная лесостепь и южная, ныне почти повсеместно заболоченная, часть таежной зоны. Эта полоса наиболее благоприятна по соотношению тепла и влаги для произрастания зерновых культур (пшеницы). Здесь основной причиной заболачивания почти всюду является отсутствие организованного стока весенних талых вод. Осушение сравнительно быстро превратит эти земли в высокоурожайные. Расширение посевных площадей за счет осушения южных районов таежной зоны и северной лесостепи следует считать основным направлением дальнейшего развития сельского хозяйства в Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Акульшина Е. П., Андреева Л. И. Малые элементы в глинистой части пород ордовика и силура как показатели интенсивности химического выветривания.— Сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., «Наука», 1965.

Акульшина Е. П., Петраков В. У., Симонова В. И. Некоторые закономерности распределения бора в глинистой части пород нижнего и среднего палеозоя Западно-Сибирской платформы.— Сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., «Наука», 1965.

Алексеев В. А. и др. Новые данные об абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири.— Докл. АН СССР, т. 160, № 5, 1965.

Алтунин С. Т. Исследование Кампырраватской и Куйганярской плотин.— Докл. науч. сессии 2—5 сент. 1949 г. в Фергане. Ташкент, 1950.

Антыпко Б. Е. Стратиграфия третичных континентальных отложений северного и восточного склонов Казахского нагорья.— Тр. межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. М., Гостоптехиздат, 1957.

Антыпко Б. Е. Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения Петропавловского Прииртышья.— Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 2. Вестн. гидрогеол. треста, 1962.

Архипов С. А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.

Архипов С. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогеновом периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Новосибирск, 1964.

Афанасьев А. В. Об изменении ландшафтов в северной полосе Казахстана.— Вестн. АН КазССР, № 1, 1955.

Барков А. С. Словарь-справочник по физической географии. Учпедгиз, 1948.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.

Бер А. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и, низовьев Тобола.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол., т. 16, вып. I, 1938.

Берг Л. С. О происхождении лесса.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 52, 1916.

Берг Л. С. Климат и жизнь. М., 1922.

Берг Л. С. Проблема лесса.— «Природа», № 6, 1927.

Берг Л. С. Лесс как продукт выветривания и почвообразования.— Тр. Второй междунар. конф. Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, т. I, 1932.

Берг Л. С. Климат и жизнь. Изд. 2-е. М., Гос. изд-во геогр. лит., 1947а.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. М., Гос. изд-во геогр. лит., 1947б.

Берг Л. С. Дочетвертичные лессы. Землеведение, т. 2, 1948.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. Т. 1, 2, Географгиз, 1947—1952.

Березкина Г. М. Глинистые минералы пород кайнозойского возраста долины Оби в ее среднем течении как один из возможных показателей при их стратиграфическом расчленении.— Науч. докл. высшей школы, Геол.-геогр. науки, № 4, 1958.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.

Бобоедова А. А. О происхождении Тургайской ложбины.— В кн. «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.
Бобоедова А. А., Илларионов А. К вопросу о происхождении Убаган-Турайской древней долины.— Тез. докл. к Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода. Серия палеогеогр. Новосибирск, 1964.
Богачев В. В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев, Изд. АН УССР, 1961.
Богословский Н. О некоторых явлениях выветривания в области Русской равнины.— Изв. Геол. ком., т. 18, Спб., 1889.
Борисов А. А. Климаты СССР. Учпедгиз, 1948.
Борисяк А. А., Беляева Е. И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Тр. палеонтол. ин-та АН СССР, т. 15, вып. 3, 1948.
Боч С. Г. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции.— Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
Бузлуцков Ф. С., Волкова В. С. Некоторые данные о минералогическом составе четвертичных отложений Тобольского материка.—Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 44, 1964.
Бузулуцков Ф. С., Гурова Т. И., Коробейников Л. И. и др. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1957.
Букреева Г. Ф. К вопросу об эволюции растительности Северо-Восточной Барабы, Новосибирского Приобья в неоген-четвертичное время (по данным спорово-пыльцевого анализа). В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
Быков Г. Е. Древние долины Абуго-Тобольского водораздела.— Изв. геогр. об-ва, т. 70, вып. 6, 1938.
Вангенгейм Э. А. Фауна четвертичных млекопитающих юго-востока Сибирской платформы.— Сб. «Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими».— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Некоторые итоги изучения антропогеновой фауны Западной Сибири.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтегазоносность. Л., Гостоптехиздат, 1946.
Введенский Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 330, 1933.
Величко А. А., Морозова Т. Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение.— В кн. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». Изд. АН СССР, 1965.
Вельмина Н. А. О происхождении западинного и гривного рельефа Западно-Сибирской низменности (в дискуссионном порядке).— В кн. «Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки». «Наука», 1964.
Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. ИЛ, 1949.
Волков И. А. О поведении ветрового потока за барханом.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 87, 1955.
Волков И. А. О строении, залегании и происхождении лессовидных отложений Северного Казахстана.— Вестн. Ленингр. гос. ун-та, № 18, 1960а.
Волков И. А. О происхождении Камышловского лога.— Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. 9, 1960б.
Волков И. А. О гривном рельефе Ишим-Тобольского междуречья.— Геология и геофизика, № 9, 1961,
Волков И. А. К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
Волков И. А. Следы мощного стока в долинах юга Западной Сибири.— Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
Волков И. А. Некоторые особенности современных эоловых процессов.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 24, 1964а.
Волков И. А. О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 25, 1964б.
Волков И. А. Покровные лессовидные отложения юга Западно-Сибирской низменности.— Сб. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965а.
Волков И. А. Ишимская степь (рельеф и покровные лессовидные отложения). Новосибирск, СО АН СССР, 1965б.
Волков И. А. О колебаниях климата во внеледниковой полосе Западной Сибири и сопредельных стран.— Сб. «Кайнозой Западной Сибири». «Наука», 1968.

Волков И. А., Березкина Л. И. Геоморфологические исследования для крупномасштабного почвенного картирования в Северном Казахстане на основе аэрофотосъемки.— В сб. «Материалы к использованию аэрометодов при изучении почв. раст. Сев. Казахстана». Изд. АН СССР, 1957.
Волков И. А., Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности.— Тез. всесоюзн. совещ. по изучению четверт. периода, секция геоморф. Новосибирск, 1964а.
Волков И. А., Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
Волков И. А., Волкова В. С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964б.
Волкова В. С. О палеогеографической обстановке в бассейне Иртыша перед максимальным (самаровским) оледенением.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962а.
Волкова В. С. О находке *Corbicula fluminalis* Mull. в низовьях Иртыша и их палеогеографическом значении.— Докл. АН СССР, т. 145, № 3, 1962б.
Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.
Волкова В. С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии в низовьях Иртыша в четвертичное время.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, «Наука», 1966.
Волкова В. С. и Панова Л. А. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега Нижнего Иртыша.—Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
Волкова В. С., Шурыгин А. Г. Стадии отступления зырянского оледенения в низовьях Енисея.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 66, Л., 1961.
Волкова М. С. К стратиграфии третичных отложений северо-восточной части Тургайской низменности.— Матер. по геологии и полезн. ископаемым Казахстана, вып. 10. Алма-Ата, 1939.
Волкова М. С. Геологическое строение восточного склона Убагано-Ишимского водораздела.— Матер. по полезным ископаемым Казахстана, вып. 15. М.— Л., 1941.
Высоцкий Н. К. Геологические исследования в черноземной полосе Западной Сибири. Изд. геол. ком., т. 13, 1894.
Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири.— В кн. «Геол.- иссл. и развед. работы вдоль линии Сибирской ж. д.», вып. 5. СПб., 1896а.
Высоцкий Н. К. Очерк физико-географических изменений Западной Сибири в третичной и послетретичной эпохе.— Зап. Сиб. минералог. об-ва, т. 34, 1896б.
Высоцкий Н. К. Геологические исследования 1894 г. в Киргизской степи на Иртыше.— В кн. «Геол.- иссл. и развед. работы вдоль линии Сибирской ж. д.», вып. 1. СПб., 1896в.
Гедройц К. К. Химический анализ почв. М., 1935.
Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и их классификация.— Сб. «Региональное развитие кор выветривания в СССР», М., 1963.
Геологическая карта СССР. Глав. ред. Д. В. Наливкин. Госгеолиздат, 1958.
Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана.— Тр. Ин-та географии, вып. 25. М.— Л., 1937.
Герасимов И. П. Лессы Китая и их происхождение.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1955а.
Герасимов И. П. Крупнейший геолог и географ нашей страны академик В. А. Обручев.— В кн. «Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии». Изд. АН СССР, 1965б.
Герасимов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, 1939.
Гладковский А. К., Гуткин Е. А. Изверженные породы центральной части Тургайской равнины. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
Гольц С. И. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Тенгизской впадины.— Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1962.
Гольдшмит В. М., Петерс К. Н. К геохимии бора. Ст. I, II.— В сб. статей по геохимии редких элементов. ИЛ, 1938.
Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд. АН СССР, 1963.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. «Наука», 1964.
Городецкая М. Е. Свидетели былой мерзлоты в Павлодарской области.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1958.
Городецкая М. Е. Многолетнее колебание уровней озер и их отражение в рельефе юго-запада Западной Сибири.— Географические сообщения, вып. 2, 1961.
Городецкая М. Е. Некоторые особенности гривно-ложбинного рельефа юго-западной Сибири в связи с вопросами его генезиса.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1962.
Горшенин К. П. Почвы черзноземной полосы Западной Сибири.— Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 39, 1927.
Горшенин К. П. Почвы южной части Сибири. Изд. АН СССР, 1955.
Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности.— Докл. АН СССР, т. 110, № 1, 1956.
Григорьев А. А., Будыко М. И. Классификация климатов СССР.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1959.
Гричук М. П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири.— Науч. докл. высшей школы, № 1, 1959.
Гричук М. П. Основные черты изменения растительного покрова в Сибири в течение четвертичного периода.— В кн. «Палеогеография четвертичного периода СССР», Изд. МГУ, 1961.
Громов В. И. О находке *Alces latifrons* в Сибири. Сообщение Гос. Академии истории и материальной культуры, 12, 1931.
Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 64, 1948.
Громов В. И. Стратиграфическая граница между третичными и четвертичными (антропогеновыми) периодами.— Тез. докл. на совещ. по разработке унифиц. стратигр. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской обл. Баку, Изд. АН АзССР, 1955.
Громов В. И., Вангенгейм Э. А., Никифорова В. В. Этапы развития антропогеновой фауны млекопитающих как отражение этапов развития земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1963.
Гуляева П. А., Лосицкая И. Ф., Ковалева Т. А. Ванадий и цинк в каустобиолитах.— Сб. «Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах». «Наука», 1965.
Гурари Ф. Г. и др. Стратиграфия континентальных верхнепалеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности». Гостоптехиздат, 1961.
Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
Дембо Т. М. О погребенных россыпях в Степняковском районе Северного Казахстана.— «Сов. геология», № 4, 1941.
Дербиков И. Б. Тектоническая схема фундамента Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности». Гостоптехиздат, 1958.
Добруцкая А. Н. Стратиграфия континентальных третичных отложений Нижнего Приобья.— В кн. «Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности». Гостоптехиздат, 1961.
Дорофеев П. И. О плейстоценовой флоре с. Вышгород на Днепре.— Бот. ж., т. 49, № 8, 1964.
Доскач А. Г., Кушев С. Л., Федорович Б. А. Геоморфологическое картирование как метод изучения четвертичных отложений на примере Северного Казахстана.— В сб. «Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода», т. 3. М., АН СССР, 1961.
Доскач А. Г., Левина Ф. Я. К истории развития природных ландшафтов Тургайского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1959.
Доскач А. Г., Трушковский А. А. Пыльные бури на юге Русской равнины. Сб. «Пыльные бури и их предотвращение». «Наука», 1963.
Драверт П. Л. Материалы к геологическому познанию правобережья Иртыша.— Тр. Сиб. с.-х. акад., № 3, 1928.
Дроздов В. Н. Фаунистический очерк наземных мягкотелых моллюсков Прииртышской тайги.— Изв. Омск. геогр. об-ва, вып. 6, 1964а.
Дроздов В. Н. К изучению фауны моллюсков р. Оми.— Изв. Омск. геогр. об-ва, вып. 6 (13), 1964б.

Дубянский В. А. Песчаная пустыня Юго-Восточные Кара-Кумы, ее естественные районы, возможности их сельскохозяйственного использования и значение для ирригации.— Тр. по прикл. ботанике, генетике и селекции, т, 19, вып. 4, 1928.
Дубянский В. А. Песчаные пустыни Туркмении. Туркмения. Ч. III. Л., изд. АН СССР, 1929.
Дьяченко А. Е., Макарычев Н. Т. Дефляция почв и агролесомелиоративные мероприятия в Северном Казахстане. М., Изд. АН СССР, 1959.
Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной съемке северных районов.— Тр. НИИГА, т. 38, Л., 1958.
Ермолов В. В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск, СО АН СССР, 1964.
Ершова Г. И. О классификации и номенклатуре обломочных пород.— Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
Жадин В. И. Моллюски пресных вод СССР. Изд. АН СССР, 1952.
Жилинский И. И. Очерки гидрогеологических работ в районе Сиб. ж. д., 1907.
Жуков Л. Н. Геология и полезные ископаемые в районе трассы Заводоуковской ж. д. — Омская обл., № 1—2, 1937а.
Жуков Л. Н. Геолого-геоморфологический очерк р. Вагай.— Омская обл., № 5, 1937б.
Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины.— Сб. «Проблемы Западного Казахстана», вып. 2, 1945.
Жуков М. М. Оценка эолового фактора образования лесса в свете изучения черных бурь.— Сб. «Условия формирования четвертичных отложений». Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 24. Новосибирск, 1964.
Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры третичных отложений Северного Приаралья, Тургайского прогиба, Кулундинской степи и их стратиграфическое значение.— Тр. Межвед. совещ. по разработке и уточнению стратигр. схем. Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.
Зальцман И. Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965. Западная Сибирь. Отв. ред. Г. Д. Рихтер. Изд. АН СССР, 1963.
Зарина Е. П. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности.— Матер. по четверт. геологии и геоморфологии СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 4, 1961.
Зауер В. В., Зубаков В. А. Палинологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея в Осиновском районе.— Докл. АН СССР, т. 120, № 1, 1958.
Звонков В. В. Водная и ветровая эрозия земли. Изд. АН СССР, 1962.
Знаменский А. И. О движении барханов песков.— Тр. Туркм. фил. АН СССР, вып. 2, 1942.
Знаменский А. И. О механизме образования некоторых форм эолового рельефа песчаных пустынь и защите сооружений от песков.— Изв. Туркм. фил. АН СССР, № 1, 1950.
Знаменский А. И. Ветровая эрозия и борьба с ней на трассе Главного Туркменского канала в период строительства. — Тр. II сесии АН ТуркмССР. Изв. АН ТуркмССР, 1952.
Знаменский А. И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов.— Матер. исслед. в помощь проект. строит. Каракумского канала, вып. 3. АН ТуркмССР, 1957.
Значение научных идей В. В. Докучаева для борьбы с засухой и эрозией в лесостепных и степных районах СССР. Под ред. акад. И. П. Герасимова. Изд.-во АН СССР, 1955.
Иванова Е. Н. Глинистые породы мезокайнозоя на юго-западной части Зап-Спб. низменности.— Тр. ВНИГРИ, вып. 140, 1959.
Ивановская А. В. Бор в глинистых фракциях и гидрослюдах мезозойских отложений Лено-Оленекского района и его значение для определения палеосолености. — В кн. «Глины и глинистые минералы Сибири». Новосибирск, 1965.
Ильин Р. С. Геология низовий Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Б. Атлыма.— Матер. по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 36. Томск, изд. Зап.-Спб. геол. треста, 1936.
Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000. Под ред. Е. Т. Шаталова. Госгеолтехизат, 1955.
Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии. Л., изд. Ленингр. гос. ун-та. 1953.
Кадкина Э. Л. Фациальная характеристика аллювиальных отложений долины р. Оби в ее среднем течении.— Вести. МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., № 1, 1959.

Казанский Ю. П. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Ильяка и Ларь-Егана, левых притоков р. Оби.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 132, 1954.
Казанский Ю. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Б. Дубчесса, Сыма и Б. Каса.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135, серия геол. Томск, 1956.
Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958а.
Казаринов В. П. Формации мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа.— «Сов. геология», № 12, 1958б.
Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. К палеогеографии четвертичного периода внеледниковой области Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВСЕГЕИ, нов, серия, т. 64, 1961.
Карта четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Глав. ред. И. И. Краснов. Госгеолиздат, 1961.
Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий. Отв. ред. С. В. Яковлева. Госгеолиздат, 1961.
Кассин Н. Г. К характеристике четвертичных отложений Казахстана. — «Пробл. сов. геологии», № 2, 1936.
Кассин Н. Г. и др. Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геол. описание, 1941.
Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1947.
Катченков С. М. Распределение малых химических элементов в ссадочных породах и нефтях. Автореф. дисс., 1963.
Кейт М. Л., Дегенс Э. Г. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб. «Геохимические исследования». ИЛ, 1961.
Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
Козменко А. С. Основы противоэрозионной мелиорации. Изд. I. Сельхозгиз, 1954.
Козменко А. С. Основы противоэрозионной мелиорации. Изд. II. Сельхозгиз, 1957.
Колов С. Н. К вопросу об источниках образования эоловых песков Северо-Западной Туркмении.— Тр. Среднеазиат. ун-та, 1956.
Корчагин И. А. Раннечетвертичные семенные флоры низовий р. Иртыша. Бот. ж., т. 43. М.— Л., изд. АН СССР, 1958.
Костромин С. А. Геология рыхлых отложений северной части Тобол-Ишимского междуречья. Автореф. канд. дисс. Томск, 1952.
Костромин С. А. Материалы по геологии бассейна р. Вагай.— Тр. Томск. гос. ун-та, серия геол., т. 124. Томск, 1953.
Костромин С. А. Проявления неотектоники в юго-западной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 132. Томск, 1954.
Кошелев П. Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба. — Матер. геоморф. совещ. АН СССР (отд. геол.-геогр. наук). М., 1959.
Кошелев П. Я. О возрасте рельефа территории Тургайского прогиба.— Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая». —Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 39, 1960.
Краснопольский А. А. Геологические исследования Зап.-Сиб. горной партии 1893 г. — Горн. ж., т. 2, вып. 4—5, 1894.
Краснопольский А. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях, проведенных в 1895 г. в Западной Сибири.— Геол.-иссл. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 5. СПб., 1896.
Крашенинников И. М. Растительный покров Киргизской республики.— Тр. Об-ва по изучению Киргизского края, вып. 6 (т. 5, вып. 2). Оренбург, 1925.
Кривенков А. М. О роли ветра в формировании рельефа Прибалханского района.— Тр. Ин-та геологии АН ТуркмССР, т. 2. Ашхабад, 1959.
Кригер Н. И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. «Наука», 1965.
Криштафович А. Н. Палеоботаника. — Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1957.
Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана.— В кн. «Тектоника СССР», т. I, ч. I, 1948.
Крылов Г. В. Леса Западной Сибири. М., изд. АН СССР, 1961.
Кузнецов Ю. А. Глины. В кн. «Полезные ископаемые Зап.-Сиб. края». Томск, 1934.
Кунин В. Н. Некоторые данные о современных эоловых формах в Юго-Восточных Кара-Кумах.— Матер. КЭИ, вып. 29, серия туркм. Л., 1930.
Кунин В. Н. О происхождении современных песчаных накоплений.— Докл. АН СССР, вып. 4, 1933.

Кучин М. И. Лессовидные породы Приобья и Кузнецкой котловины.— Сб. науч. трудов Томск. инж.-строит. ин-та, т. 7. Томск, 1960.
Лавренко Е. М. Растительный покров СССР (Пояснительный текст к карте растительности СССР). Изд. АН СССР, 1956.
Лавренко Е. М., Сочава В. Б. Геоботаническая карта СССР. Изд. Бот. ин-та АН СССР, 1954.
Лавров В. В. Четвертичная история и геоморфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата. Изд. АН КазССР, 1948.
Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины.— Изв. АН КазССР, № 70, серия геол., вып. 11, 1949.
Лавров В. В. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 14, 1951.
Лавров В. В. Краткий обзор континентальных третичных формаций юга Западной Сибири.— Вестн. АН КазССР, № 6, 1953.
Лавров В. В. О различии стратиграфических схем континентальной серии в Казахстане и Западной Сибири.— Вестн. АН КазССР, № 6, 1955.
Лавров В. В. Тургайская титаноносная провинция.— Вестн. АН КазССР, № 9, 1956а.
Лавров В. В. О единой стратиграфической схеме для континентальных отложений Приаралья, Тургая и юга Западной Сибири.— Вестн. АН КазССР, № 1, 1956б.
Лавров В. В. Морской палеоген зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Изд. АН КазССР, 1957.
Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Изд. АН КазССР, 1959.
Лавров В. В. О различии стратиграфических схем континентальной третичной серии в Казахстане и Западной Сибири.— Вестн. АН КазССР, № 6, 1965.
Лавров А. П., Косточенко В. П. О генезисе глинистых прикустовых бугров в Прибалханском районе.— Изв. ТуркмССР, № 2, 1954.
Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 47, 1961.
Лаврушин Ю. А. Битекейские слои Северного Казахстана и их вероятные аналоги.— Тез. докл. к Всесоюз. совещ. по изучению четверичного периода, секция стратиграфии. Новосибирск, 1964.
Лаврушин Ю. А. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны.— Сб. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». «Наука», 1965.
Лазуков Г. И. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Нижней Оби.— Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
Лазуков Г. И., Соколова Н. С. Основные особенности палеогеографии Нижней Оби в четвертичном периоде.— Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961.
Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. П. Лессовые породы и их строительное свойство. Госгеолтехиздат, 1959.
Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Певзнер В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 33, 1960.
Линдберг Г. И. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.— Л., АН СССР, 1955.
Линдгольм В. А. Пресноводные моллюски из палеогеновых отложений по Иртышу.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения НК ТП СССР, вып. 339, 1932а.
Линдгольм В. А. Моллюски из среднеплиоценовых пресноводных отложений юго-западной Сибири.— Тр. ВГРО, вып. 238, 1932б.
Личков Б. Л. Древние оледенения и великие аллювиальные равнины. — «Природа», № 10, 1930.
Лобачев И. Н. О развитии сети древних переуглубленных долин и формировании современного рельефа Костромской области.— Сб. ст. по геологии и гидрогеологии, вып. 4. «Недра», 1965.
Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов. Госгеолиздат, 1952.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири.— в Кн. «Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода», т. III. Изд. АН СССР, 1961.
Маккавеев Н И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд. АН СССР, 1955.
Мартинсон Г. Г. Ископаемая пресноводная фауна и ее значение для стратиграфии.— Вестн. АН СССР, № 12, 1955.

Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
Мартынов В. А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи). — Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961.
Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропогеновые) отложения южной части Западно-Сибирской низменности. (Стратиграфия). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965.
Мезенцев В. С. Атлас увлажнения и теплообеспеченности Западно-Сибирской равнины. Омск. Изд. Омского с.-х. ин-та, 1961.
Методы изучения осадочных пород. Т. I. Отв. ред. Н. М. Страхов, Госгеолтехиздат, 1957.
Миддендорф А. Ф. Бараба.— «Зап. Сибирь», т. 19, № 2, Приложение, 1871.
Мизеров Б. В. К стратиграфии кайнозойских отложений района с. Вороново на р. Оби.— Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 11, 1948.
Мизеров Б. В. Геологические наблюдения в бассейне р. Шегарке.— Тр. Томск. гос. ун-та, серия геол., т. 124, 1953а.
Мизеров Б. В. Некоторые основные моменты кайнозойской истории Томского Приобья. — Тр. Томск. гос. ун-та, т. 124, серия геол., 1953б.
Минашина И. Г. Микроморфологическое исследование лесса и его изменения при почвообразовании. — Докл. сов. почвоведов к VII междунар. конгр. в США. Изд. АН СССР, 1960.
Минервин А. В. О возрасте и генезисе покровных отложений Томь-Колыванской зоны.— Докл. АН СССР, т. 120, № 1, 1958а.
Минервин А. В. Инженерно-геологическая характеристика покровных отложений Томь-Колыванской зоны.— Науч. докл. высш. школы, № 3, 1958б.
Минервин А. В. Покровные отложения второй надпойменной террасы левобережья долины р. Оби на участке устье Иртыша — с. Сургут.— Вести. МГУ, № 4, 1958в.
Минервин А. В. Сравнительная характеристика покровных отложений долины р. Оби в ее нижнем и среднем течении.— Докл. АН СССР, т. 128, № 4, 1959.
Мирошниченко В. П. Краткая физико-географическая характеристика территорий исследований, задачи, методы проведения и общие результаты выполненных работ.— В сб. «Матер. к использованию аэрометодов при изучении почв и растительности Сев. Казахстана». Изд. АН СССР, 1957.
Михайлов Б. М., Петровская Т. С. О литологии мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского буроугольного бассейна.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 124, 1959.
Морозова Т. Д. Некоторые результаты микроморфологического изучения лессов.— В сб. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». «Наука», 1963.
Москвитин А. И. Лесс и лессовидные отложения Сибири.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 14. Изд. АН СССР, 1940.
Мушкетов И. В. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану в 1874 г.— Зап. СПб. минералог. об-ва, серия 2, ч. 12, 1877.
Мушкетов И. В. Геологические исследования в Забайкальской области. — Изв. геол. ком., т. 6, № 2—3, 1887.
Мушкетов И. В. Физическая геология. Т. 2. Вып. 1. Изд. 2-е, СПб., 1903.
Мушкетов И. В. Физическая геология. Изд. II, 1905.
Мушкетов И. В. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану 1876 г. — Зап. РГО, т. 39, вып. 1, 1910.
Мушкетов И. В. Туркестан.— «Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествия с 1874 по 1880 гг.». Изд. 2. Т. I, ч. I. Пг., 1915.
Нагорский М. П. Материалы по геологии восточной окраины Чулымо-Енисейского края, вып. 4. Красноярск, 1938.
Нагорский М. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Матер. по геологии Красноярского края, вып. 6. Красноярск, 1939.
Нагорский М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности.— Вести. ЗСГУ, № 3, 1941а.
Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины.— Матер. по геологии Западной Сибири, № 13 (55), 1941б.
Неуструев С. С. К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири.— «Почвоведение», № 3, 1925а.
Неуструев С. С. Почвенная гипотеза лессообразований.— «Природа», № 1—3, 1925б.

Неуструев С. С. О географических циклах Западной Сибири в послетретичное время.— «Почвоведение» № 4, 1925в.
Никитенко Ф. А. Лессовидные породы Верхнего Приобья.— Изв. Вост. фил. АН СССР, № 9, 1957.
Никитенко Ф. А. О форме зерен и минералогическом составе покровных лессовых пород Верхнего Приобья.— Тр. Новосиб. ин-та инженеров ж.-д. транспорта, вып. 22, 1961.
Никитенко Ф. А. О литолого-стратиграфических комплексах лессовых пород Приобья.— Тр. Новосиб. ин-та инженеров ж.-д. транспорта, вып. 28, 1962.
Никитенко Ф. А. Лессовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика.— Тр. Новосиб. ин-та инженеров ж.-д. транспорта, вып. 34, 1963.
Никитенко Ф. А. Лессовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1964.
Никитин В. П. Семенные флоры четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Основные пробл. изучения четверт. периода». «Наука», 1965.
Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры с низовьев Иртыша.— Тр. Биол. науч.-иссл. ин-та. 1938.
Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 45, серия геол., № 130, 1948а.
Никифорова К. В. К вопросу о древних долинах в Северном Казахстане (Степняковский и Акмолинский районы).— Бюлл. ком. по изучению четверт. периода, № 13, 1948б.
Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины.- Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 141, серия геол., № 58, 1953.
Никифорова К. В., Гербова В. Г., Константинова Н. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Северного Приаралья и юга Западно-Сибирской низменности.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Антропогеновые формации юга Европейской части СССР.— Бюлл. ком. по изучению четверт. периода, № 130, 1965.
Николаев В. А. К стратиграфии неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, нов. серия, т. 58, № 1, 1947а.
Николаев В. А. Нижний плиоцен Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, нов. серия, т. 58, № 3, 1947б.
Николаев В. А. Мезокайнозой Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1949.
Николаев В. А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Автореф. монографии. Новосибирск, 1963.
Николаев В. А. Ландшафты Кокчетавской возвышенности. — Вестн. Моск. гос. ун-та, серия геогр., № 6, 1964.
Николаев В. А., Шумилова Е. В. Прареки антропогена Западно-Сибирской низменности.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
Обручев В. А. О процессах выветривания и развевания в Центральной Азии. Зап. Минералог. об-ва, т. 33, вып. 1, 1895.
Обручев В. А. Кучевые пески как особый тип песчаных скоплений.— В сб. «В честь 70-летия Д. Н. Анучина», 1913.
Обручев В. А. К вопросу о происхождении лесса (в защиту эоловой гипотезы).— Изв. Томск. технол. ин-та, т. 13, № 1, 1904; то же, в кн. В. А. Обручева «Избранные работы по географии Азии», т. 3. Географгиз, 1951.
Орлов Б. П. Характерные особенности движения барханных цепей в Юго-Восточных Кара-Кумах.— Уч. зап. Моск. гос. ун-та, серия геогр., т. 14, 1938.
Пестовский К. Н. Геологическое строение окрестностей озер Теке и Улькен-Карой в Северном Казахстане. Госгеолиздат, ОНТИ, 1936.
Петелин В. П. Упрощенный способ вычисления гранулометрических коэффициентов донных осадков.— Бюлл. Межвед. океаногр. ком. при Президиуме АН СССР, 1958.
Петров М. П. Подвижные пески пустынь Союза ССР и борьба с ними. М., Гос. изд-во геогр. лит., 1950.
Петрушевский Б. А. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, т. 60, отд. геол., т. 30, вып. 6, 1955.
Покровская И. М. О нижней границе четвертичной системы по палеоботаническим данным.— Матер. по четверт. геологии и геоморфологии СССР к VI конгр. ИНКВА. Госгеолиздат, 1961.

Покровская И. М. К методике изучения спор и пыльцы из четвертичных отложений.— В кн. «Основные пробл. изучения четверт. периода». «Наука», 1965.
Попова К. И. Распределение и годовой ход осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 147, 1957.
Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи.— Матер. по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 6. Томск, 1933.
Преображенский А. С. Опыт изучения географии и топографии почв Северного Казахстана с использованием материалов аэрофотосъемки.— В сб. «Матер. к использованию аэрометодов при изучении почв и растительности Сев. Казахстана». Изд-во АН СССР, 1957.
Орлов Б. П. Выступление на геоморфологической конференции.— В сб. «Пробл. геоморфологии». Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39, 1948.
Орлов Ю. А. Новые находки ископаемых млекопитающих Сибири.— «Природа», № 9, 1929.
Орлов Ю. А. Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях северной окраины Киргизской горной страны.— Изв. глав. геол. упр., т. 49, № 10, 1930.
Орлова В. В. Климат СССР. Западная Сибирь. Вып. 4. Гидрометиздат, 1962.
Останин В. Е. Морфология долины Иртыша на участке от Тобольска до устья и история ее формирования.— Вести. Моск. гос. ун-та, серия геогр., № 5, 1960.
Островский И. М. Перенос пыли во взвешенном состоянии.— В сб. «Пыльные бури и их предотвращение». «Наука», 1963.
Павленко Г. В. Весенний сток в Кулундинской степи и возможности его прогнозов и расчетов. Новосибирск, 1963.
Панова К. И. Распределение и годовой ход осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 147, 1957.
Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Образование вторичных минералов в почвах и растениях в связи с миграцией элементов.— Докл. VI Междунар. конгр. почвоведов. Вторая комиссия. Изд. АН СССР, 1956.
Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Задачи и методы почвенно-минералогических исследований под микроскопом.— «Почвоведение», № 12, 1958.
Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. Изд. АН СССР, 1962.
Пермяков А. И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров современных континентальных осадочных отложений (на примере бассейна р. Енисей).— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 26, 1964.
Проводников Л. Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Изд. СО АН СССР, 1963.
Прутская А. П. Некоторые результаты находок пресноводных моллюсков в континентальных кайнозойских отложениях северо-восточной части Казахстана.— Вести. Ленингр. гос. ун-та, № 24, 1958.
Пыльные бури и их предотвращение. Под ред. Д. Л. Арманд. Изд-во АН СССР, 1963.
Радченко Р. П. К вопросу о первом проявлении ботанико-географической и климатической зональности в Северной Евразии.— Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. Тр. Всесоюз. палеонтол. об-ва. Изд. АН СССР, 1956.
Разумов В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья.— В сб. «Кора выветривания», вып. 2. М., 1956.
Раукас А. В. Классификация обломочных пород по гранулометрическому составу. Таллин, 1964.
Ренгартен Н. В. Опыт фациально-литологического анализа осадочной толщи пятой террасы р. Днестра близ г. Тирасполя.— В кн. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». «Наука», 1965.
Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. «Наука», 1965.
Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита. В кн. «Тектоника нефтеносных областей», т. 2. Гостоптехиздат, 1958.
Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1947.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
Рухин Л. Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабо сцементированных осадочных пород. В сб. «Методы изучения осадочных пород», т. I, Госгеолтехиздат, 1957.
Рыбин Н. Г. Устройство поверхности Казахстана.— В кн. «Очерки по физической географии Казахстана». Алма-Ата, 1952.
Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 16, 1946.

Сакс В. Н. Новые данные к стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии.— Докл. АН СССР, т. 7, № 2, 1947.
Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, т. 201, 1948.
Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии.— Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 14, 1951.
Салов М. С., Иванов И. В. Снежный покров.— В кн. «Агрохимические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель». Гидрометиздат, 1955.
Сваричевская З. А. Геоморфология Северного Казахстана. Геогр. сб. Геогр. об-ва СССР, № 10, 1958.
Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1961.
Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., т. 29, № 3, 1954.
Сигов А. П. Раннечетвертичная переуглубленная Тобол-Убаганская долина. Геогр. сб. Геогр. об-ва СССР, № 10, 1958.
Спдоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1956.
Сидоров Н. П. Материалы к стратиграфическому расчленению четвертичных отложений района нижнего течения Оби.— Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
Сметанин И. С., Тюменцев Н. Ф. Проблема охраны почв в Сибири.— Тез. докл. к конф. почвоведов Сибири и Дальнего Востока. Горно-Алтайск, 1962.
Соколов В. А. и Ивкин Н. М. Новый тип агроруд.— Вестн. АН КазССР, № 2, 1966.
Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтеносности арктической части Западно-Сибирской низменности.— Тр. НИИГА, т. 100, 1960.
Соколов Н. А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884.
Соколов Н. Н. О геоморфологической терминологии. — Геогр. сб. Геогр. об-ва СССР, № 10, 1958.
Соколов С. Я., Связева О. А. Хорология древесных растений СССР.— «Комаровские чтения», т. 18, 1965.
Спешков А. А. Предварительный отчет Ишимской геологоразведочной партии по работам 1935 г. Зап.-Сиб. геол. трест. Томск, 1935.
Стратанович В. В. Труды Докучевской почвенной комиссии, вып. 1, 1914.
Страхов Н. М. Известково-доломитовая фация современных и древних водоемов.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 124, серия геол., № 45, 1951.
Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2, 3. Изд. АН СССР, 1962.
Страхов Н. М., Залманзон. Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и их значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
Стрелков С. А. и др. Проблема четвертичных оледенений Сибири.— В кн. «Основные пробл. изучения четверт. периода». «Наука», 1965.
Ступина Н. М. Зона степей.— В кн. «Западная Сибирь». Изд. АН СССР, 1963.
Сукачев Н. Н. Исследования четвертичных отложений Нижнеиртышского края. Экспедиция АН СССР в 1932 г. Изд. АН СССР, 1963.
Суслов С. П. Физическая география СССР (Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Дальний Восток, Средняя Азия). Учпедгиз, 1947.
Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа— Тр. геол. части кабинета, т. 5, СПб., 1902.
Тезисы докладов к конференции почвоведов Сибири и Дальнего Востока. Горно-Алтайск, 1962.
Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1958.
Тихонов А. В. Взаимосвязь сельского хозяйства с процессами дефляции в восточных районах освоения целины.— В сб. «Пыльные бури и их предотвращение». Изд. АН СССР, 1963.
Тропцкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф северо-восточного побережья Гыданского полуострова, северо-западной окраины Таймырской низменности и прилегающей части гор Бырранга. Автореф. канд. дисс. Л., 1961.
Троицкий С. Л. О палеонтологических и палеогеографических методах при биостратиграфическом изучении четвертичных отложений.— Тр. НИИГА, т. 121, 1962.

Успенский В. А., Радченко О. А. Описание основных методов битуминологического исследования при обработке материалов опорного бурения.— Тр. ВНИГРИ. Гостоптехиздат, 1955.
Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
Федорович Б. А. Роль ветра в формировании песчаного рельефа пустынь.— Тр. Первого Всесоюз. геогр. съезда, вып. 3. М., 1934.
Федорович Б. А. Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1940а.
Федорович Б. А. Роль ветра в формировании песчаного рельефа пустынь.— Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 36, 1940б.
Федорович Б. А. Палеогеография равнин Средней Азии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 36, 1940в.
Федорович Б. А. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 39, 1948а.
Федорович Б. А. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы.— Пробл. физ. географии, т. 13, 1948б.
Федорович Б. А. Лик пустыни. Москультпросветиздат, 1950.
Федорович Б. А. Успехи песковедения со времени путешествий В. А. Обручева.— В сб. «Вопр. геоморфологии и палеогеографии Азии». М., 1955.
Федорович Б. А. Общая характеристика рельефа и процессов рельефообразования.— В кн. «Геология СССР», т. 22, ч. I. М., 1957.
Федорович Б. А., Шувалов С. А., Калинина А. В. Природные предпосылки сельскохозяйственного районирования северных областей Казахской ССР.— Вестн. АН КазССР, № 11. 1955.
Фениксова В. В. Лессовые отложения юго-востока Западно-Сибирской низменности.— Тез. докл. Межвед. совещ. по изучению четверт. периода. М., 1957.
Фиалков Д. Н. Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности.— Зап. Омск. отд. Геогр. об-ва СССР, т. 1 (40). Омск, 1964.
Хахлов В. В. К стратиграфии четвертичных отложений правобережья Иртыша от ст. Утьма до ст. Демьянское.— Тр. Томск. гос. ун-та, вып. 133, 1956.
Чаповский Е. Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. Практ. рук. для студентов геол.-развед. специальностей, Госгеолтехиздат, 1958.
Чердынцев В. В. и др. Радиоуглеродные даты ГИН.— «Геохимия», № 12. 1965.
Черняховский А. Г. Четвертичный элювий юго-западных районов советской Азии и продукты его ближайшего переотложения.— В сб. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений. «Наука», 1965.
Черский И. Д. О послетретичных образованиях Сибири.— Тр. СПб. об-ва естествоиспытателей, т. 18, 1887.
Чочиа Н. Г. Тектоника северной половины Западно-Сибирской низменности. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». «Наука», 1965.
Шанцер Е. В., Лаврушин Ю. А., Микулина Т. М. Битекейские слои Северного Казахстана и их вероятные аналоги.— Изв. АН СССР, серия геол., №, 1, 1965.
Шацкий С. Б. Стратиграфическая схема третичных отложений северной и центральной частей Западно-Сибирской низменности.— Тез. докл. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири, 1956а.
Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений с.-в. части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133, 1956б.
Шлыгин Е. Д. Кора выветривания Северо-Восточного Казахстана.— «Пробл. сов. геологии», № 10, 1936.
Шлыгин Е. Д. Геологическая история и геологическое строение Казахстана.— В кн. «Очерки по физ. географии Казахстана». Алма-Ата, 1952.
Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В сб. «Складчатые области Евразии». «Наука», 1964.
Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас.— Тр. ком. по изучению четверт. периода АН СССР, т. 3, вып. 2, 1934.
Шумилова Е. В. Материалы к литологии и стратиграфии Западно-Сибирской низменности.— Изв. ЗСГУ, № 5, 1939.
Шумилова Л. В. Ботаническая география Сибири. Томск. Изд. Томск. гос. ун-та, 1947.
Шумилова Е. В. Материалы к литологии и минералогии неогеновых отложений центральной части Западно-Сибирской низменности.—Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1952.

Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезокайнозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических реконструкциях. Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1963.
Щербина В. Н. Генетические и возрастные типы месторождений гипса Казахской ССР.— Изв. Каз. фил. АН СССР, серия геол., № 4—5, 1945.
Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Росс. геогр. об-ва, т. 5, Омск, 1926.
Эдельштейн Я. С. Гидрогеологический очерк Обь-Иртышского района.— Тр. ВГРО, вып. 32, 1932.
Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. Госгеолиздат, 1947.
Ядринцев Н. М. Уменьшение вод в Арало-Каспийской низменности в пределах Западной Сибири по картографическим исследованиям за 100 лет.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 22, вып. I, 1886.
Яковлева С. В. Литолого-минералогические методы. В кн. «Методическое руководство по изучению и геол. съемке четверт. отложений», ч. 2. Госгеолтехиздат, 1955.
Яншин А. Л. Геологическое строение Северо-Западного Приаралья.— Матер. по геологии Казахстана. М., 1940.
Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде — Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.
Яншин А. Л. О четвертичной истории и морфологии бассейна среднего течения р. Тобола.— Бюлл. Москв. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 24 (5), 1949.
Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья (стратиграфия и история геологического развития). Изд. Москв. об-ва испыт. природы, 1953.
Яншин А. Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Тургайской низменности.— В сб. «Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода», т. 3, М., 1961.
Bagnold R. A. The physics of blomn sand and desert Dunes. Ld. 1941 (1 Ed.).
Bagnold R. A. The physics of blomn sand and desert Dunes. Ld. 1954 (2 Ed.).
Bates R. E. Geomorphic history of the Kickappo region, Wiskonsin.— Büll. of the geol. Soc. of Am., v. 50, № 6, 1939.
Brewer R. The petrographie Approach to the study of Soils. Trans. VII. Int. Congr. Soil Sci., v. 4, 1960a.
Brewer R. Cutans: their Definition, Recongnition and Interpretation. J. Soil. Sci., v. II, № 2, 1960b.
Drayton B. Speights and Brunton. Clay Mineral distribution in perno — pennsylvanian shales of val verbe basin and uates — todd arch, Texas.— Bull. of the Amer. assoc. of petroleum Geologists, № 12, 1961.
Eagar R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of British coal Meassures.— Nature, November, 3, 196, 1962.
Fargue L. La form du litriveriers a fond mobile. Paris, 1908.
Flint R. F., Brandtner F. Climatic changes since the lastinterglacial. Journal of Science. Vol. 259, 1961.
Fredericson A. F. Partition coefficients — new tool for studying geologica problems.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 46, № 4, 1962.
Fredericson A. F., Reynolds R. S. Geochemical method for determining paleosalinity in Clay and clay minerals, v. 58, Proceedings, of the eight National Conf. of clay and clay minerals, 1960.
Harder H. Das Bor im Kreislauf der Gesteine. Report of the twenty first session Norden, p. 1, Geochemical cycles, Copengagen, 1960.
Keith M. L., Degens E. T. Geochemical Indicators of Marine and Fresh-Water sediment. — Resarches in Geochemistry, 1959.
Kubiena W. L. Zur Mikromorphologie, Sistematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. Eiszeitalter and Gegenwart, B. 7, 1956.
Landergren S. On the desrtibution of boron different size classes in marine clay sediments.— Geol. Forem stockholm Forhandlinger, v. 80, № 492, 1958.
Landergren S. The distribution of boron in some swedish sediments, rocks iron ores. The boron cycle and in the upper lithosphere. Arkiv för Kemi, Min. geol., 19A, № 26, 1945.
Middendorf A. V. Die Baraba. Mem. de L'Acead. Imp. des Sciences d. st. Ptsb. VII, ser. XIV, 1887.
Pavlov M. Selenodontes posttertiaaires de la Russie. Записки Император. Академии наук физ.-мат. отд., XX, 1906.
Pettyjohn F. J. Sedimentary rocks. N. Y., 1957.
Ruhe R. Relations of the properties of Wisconsin Loess to topography in Western Ioma.-- Am. J. Sci., v. 252, 1954.
Stubican V., Roy R. Boron substitution in synthetic mica and clays.— Amer. Min., 47, № 9—10, 1962.
Walker C. T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.— J. sediment. petrol., 33, № 3, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 4

Глава I. **Общие сведения (И. А. Волков)** 5

Краткий обзор литературы по покровным лессовидным отложениям Западной Сибири 5
Некоторые замечания методического характера 8
Основные черты строения поверхности доюрского фундамента и структуры мезокайнозойского платформенного чехла 12
Природные условия и современные процессы денудации 16
Основные черты рельефа 17
Климат и ландшафты, проблема соотношения тепла и влаги 19
Современные процессы естественной денудации 25
Современные и древние эоловые процессы 28
Процессы эрозии почв 44

Глава II. **Устройство поверхности, геологическое строение и история формирования рельефа (И. А. Волков)** 50

Кокчетавская возвышенность 50
Северо-восточная окраина Тургайской равнины 54
Южная окраина Западно-Сибирской низменности (Ишимская степь) . . . 56
Устройство поверхности 56
Третичные породы 57
Четвертичные отложения и рельеф 68
О природе северного края плиоценовой пластовой равнины Ишимской степи 103
Левобережье широтного отрезка Иртыша и западная часть Обь-Иртышского междуречья (В. С. Волкова, И. А. Волков) 106
Третичные породы 106
Поверхность, четвертичные отложения и рельеф 108
Долины Иртыша и Оби, Кондинская низина 139

Глава III. **Покровные лессовидные отложения (И. А. Волков)** 154

Кокчетавская возвышенность и Тенгиз-Кургальджинская впадина 155
Северо-восточная окраина Тургайской равнины 162
Южная окраина Западно-Сибирской низменности (Ишимская степь) . . . 170
Ишим-Тобольское междуречье 170
Прикокчетавская часть Ишим-Иртышского междуречья. 192
Притюкалинская равнина 198
Долины, крупные котловины Ишимской степи и древняя озерная равнина левобережья Иртыша 200
Общая характеристика покровных лессовидных отложений юго-запада Западной Сибири 209
Условия залегания 209
Взаимоотношения с более древними породами 213
Состав, структурные и текстурные особенности 216
Дополнительные замечания о гривном рельефе 226
Генезис и возраст покрова 231
О природе просадочных явлений в покровных лессовидных отложениях 237

О «западинном» рельефе 239
Особенности строения рельефа равнин, сложенных с поверхности субаэральными лессовидными отложениями 240
Левобережье широтного отрезка Иртыша и западная часть Обь-Иртышского междуречья (И. А. Волков и В. С. Волкова) 242

Глава IV. **Вещественный состав неоген-четвертичных отложений (И. И. Задкова)** 246

Краткий обзор литературы, методика исследований 246
Континентальные третичные породы 250
Четвертичные отложения, подстилающие покров 261
Покровные лессовидные отложения 265
Выводы 278

Глава V. **Биостратиграфия и палеогеография (В. С. Волкова и И. А. Волков)** 282

Биостратиграфическая характеристика третичных и четвертичных отложений 282
Дочетвертичные породы 284
Четвертичные породы 288
Основные этапы осадконакопления, формирования рельефа и палеогеография 300
Заключение 313
Литература 316

CONTENTS

Introduction. 4

Chapter I. **Common information (I. A. Volkov)** 5
Short survey of literature on the Loess-Like deposits of the West Siberia 5
Some remark of methodical character 8
Principal features of structure surface of the Pre — Jurassic foundation and of structure Mesozoic-Cenozoic of platforma cover 12
Natural condition and recent process of denudation 16
Principal features of relief 17
Kli mate and landscape, problem of warm-moisture balans 19
Recent processes of natural denudation 25
Recent and ancient eolian processes 28
Processes of soil erosion 44

Chapter II. **Surface structure, geological structure and history of formation of relief (I. A. Volkov).**
Kokchetav Upland. 52
North-Eastern outlying districto of West Siberian Lowland (Ishim Steppe) . . 56
Surface structure. 56
Tert iary rocks. 57
Quaternary deposits and relief.. 68
On North border of Pliocene layer plain of Ishim Steppe . . . 103
Left bank plain of latitudinal section of the Irtysh and West part of the Ob-Irtysh inter vally Plain (V. S. Volkova, I. A. Volkov) 106
Tert iary rocks. 106
Surface, Quaternary deposits and relief 108
Irtysh and Ob Valleys, lowland of Konda 139

Chapter III. **Loess-Like cover deposits (I. A. Volkov)** 154
Kokchetav Upland and Tengis-Kurgaldjnsk Hollow. 155
North-Eastern outlying district of Turgaic Plain. 162
Southern outlying districts of West Siberian Lowland (Ishim Steppe) . . . 170
Ishi m-Tobolsk inter valley plain 170
Prekokchetav part of the Ishim-Irtysh intervalley Plain 198
Pretukalynsk Plain. 198
Valleys, large hollows of Ishim Steppe and ancient lace plain of the left bank plain Irtysh. 200
Common character of Loess-Like cover deposits of the South West Siberian Lowland. 209
Conditions of bedding. 209
Relation with more ancient rocks 213
Composition, structural and textural special 216
Additional remarks of crest relief 226
Genesis and of age cover. 231
On nature of pheno menones leakage in Loess-Like cover deposits . . . 237
On «Hollow» relief.. 239
Special of building relief plains, built with surface subaerial Loess-Like deposits. 240
Left bank of latitude section Irtysh and of Western part Ob-Irtysh inter valley plain (I. A. Volkov, V. S. Volkova) 242

Chapter IV. **Material composition of Neogen-Quaternary deposits (I. I. Zadkova)** 246
Short survey of literature, method of investigation 246
kontinental Tertiary rocks. 250
Quaternary deposits, bedding unter the cover 261
Loess-Like cover deposits. 265
Conclusion. 278

Chapter V. **Biostratigraphy and Paleogeography (V. S. Volkova, I. A. Volkov)** . . . 282
Biostratigraphic character of Tertiary and Quaternary deposits 282
Pre — Quaternary rocks. 284
Quaternary deposits. 288
Principal stages sedimentation, formation of relief and paleogeography . . 300
Conclusion. 313
Literatura. 316

Игорь Александрович Волков,
Валентина Сергеевна Волкова,
Ирина Ивановна Задкова

ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Ответственный редактор Владимир Николаевич Сакс
Редактор И. П. Зайцева
Художественный редактор В. Г. Бурыкин
Технический редактор Т. К. Овчинникова
Корректоры М. А. Лапшина, Н. И. Колесникова

Сдано в набор 31 марта 1967 г. Подписано к печати 2 июня 1969 г.
МН 01057 Бумага 70×108 1/16. 20,75 печ. л., 29 усл.-печ. л.,
30,1 уч.-изд. л. + 5 вкл. Тираж 1000 экз.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, Советская, 20, Заказ № 1275
2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10 Цена 2 р. 31 к.