

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 45

К. В. НИКИФОРОВА
КАЙНОЗОЙ
ГОЛОДНОЙ СТЕПИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

К. В. НИКИФОРОВА

КАЙНОЗОЙ
ГОЛОДНОЙ СТЕПИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

·

Ответственный редактор

В. И. Громов

-

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа имеет основной целью осветить геологическое строение континентальных кайнозойских отложений обширной территории Центрального Казахстана, именуемой Голодная Степь, или пустыня Бет-Пак-Дала, сопоставить их с отложениями того же возраста других районов Казахстана, в том числе Тургая и Северного Приаралья, а также Урала и юга Западно-Сибирской низменности и на основании этого составить единую схему стратиграфии континентальных кайнозойских отложений для территории юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Это имеет большое значение как для геологического картирования указанной территории, так и для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, связанных с кайнозойскими и, частично с мезозойскими отложениями окраинных частей платформы, таких как бокситы, железные руды, бурые угли, титановые россыпи и другие.

Геологическое изучение кайнозойских отложений Бет-Пак-Далы и сопредельных территорий имеет большую давность. Мы назовем лишь некоторые работы, представляющие наибольшее значение для нашей темы, включая и работы по Западной Сибири. Прежде всего к ним относятся многолетние работы Д. И. Яковлева, который дал первую крупную сводку по геологии Голодной Степи Казахстана, не потерявшую значения до настоящего времени. Обширные геологические исследования на территории южной части Тургайского прогиба и Чуйской синеклизы были проведены в 1936—1939 гг. Н. С. Зайцевым и Б. А. Петрушевским. Более поздний этап изучения кайнозоя Казахстана и Западной Сибири отражен в больших монографиях, опубликованных за последние 5—6 лет. Сюда относятся работы А. Л. Яншина, В. А. Вахрамеева, В. В. Лаврова, Б. А. Петрушевского, Н. К. Овечкина, Н. К. Ростовцева с группой авторов, Л. Н. Формозовой, В. П. Казаринова и других. Существенное значение имеют также исследования, проведенные на территории Казахстана Б. Е. Антыпко, В. С. Бажановым, Е. И. Беляевой, Е. П. Бойцовой, Г. А. Быковым, А. В. Волиным, М. И. Воскобойниковым, И. И. Гинзбургом, В. И. Елисеевым, Е. Д. Заклинской, Н. Г. Кассиным, В. С. Корниловой, Н. Н. Костенко, Г. Ц. Медоевым, И. М. Покровской, В. Н. Разумовой, В. И. Самодуровым, З. А. Сваричевской, Е. Д. Шлыгиным, Н. Г. Шубиной и другими. Кроме того, необходимо отметить, что для сопоставления континентальных кайнозойских отложений Казахстана с таковыми Западно-Сибирской низменности большое значение имели работы К. В. Боголепова, И. Г. Зальцмана, В. М. Мартынова, П. Н. Никитина, В. А. Николаева, С. Б. Шацкого и других.

В последние годы изучением геологии молодых отложений интересующей нас территории прежде всего с целью составления геологических и гидрогеологических карт, занимался ряд крупных экспедиций геологических учреждений Казахстана (Казахской Академии наук, Казахского геологического управления, Карагандинского геологического управления, Казахского ВИМСа), Всесоюзного Гидрогеологического треста, Всесоюзного Аэрогеологического треста, Московского государственного универ-

ситета, Всесоюзного геологического института, Киевского государственного университета, Западно-Сибирского геологического управления, Сибирского отделения Академии наук СССР, Сибирского института геологии, геофизики и минерального сырья и других организаций. Наконец, следует отметить работы Андассайской экспедиции Министерства геологии и охраны недр СССР, проводившиеся в долине р. Чу.

Хотя в пределах интересующей нас территории проведено большое количество исследований, отдельные ее части изучены неодинаково. В связи с этим до последнего времени существовали различные взгляды на стратиграфическое положение и возраст свит и поэтому отсутствовала возможность их сопоставления. Некоторые существенные вопросы стратиграфии, как и геологии кайнозоя вообще, совсем не были освещены в литературе. Изучение кайнозойских отложений Бет-Пак-Далы в целях стратиграфического анализа автор строил на основе применения комплекса методов: биостратиграфического, минералогического, геоморфологического, палеогеографического и формационного, придавая большее значение первому.

Нужно сказать, что результаты изучения стратиграфии кайнозойских отложений Казахстана и сопредельных территорий, подробно излагаемые в данной работе, позволили нам рассмотреть и некоторые общие проблемы стратиграфии кайнозоя. К их числу принадлежат такие проблемы, как: положение нижней границы четвертичного (антропогенного) периода, стратиграфия плиоцена, принципы и схема стратиграфического деления четвертичной (антропогенной) системы. Применение метода формационного анализа к изучению отложений осадочного платформенного чехла Урало-Сибирской платформы позволило выявить некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых. Кроме того, значительное место в работе занимает рассмотрение строения и развития рельефа описываемой области, новейших тектонических движений, геологических этапов мезо-кайнозойской истории края.

Конечно, не все поставленные вопросы удалось разработать с необходимой полнотой. Часть из них продолжает оставаться дискуссионной и в настоящее время. Однако автору кажется, что постановка таких вопросов оправдывается их большой значимостью.

В основу настоящей работы положены личные многолетние исследования автора на территории Бет-Пак-Далы, включая Чу-Сарысуйскую депрессию и южное погружение Улутау. Приведенный сравнительный фактический материал по территории Павлодарского Прииртышья, Северного Казахстана и Южного Урала также основан на личных исследованиях автора. Геология южных районов Западно-Сибирской низменности, Северного Приаралья, территории Тургайского прогиба, так же как и некоторых других районов, упоминающихся в данной работе, освещена по литературным данным, но дана в интерпретации автора. Нужно, однако, упомянуть, что на территории Тургайского прогиба и Северного Приаралья автором были проделаны отдельные маршруты.

Работа выполнена в Отделе четвертичной геологии Геологического института Академии наук СССР. В полевых исследованиях, помимо автора, принимали участие: В. Г. Гербова и Н. А. Константинова (ГИН), Е. И. Беляева (ПИН), которая оказала большую помощь в установлении стратиграфии третичных и четвертичных отложений и совместно с В. И. Громовым определила почти весь палеонтологический (костный) материал. Часть костного материала определяла Л. И. Алексеева.

Пыльцевые анализы из кайнозойских толщ были проделаны Е. Д. Заклинской. Остатки макрофлоры определялись В. А. Вахрамеевым, беспозвоночных — Б. П. Жижченко, минералогические анализы проделаны В. Н. Разумовой. Большую и постоянную помощь оказывала мне Н. А. Константинова. Всем указанным лицам я приношу свою глубокую благодарность.

Глава I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА

По характеру поверхности и геологическому строению Казахстана можно разделить на два крупных орографических и структурных района:

а) собственно Казахский массив, или Казахское нагорье, образованное сложнодислоцированными породами палеозоя и протерозоя, которое, в свою очередь, распадается на ряд различных орографических и структурных районов: и б) окружающие Казахский массив впадины с плоским, низменным рельефом, в ряде случаев вторично расчлененным эрозией, создающей так называемый столовый рельеф. Сложены они рыхлыми породами мезозоя и кайнозоя. Палеозойский фундамент в них погружен на значительную глубину.

Большую часть восточной половины Казахского массива занимает область так называемого Центрально-Казахстанского мелкосопочника с абсолютными отметками, обычно не превышающими 500 м. Исключение составляют отдельные разбросанные по ней более высокие горные массивы, достигающие высоты 1000—1400 м.

Вдоль восточной и юго-восточной окраин Казахстана располагается система высоких горных хребтов, с абсолютными высотами до 5 тыс. м, которые отделены от собственно Казахского массива рядом впадин: Припиртышской, Прибалхашской и Чуйской (Чу-Сарысуйская депрессия).

С запада Казахский массив отделяется от Уральского хребта Тургайским прогибом, к югу переходящим в Туранскую низменность, которая на севере граничит с Западно-Сибирской низменностью.

Наибольшую площадь восточной половины Казахской складчатой страны занимает, как уже было сказано, обширная возвышенная область так называемого Центрально-Казахстанского мелкосопочника. Несмотря на сложнодислоцированный складчатый фундамент, рельеф этой области носит полого-холмистый или равнинно-увалистый характер, среди которого местами расположены массивы низкогорий. Восточная часть области мелкосопочника характеризуется наибольшими абсолютными отметками. Западная его часть представляет собой в общем полого-покатую поверхность, наклоненную с юго-востока на северо-запад. В центральной части наклон выражен слабо, и поверхность равнины изобилует плоскими понижениями, внутри которых располагаются озера. Абсолютные отметки здесь не превышают 360—420 м. Однако встречаются отдельные горные массивы. Южная половина, занятая Восточной Бет-Пак-Далой, характеризуется абсолютными высотами 300—350 м. Юго-западная часть области занята горами Улутау с абсолютной высотой, превышающей местами 1100 м. Относительные высоты достигают 500—650 м. Окружающая Улутавский массив мест-

ность представлена типичным мелкосопочником с относительной высотой сопок 60—125 м.

Рельеф области Центрально-Казахстанского мелкосопочника обязан своим происхождением преимущественно процессам эрозии и денудации, действующим в течение длительного промежутка времени.

Не малое влияние на формирование рельефа имели молодые тектонические движения альпийского возраста. Они проявились в основном в виде разломов и сколов, по которым были подняты одни и опущены другие участки. Большое значение имел также климатический фактор. Эрозионно-денудационные процессы на интересующей нас территории развивались в условиях резко континентального засушливого климата степей, пустынь и полупустынь, с чем связано интенсивное развитие процессов механического выветривания.

По существующей орографической схеме, данной Д. И. Яковлевым, территория собственно Бет-Пак-Далы (т. е. юго-западной ее части, в отличие от северо-восточной, названной Д. И. Яковлевым Бет-Пак-Тау) простирается от рек Чу и Сарысу до пояса горных массивов Джалаир-Найманской зоны разломов.

По характеру рельефа и геологическому строению Бет-Пак-Дала в свою очередь может быть разделена на две части: восточную, образованную в основном палеозойскими породами и имеющую сложную поверхность, и западную, сложенную меловыми и третичными отложениями и на громадных участках представляющую почти равнину. Она занимает северо-западную часть Чуйской впадины.

Для всей территории Бет-Пак-Далы в целом характерно падение абсолютных и относительных высот с северо-востока на юго-запад, в сторону низовьев рек Чу и Сарысу. В полосе пояса гор, приуроченных к зоне Джалаир-Найманских разломов, наблюдается обратное снижение высот с юго-востока на северо-запад. К югу от территории Бет-Пак-Далы простирается юго-восточная часть Чуйской впадины, занятая песками пустыни Муюнкум.

Описание поверхности территории Бет-Пак-Далы мы будем вести по выделенным выше орографическим районам: 1) пояс поднятий, приуроченных к зоне Джалаир-Найманских разломов, 2) нагорье восточной части Бет-Пак-Далы; 3) Чуйская впадина, или Чу-Сарысуйская депрессия, и район южных отрогов Улутавских гор, являющихся ее северо-западным бортом.

1. ПОДНЯТИЯ ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ (ГОРЫ БУРУНТАУ)

К поднятиям Джалаир-Найманской зоны разломов приурочены наиболее высокие отметки в рельефе пустыни Бет-Пак-Дала. Упомянутый горный пояс, который был назван Д. И. Яковлевым Бурунтаусским, вытянут от верховьев Чу в северо-западном направлении более чем на 500 км через всю центральную часть пустыни Бет-Пак-Дала.

Разломами северо-западного и северо-восточного простирания он разбит на блоки различной величины, которые выделяются в рельефе в виде обособившихся массивов, гряд, платообразных возвышенностей, поднятых на разную высоту. Последние отделяются друг от друга долинами, логами, котловинами, совпадающими в ряде случаев с разломами указанных простираний.

В целом высотные отметки снижаются здесь в направлении с юго-востока на северо-запад. Наиболее высокие абсолютные отметки приурочены к массиву гор Хантау, расположенному на крайнем юго-востоке (1200 м), далее следуют горы Джамбул (972 м), Майжарылган (542 м), гора Байгара

(665 м) и совсем относительно невысокими являются гряды Ергенекты, Агашджайляу, Бешбакыр, Пстан, расположенные на северо-западном окончании пояса поднятий. Одновременно с падением абсолютных высот в этом же направлении снижаются и относительные высоты. Так, относительная высота Хантау — 700 м, Майжарылган и Чагырлы — 300 м, возвышенностей, простирающихся у северо-западного окончания Бурунтауского пояса — 50 м, редко около 100 м.

Вместе с падением высот, как отмечает Д. И. Яковлев, наблюдается ослабление эрозионной деятельности и степени расчленения рельефа. Наиболее крупные лога по своей длине и глубине врезания находятся на юго-востоке (горы Хантау, Майжарылган); слабо расчленены гряды северо-западной оконечности Джалаир-Найманской зоны (горы Пстан, Агашджайляу, Бешбакыр, Ергенекты). Соответственно различной гипсометрии и морфологии рельефа в Бурунтауском поясе поднятий можно выделить три орографические группы: юго-восточную, центральную и северо-западную. Деление это носит условный характер.

Юго-восточная группа включает массив Хантау, Майжарылган, Койжарылган. Они характеризуются наибольшими абсолютными и относительными высотами и наибольшим расчленением рельефа. Тектонической депрессией северо-восточного простирания с сухим руслом Сарыбулак эта группа довольно четко отделяется от расположенной севернее центральной группы.

Центральная группа включает горы Джамбул, Акжал и все остальные возвышенности, расположенные на участке между горами Джамбул и Байгара, которые не имеют специальных названий. Эта группа по своим абсолютным и относительным высотам и характеру расчлененности является промежуточной между северо-западной и юго-восточной. От северо-западной группы она отделяется тектонической депрессией меридионального простирания с сухим руслом Андассай.

Северо-западная группа возвышенностей, включающая горы Бешбакыр, Ергенекты, Байгара, Пстан, Агашджайляу, характеризуется низкими абсолютными отметками, малыми относительными превышениями и слабым расчленением рельефа.

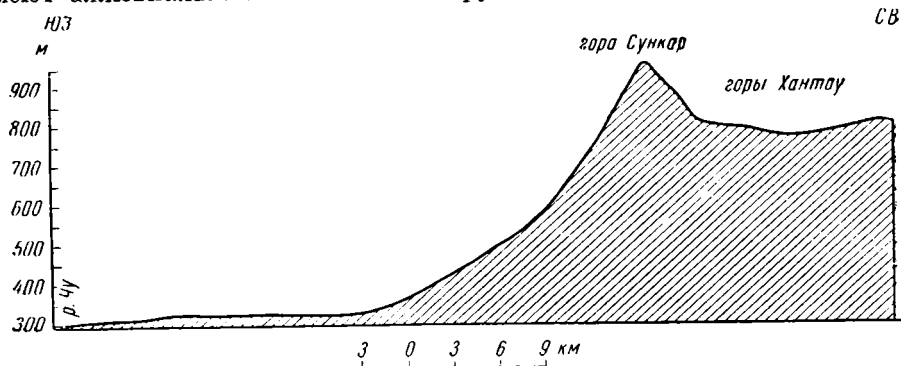
Приведем описание массивов внутри каждой орографической группы

Юго-восточная группа возвышенностей

Горы **Х а н т а у** представлены горным массивом, сложенным гранитами, эффузивными породами; абсолютная высота его более 1000 м. Длина массива около 75 км, ширина 45 км. Массив обрывается уступом на север и на юго-запад и постепенно переходит в плоскогорье на северо-востоке. На гипсометрическом профиле видно, что юго-западное крыло массива приподнято над равниной на 600 м, а северо-восточное всего лишь на 200 м. Вершина массива (гора Сункар) имеет высоту около 1000 м (фиг. 1).

Поверхность гор Хантау сильно расчленена и распадается на ряд возвышенностей и гряд. Юго-западный склон массива расчленяется рядом крупных логов с живым руслом: лог Сункарсай, носящий в низовьях название Талдысай, лог Улькенталдысай, лог Юнкольсай и лог Шолакжиделисай. Указанные лога параллельны друг другу и приурочены к линиям молодых разломов меридионального направления. По описанию Д. И. Яковлева, они начинаются широкими водосборными воронками, ближе к краю массива сильно углублены и образуют глубокие и узкие скалистые ущелья. По выходе из гор русла их имеют слабый врез и незаметно выделяются среди равнины; заканчиваются они обычно в такырных или солончаковых понижениях.

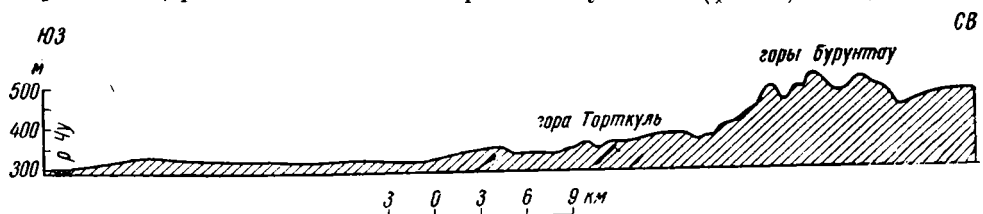
Северо-восточный склон гор Хантау расчленен рядом логов, являющихся притоками лога ШIENTАС. Лога северо-восточного склона имеют большую длину, меньший врез, большее количество притоков, что связано с меньшим поднятием этого крыла гор Хантау. Лога северного склона Хантау имеют больше сходства с северо-восточными логами. Они значительной длины, меньше врезаны, по сравнению с юго-западными логами, и имеют аллювиальные накопления в русле.



Фиг. 1. Гипсометрический профиль от долины р. Чу к горам Хантау [7]

У юго-западного склона Хантау развит мощный пролювиальный шлейф, имеющий 10—15 км в длину, в то время как северо-восточные склоны Хантау покрыты маломощным плащом делювия, представленного в основном щебнем кристаллических пород. Это обстоятельство также указывает на более интенсивные поднятия юго-западного склона Хантау, по сравнению с северо-восточным. Как и все горные массивы пустыни Бет-Пак-Дала, горы Хантау лишены растительности. Лишь у подножий их, в местах выходов родников, выделяются пятна зеленого камыша.

Горы Майжарылган и Койжарылган имеют много общего в строении поверхности. Абсолютная высота гор Майжарылган — 542 м, Койжарылган — 496 м. Относительные высоты их 300 м. Подобно горам Хантау они резко подняты с юго-запада и постепенно сливаются с равниной, расположенной к северо-востоку от них (фиг. 2). Общая длина



Фиг. 2. Гипсометрический профиль от долины р. Чу к горам Бурунтау

массивов около 50 км, ширина около 5 км. Поверхность их платообразна, но сильно расчленена на ряд обособленных возвышенностей мелкими логами, берущими начало в горах Майжарылган и Койжарылган и теряющихся среди равнинной степи. Большинство этих логов направлено с северо-востока на юго-запад. Длина их не превышает 10 км, наиболее крупным из них является лог Джидели, долина которого заложена вдоль линии разлома. Параллельно основному уступу Майжарылган на расстоянии свыше 30 км протягивается хорошо выраженная межгорная долино-



Фиг. 3. Днище такыра у подножья гор Бурунтау

образная депрессия шириной от 100 до 800 м, также тектонического происхождения.

Почти все лога, рассекающие указанные массивы, лишены настоящего водотока. По-видимому, они наполняются водой лишь весной и осенью. Подобно горам Хантау, склоны Майжарылган и Койжарылган лишены растительности. У подножья их развиты весьма незначительные конусы выноса. Часто формируются также такыры и солончаки, довольно крупных размеров (фиг. 3). Они прослеживаются вдоль подножий всего Бурунтауского пояса гор.

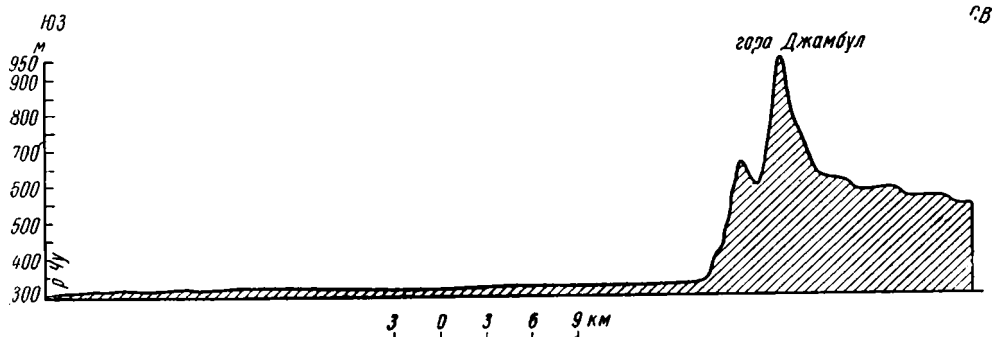
Г. М. Другова и О. Т. Поддубная, проводившие работы в данном районе, считают, что платообразная поверхность Майжарылган несмотря на свою расчлененность сохраняет на многих вершинах одну высоту, близкую к уровню северо-восточной равнины. Как указывают названные авторы, создается впечатление, что горы Майжарылган возникли вследствие эрозионного расчленения северо-восточной равнины вдоль тектонического уступа.

Центральная группа возвышенностей

Г о р ы Д ж а м б у л представляют собой массив, сложенный кварцево-хлоритовыми и серицитовыми сланцами, резко приподнятый со стороны Чуйской долины, что хорошо иллюстрируется гипсометрическим профилем (фиг. 4). Отделяется он от других массивов крупными продольными депрессиями тектонического происхождения, к которым приурочены саи Каракудук и Сарыбулак. Таким образом, горы Джамбул представляют собой крупный блок, ограниченный с обеих сторон линиями молодых разломов. Самая высокая вершина — Кызылбилек имеет высоту 974 м над уровнем моря, относительное превышение ее над равниной Саксаулдала 650 м. По описанию Д. И. Яковлева, горы Джамбул состоят из целой системы крупных островерхих гор, слившихся в один массив и значительно поднимающихся над соседними равнинами. На ровной поверхности западной Бет-Пак-Далы со стороны Чуйской долины этот массив виден за несколько десятков километров. Он вытянут в северо-западном направлении на 35 км, при максимальной ширине 8 км. У юго-западного подножья также развиты конусы выноса, но по своим размерам они уступают шлейфу Хантау (длина

предгорного шлейфа Джамбул до 6 км). Склоны Джамбул расчленены эрозией. Относительные колебания высот внутри массива достигают 100 м. Краевые части гор расчленены мелкими логами, которые на северном склоне имеют северо-восточное направление, на южном — юго-западное. Лога короткие, но крутосклонные, имеют часто V-образный профиль.

Тектонические депрессии, занятые логами Каракудук и Сарыбулак, выполнены рыхлыми кайнозойскими отложениями. Поверхность их днщ удивительно ровная, срединную часть занимают сухие русла, заполняющиеся водой лишь весной и осенью. Ширина долин достигает 3—5 км, длина превышает 20 км. Ограничиваются депрессии ясно выраженными уступами. По этим депрессиям проложены грунтовые дороги, пересекающие зону поднятий с севера на юг.



Фиг. 4. Гипсометрический профиль от долины р. Чу к горе Джамбул

Южным продолжением Джамбул являются горы Акжал, которые геоморфологически представляют единое целое с горами Джамбул, но высоты их снижаются (560—580 м абс. выс.).

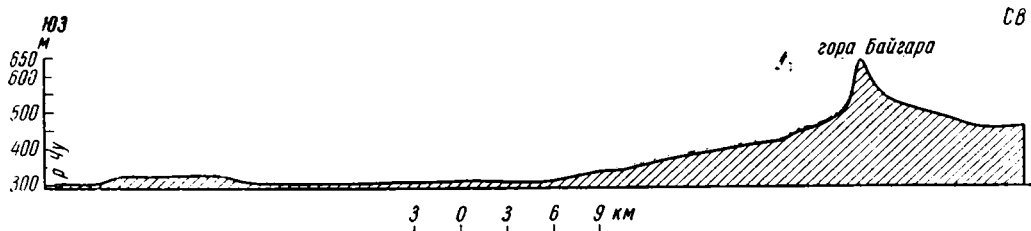
Участок Бурунтаусского пояса от гор Джамбул до горы Байгара, протяженностью около 50 км, представляет собой ряд более мелких блоков, разделенных поперечными долинами северо-восточного направления. Юго-западные крылья их как и на других участках сильно подняты над равниной, а северо-восточные постепенно сливаются с плоскогорьем (фиг. 4). Крупными логами на этом отрезке являются: Андассай, имеющий почти меридиональное направление, а также Кызылжартас, Кошкымбай-Озенисай, уроч. Кингир, сухое русло Карчингалы. Протяженность логов разная: Андассай до впадения его в сай Кеншагыр имеет длину около 50 км, лог Кошкымбай-Озенисай вытянут на 12 км, Кызылжартас имеет протяженность около 16 км, русло Карчингалы только в пределах пояса поднятий (до поворота на юг) имеет длину около 20 км, уроч. Кингир — около 9 км.

Массив гор Б а й г а р а отличается от ранее описанных массивов, которые имеют платообразную поверхность обычно значительной протяженности, тем что он представляет обособленную возвышенность, площадь которой составляет всего около 5 км². На местности гора Байгара выделяется довольно четко и с юга (со стороны Чуйской долины) и с севера (от оз. Майкуль), являясь до некоторой степени хорошим ориентиром (фиг. 5). Абсолютная отметка Байгары 665 м. Сложена она нижнесилурийскими конгломератами; расчленена эрозией слабо, выделяется лишь одна крупная долина, идущая с гор в юго-западном направлении, постепенно теряющаяся затем в пределах степной равнины; конусы выноса у подножия Байгары развиты слабо.

К северо-западу от Байгары протягиваются гряды гор Агашджайлау, Бешбакыр, Ергенекты и Пстан. Они довольно четко выделяются среди окружающих равнин, особенно с юго-запада, хотя относительные превышения их незначительные (70—80 м). Абсолютные высоты их также невелики: Агашджайлау — 489 м, Бешбакыр — 473 м, Ергенекты — 518 м.

Особенностью этой группы массивов является то, что они не образуют непрерывной цепи поднятий, а разделены друг от друга выровненными пространствами протяженностью в 20 км (между Агашджайлау и Бешбакыр, между Ергенекты и Пстан) или в 10 км (между Бешбакыр и Ергенекты). Ширина гряд почти в 10 раз меньше ширины Хантау и достигает всего 3—5 км. Расчленены гряды слабо, сложены в основном конгломератами и туфопесчаниками нижнего силура.

Горы Б е ш б а к ы р на местности имеют вид одной узкой гряды, вытянутой с юго-востока на северо-запад на 15 км, при ширине около 3 км. Центральная часть гряды приподнята выше; к северо-западу и юго-востоку



Фиг. 5. Гипсометрический профиль от долины р. Чу к горе Байгара

поверхность ее постепенно и равномерно понижается. Ни поперечных, ни продольных крупных логов и долин нет. На поверхности гряды хорошо выделяется около пяти плоских вершин, разделенных мягкими седловинами. Над окружающей равниной гряда Бешбакыр приподнята в среднем на 50 м. Конусы выноса отсутствуют; лишь делювиальные плащи, состоящие из щебенки палеозойских пород, покрывают ее склоны.

Горы Е р г е н е к т ы имеют большие абсолютные высоты, чем Бешбакыр (абсолютная высота сопки Ориентирной 572 м). Ширина почти в два раза превышает ширину массива гор Бешбакыр. Представлены они двумя продольными грядами, вытянутыми в северо-западном направлении, разделенными продольной межгорной котловиной шириной до 1 км. Помимо этого, Ергенекты расчленены и поперечными логом и долинами на ряд обособленных возвышенностей. Такая расчлененность создает мелкосопочный рельеф склонов вдоль тектонических уступов. В целом Ергенекты в отличие от Бешбакыр представляют сложный массив, состоящий из гряд и понижений между ними. У юго-западного подножья гряд протягиваются конусы выноса длиной до 1—1,5 км. Сложены они красными щебенчатыми глинами неогена. Основания конусов сливаются и образуют один сплошной шлейф, перекрытый более молодым шлейфом четвертичного возраста. В целом гряды Ергенекты вытянуты на 10—12 км. Юго-западный уступ их прекрасно выделяется на местности в виде отвесной стены, относительное превышение его над окружающей равниной составляет 60 м. Северо-восточный склон гряд постепенно сливается с окружающей равниной. Одной из крупных долин, прорезающих гряды Ергенекты, является долина Каркалды (описание ее приводится ниже).

Для массива гор А г а ш д ж а й л а у, в отличие от Бешбакыр, не подходит название гряды. Абсолютная высота этого массива 489 м, относительное превышение над равниной около 60—50 м. Массив расчленен на ряд плосковершинных возвышенностей большим числом мелких сухих

логов и русел, спускающихся с него во всех направлениях. По выходе из массива они имеют незначительную длину и вскоре теряются в окружающих равнинах. Все они наполняются водой только весной на короткий период времени.

Юго-западный склон гор Агашджайляу, подобно другим массивам этого пояса, довольно круто поднят над равниной. Однако разница высот между юго-западным и северо-восточным склоном массива Агашджайляу выражена менее резко, чем на других массивах, что связано с меньшей высотой их, по сравнению со всеми другими массивами северо-западной группы.

Гора П с т а н (638 м абс. выс.) несмотря на значительную приподнятость имеет вид плоской возвышенности округлой формы с постепенным равномерным плавным падением к окружающим равнинам. В краевых частях она расчленена логами и долинами в различных направлениях. Лога короткие (0,5 — 0,7 км) и сравнительно глубокие (10—20 м). Центральная вершинная часть имеет плоскую, совсем слабо затронутую эрозионным расчленением поверхность. Мелкие лога, выходящие со склонов гор, впадают в более крупные долины, берущие начало в краевых частях горы Пстан. Такими крупными долинами являются долина Пстан, направленная на юго-восток, и долина Джидели, направленная на запад (описание долин дается ниже). Вдоль юго-западного подножья горы Пстан тоже развиты конусы выноса, но менее мощные, чем у гор Ергенекты. Склоны ее довольно пологие.

Все описанные массивы северо-западной группы также лишены растительного покрова и имеют вид скалистых гор, типичных для пустынного ландшафта.

2. ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БЕТ-ПАК-ДАЛЫ

Нагорье Восточной Бет-Пак-Далы протягивается к юго-западу и западу от Бурунтаусского пояса поднятий. На юге и западе оно граничит с Чу-Сарысуйской депрессией, северо-западная присарысуйская часть которой составляет западную часть Бет-Пак-Далы. Нагорье сложено в основном породами палеозоя. По западному краю его протягивается цепочка впадин: Каратуз, Кыргызбай, Тюнлюкты, Кендырликдегрес, Тасбулак, которые приурочены к линиям нарушений, прослеживающихся по границе восточной и западной частей Бет-Пак-Далы.

Характерной чертой рельефа Восточной Бет-Пак-Далы является широкое развитие впадин, достигающих десятков километров в длину и 20—30 км в ширину. В образовании их, кроме тектоники, принимал участие и ветер. Из этих впадин спускаются крупные лога и долины, выходящие в пределы юго-западной части Бет-Пак-Далы, где они обычно и заканчиваются. Таковы долины Каркалды, Джидели, Пстан, Каражал, Кокирим. Протяженность их около 30—50 км. Как правило, все эти долины лишены постоянного водотока: наполняются водой лишь весной и осенью, а летом пересыхают.

В нижних частях впадины обычно заняты такырами или солончаками. Упомянутые выше впадины Тюнлюкты, Кыргызбай, Каратуз, Кызылтуз и другие имеют протяженность около 7—10 км. Глубина вреза их колеблется от 10 до 30 м. Абсолютная отметка дна впадины Тюнлюкты 270 м, при абсолютной высоте окружающих возвышенностей 300 м; впадина Каратуз имеет абсолютную отметку дна 200 м, бортов — 220 м, Кыргызбай — дна 250 м, бортов — 280 м. Помимо крупных впадин на поверхности нагорья восточной части Бет-Пак-Далы развито множество мелких, размером 1—5 км. На описываемой территории ярко выражены процессы пустынной денудации избирательного характера, которая зависит от

литологического состава пород. Так, к площадям развития гранитных массивов приурочен обычно плоский и сопочный рельеф; холмисто-увалистый рельеф приурочен к площадям развития эффузивно-осадочной толщи палеозоя, а мелкосопочный рельеф развит обычно на кварцитах, яшмовых кварцитах и кремнистых сланцах.

Наиболее устойчивые породы часто слагают останцовые возвышенности, как например, гора Курманчиге, которая состоит из трех крутосклонных вершин и ряда крупных сопок. Абсолютная высота ее 550 м, относительная — 250 м. Сложена она порфирами и их туфами.

Из других останцовых возвышенностей нужно указать горы Кызылтубе, Сулушоны, Андагул, Караба, Койтас, бугор Каракия.

Рельеф гранитных массивов

Выходы гранитов распространены к северо-востоку от Ергенектинских гор. В рельефе они занимают в основном водораздельные участки, приподнятые над окружающей местностью на 1—5—10 м. Иногда граниты погружены под элювиально-делювиальный покров.

Скальные выходы их различны по площади (от нескольких метров до сотен метров и даже километров). Иногда на значительных площадях выветривание создает сопочный рельеф, напоминающий мелкосопочник. Большей частью выходы гранитов представлены плоскими плитами или имеют матрацевидную отдельность. Рельеф этих плоских возвышенностей часто нарушается значительными по протяженности грядами, которые представляют собой различные дайки и жилы, секущие граниты. Ширина даек колеблется от 1—2 м до 5—6 м. Лощины, разделяющие их, имеют ширину 100—300 м, слабо задернованы. Иногда дайки тянутся с небольшими перерывами на 10—12 км. Относительное превышение их 1—3 м. Кварцевые жилы создают более высокие гряды (до 10 м), часто гребенчатой формы. Дайки, сложенные гранит-порфиром, кварцевым порфиром, лампрофиром, имеют пологие склоны, покрытые щебенкой. Иногда они создают целые пояса, вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлениях. В местах пересечения даек образуется холмистый рельеф.

Кроме гряд, образованных дайками, рельеф плоских приподнятых участков гранитов разнообразится неглубокими западинками и ложками, в которых формируются мелкие такыры и солончаки. Размеры впадин измеряются метрами и десятками метров. Глубина их не превышает 1 м. Такое расчленение поверхности гранитов связано с литологическими особенностями их. Граниты неоднородны по своему строению, мелкозернистые разности чередуются с крупнозернистыми. Мелкозернистые граниты, как более устойчивые, дают в рельефе всякого рода всхолмления, а крупнозернистые, менее устойчивые, — ложкообразные понижения.

Участки гранитных массивов, закрытых чехлом элювиально-делювиальных отложений, представлены в рельефе совершенно плоской задернованной равниной, поросшей боялычом и полынью. Часто задернованные участки гранитов заняты солончаками.

Рельеф пород эффузивно-осадочной толщи

Выходы эффузивно-осадочной толщи занимают большие площади вокруг гряд Агашджайлау, Бешбакыр, Ергенекты, а также в районе уроч. Тасбулак, Кендырликдегрес, колодца Чекменьказган. По характеру рельефа это холмисто-увалистая равнина. Подобный холмисто-увалистый рельеф типичен для эффузивных толщ Казахстана.

Толща представлена пестрым комплексом пород: альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, кварцевыми порфирами, порфиритами, туфа-

ми альбитофиров и порфиринов, туфогенными песчаниками, сланцами, конгломератами.

Сопротивляемость этих пород разрушению разная, поэтому в рельефе они дают различные формы. Положительные формы в эффузивной толще имеют мягкие пологие очертания, относительная высота их 1—3 м, в редких случаях 5 м, ширина их достигает 15—20 м, длина 50—60 м; иногда их форма округлая, иногда они вытянуты по простиранию пород. Наибольшую относительную высоту в этой серии возвышенностей обычно имеют холмы, сложенные альбитофирами.

Простирание холмов в эффузивной толще частично совпадает с простиранием пород, но связи со структурами не обнаруживает.

Холмы чередуются с разделяющими их ложинообразными понижениями. Поверхность холмов обычно лишена растительности, отполирована и покрыта пустынным загаром. Относительная высота холмов около 2 м, склоны их пологие, диаметр обычно 30—50 м. Понижения между холмами заполнены суглинисто-щебенчатым материалом и покрыты растительностью (боялыч и полынь).

Наряду с холмистыми формами в пределах эффузивно-осадочной толщи широко распространены и плоскоравнинные участки, приуроченные к осадочным породам — песчаникам, сланцам (например, к юго-западу от гряд Бешбакыр).

Овражная сеть отличается здесь максимальной разобщенностью и наличием большого числа бессточных впадин.

Мелкосопочник на кварцитах, яшмо-кварцитах и кремнистых сланцах

Метаморфические палеозойские и протерозойские породы, представленные кварцитами, яшмо-кварцитами, кремнистыми и кварцитовыми сланцами, распространены на большой территории к югу от дороги из метеостанции Кюгашик на Каиб. Все эти породы довольно устойчивы. Они представлены низкорными массивами, которые имеют незначительные превышения над равниной, но всегда хорошо выделяются на ее фоне. Рельеф этих массивов носит характер мелкосопочника.

Абсолютные высоты мелкосопочника колеблются в пределах 400—480 м. Относительные превышения массивов мелкосопочника над равниной около 20—30 м. Сопки имеют мягкие округлые очертания и плавно переходят в ложины. Относительная высота сопок в самом мелкосопочнике от 3—4 до 10 м, редко до 15 м. Часто сопки сливаются, образуя гряды. В большинстве случаев простирание гряд совпадает с простиранием пород. Поверхность сопок и гряд усыпана щебенкой слагающих их пород. Ложинообразные понижения между сопками очень хорошо разработаны. Ширина ложин обычно в 5—6 раз превышает ширину сопок, достигая 300—400 и 500 м, иногда они суживаются до 200—100 м.

Расчленение мелкосопочника на ложины и гряды связано с различием в литологическом составе пород. Гряды сложены породами, которые труднее подвергаются разрушению, чем породы, слагающие ложины. Обычно наблюдаются такие сочетания: кварциты и кварцитовые сланцы, кварциты и филлитовые сланцы.

На дне ложин наблюдаются отложения глинистого материала и щебенки мощностью до 10—20 см. Из-под глинистого материала всюду видны «лысые прогалины» — коренные выходы пород на поверхность, слегка прикрытые суглинисто-щебенчатым материалом и лишенные растительности.

Сопки разбросаны, иногда образуют холмистые массивы. В некоторых местах они совсем сглаживаются, поверхность их приближается к пенеплену

или слабо волнистой равнине. Местами рельеф приобретает черты гористой местности.

Мелкосопочник разнообразит рельеф пустыни. Массивы низкогорий разбросаны на далеком расстоянии друг от друга, но они видны издалека. Сложные контуры низкогорий резко выделяются на фоне однообразных серых равнин. Наиболее крупными массивами мелкосопочника являются горы Акбастау (494 м абс. выс.) и горы Домбралытау (380 м абс. выс.).

3. ЧУ-САРЫСУЙСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Поверхность Чу-Сарысуйской депрессии, занимающей большую площадь, представляет собою в общем аккумулятивную равнину, вытянутую широкой полосой с северо-запада на юго-восток.

С северо-запада ее окаймляют горы Улутау, с востока-северо-востока — юго-западные окраины Казахской складчатой страны (Восточная Бет-Пак-Дала). С юга она ограничена хребтом Каратау и расположенным юго-восточнее Киргизским хребтом. На западе она постепенно сливается с Тургайским прогибом.

Северо-западная (присарысуйская) часть Чу-Сарысуйской депрессии имеет ступенчатый, столовый рельеф, происхождение которого обязано последовательному эрозионному врезанию, вскрывающему все более и более древние горизонты слагающих ее пород.

Юго-восточная (чу-таласская) часть депрессии в общем представляет собой равнину, но устроенную довольно сложно, рельеф ее несколько отличен от рельефа северо-западной части депрессии. Поэтому описание их поверхности удобнее вести раздельно.

При описании рельефа северо-западной части депрессии мы приведем и характеристику территории южных отрогов Улутавских гор, являющихся северо-западным бортом депрессии.

Северо-западная (присарысуйская) часть депрессии

Для нее весьма характерен общий постепенный наклон поверхности как с севера на юг, так и с востока на юго-запад. Как правило, изменения высот равны 1—2, реже несколькими метрам на 1 км. Падение высот в наиболее равнинных участках депрессии, например на плато Бет-Пак-Дала, не превышает нескольких сантиметров или нескольких десятков сантиметров на 1 км, т. е. практически равно нулю.

Абсолютные отметки на севере описываемой площади достигают обычно 340—360 м с отдельными превышениями в местах выступов на поверхность палеозойских массивов. На юге абсолютные отметки снижаются близ долины р. Чу и убывают с востока на запад от 220—240 м в районе сора Буралкенынтуз до 130 м в районе Телекульских озер.

Равнинность поверхности на юге также нарушается появлением немногочисленных сопок, сложенных палеозойскими породами, либо эрозионных останцов, сложенных третичными отложениями. Наиболее крупным орографическим элементом северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии является плато Бет-Пак-Дала, сложенное третичными отложениями. Оно характеризуется почти идеально выровненной поверхностью, полого снижающейся к югу и юго-западу, к долине Чу, и обрывающейся резким уступом к северу (высота обрыва около 60 м) и к северо-западу (высота обрыва около 80 м). Абсолютные высоты плато достигают в среднем 280—300 м и снижаются постепенно к долине Чу, где они варьируют от 250 м в крайних восточных частях до 130 м на крайнем западе.

Отдельные эрозионные останцы, сложенные третичными отложениями, в южной части территории имеют почти широтное направление и тянутся

параллельно долине Чу. Относительное превышение этих останцов невелико. Так называемый «хребет» Кутантас, сложенный песчаниками и конгломератами верхнего олигоцена, возвышается над общей равниной на 35—40 м, имея наивысшую абсолютную отметку 265 м. Далее на запад от «хребта» Кутантас до солончака Асказансор протягивается гряда, не имеющая специального названия, также сложенная верхнеолигоценовыми отложениями, относительная высота ее 50 м. Останцы палеозойских пород, как например, г. Кокшетау (322 м абс. выс.) и бугры Тантай (297 м абс. выс.) приподняты над окружающей местностью на 60—80 м.

Гидрографическая сеть на плато Бет-Пак-Дала полностью отсутствует. Воды, выпадающие в виде дождя и снега, весной и осенью стекают в замкнутые понижения, в которых обычно образуются такыры, а местами соры. Наибольшими по площади сорами являются: Асказансор, Капкансор, Уванас и Сорбулак.

На северо-западе плато обрывается к окружающей его Присарысуйской равнине крутым уступом, высота которого достигает 50 м. На юго-западе Присарысуйская равнина сливается с Присырдарьинской аллювиальной равниной. На востоке ширина ее около 15 км, при абсолютной высоте 260—270 м, а в западной части ширина ее 85 км, причем абсолютная высота снижается до 160 м, а в месте слияния с Присырдарьинской равниной — до 130 м.

Описываемая равнина изобилует обширными понижениями, занятыми солончаками и такырами, развивающимися на глинистых отложениях мела и палеогена. Местами среди них расположены соленые озера, заполненные рапой. Таковы, например, озера Каракоин, Тамгалы, Актуз и другие.

Наиболее низкие абсолютные отметки приурочены к так называемой Арыскульской котловине, расположенной в юго-западном углу Чу-Сарысуйской депрессии. Котловина эта вытянута с юго-юго-востока на северо-северо-запад и хорошо обрисовывается горизонталью в 130 м. Наиболее пониженная часть котловины имеет всего 60 м абс. выс. и занята горько-соленым оз. Арыс. Дно котловины полого вогнуто в виде чаши, покрыто солончаками и такырами, особенно в ее северо-западной части. К юго-западу от нее протягивается широкая полоса бугристых и грядовых песков Арыскумов. Арыскульская котловина, имеющая столь низкие абсолютные высоты, является базисом эрозии для многочисленных саев, берущих свое начало близ Сарысуйских и Белеутинских столовых плато.

Сайи имеют восточное-северо-восточное простирание, наименьшие из них имеют длину 10—15 км со следами работы временных потоков, другие отличаются большой протяженностью и хорошо выраженным руслом, несущим весной и осенью воду. Летом среди них лишь кое-где сохраняются отдельные плесы. К таковым относятся сай Терескенэспе с притоками Аксай и Карасу общей протяженностью 100 км и сай Караэспе длиной около 75 км. Некоторые из саев достигают оз. Арыс, но большинство из них теряется в солончаках впадины.

По северо-западной и западной окраинам оз. Арыс расположено значительное количество пресных и соленых источников, питающихся водоносными горизонтами верхнего мела и нижнего палеогена.

К северу от Арыскульской котловины и плато Бет-Пак-Дала протягивается обширная эрозионно-останцовая равнина, разрезаемая нижним течением Сарысу на западную и восточную части. Западная часть характеризуется распространением столовых плато и останцов, сложенных третичными отложениями. На севере границей ее являются южные отроги Улутавских гор.

Столовые плато и останцы, расположенные по правому берегу Сарысу; близ ее долины, служат водоразделами для многочисленных саев и оврагов.

Характерна общая направленность и вытянутость эрозионных останцов с севера на юг. К ним относятся Баскасаун, Ортакасаун, Аяккасаун, Шолакнурса, Куланкызыл и Тасбулак с абсолютными отметками 320—340 м. Превышение этих столовых возвышенностей над руслом Сарысу, несмотря на изменение высот всей поверхности с севера на юг, сохраняется одним и тем же на всем их протяжении вдоль Сарысу и равно приблизительно 100 м.

К югу от р. Белеуты прекрасно выражено столовое плато Белеутынура, сложенное третичными породами; склоны его полого падают к северу и обрываются крутым уступом 15—20 м на юг.

Плато Белеутынура, Кутыннура и другие, а также купола Рахметнура, Бурейнак и Коктюбе являются водоразделами для саев, направленных к северу и впадающих в Белеуты, и для саев, направленных к югу. Из саев, впадающих в Белеуты, отметим Бирженоксай, Турпансай, Ащилысай, Аккииксай и другие. Днища этих саев в приустьевых частях достигают одного или нескольких километров ширины. Направление саев северо-северо-западное.

Рельеф восточной части эрозионной равнины, протягивающейся по левобережью Сарысу и далее на восток до нагорья Восточной Бет-Пак-Далы, носит несколько иной характер. Здесь, так же как и в западной части близ Сарысу, с севера на юг протягиваются столовые возвышенности с абсолютными отметками: Аякбульдурук 264 м, Басбульдурук 261 м, Молалы-Кокдамбак 315 м и другие, но они имеют подчиненное значение в рельефе.

Большая площадь занята здесь бугристыми и грядовыми песками, протягивающимися двумя отдельными полосами, одна из которых имеет широтное направление, другая — меридиональное. К первым относятся обширные пески Муюнкумы, тянущиеся широкой (20—25 км) полосой с запада от Сарысу на восток; ко вторым — меридиональная полоса песков, тянущаяся от озера Каракоин к северу примерно до $47^{\circ}22'$ с. ш.

Пески носят местные названия, среди которых выделяются Каракоин, Саменькумы, Жетыконур и др. Ширина полос их в некоторых местах достигает 30 км, но обычно несколько уже. Пески закреплены саксаулом и тамариском; к северу от меридиональной полосы их лежит большой палеозойский массив, не носящий специального названия и возвышающийся над песками на 50—60 м. На поверхности этого массива местами также развиты переветренные пески.

К северо-западу и востоку от песков расположены еще три небольших палеозойских останца, это горы Жамантау (403 м абс. выс.), горы Жаманай-бат (384 м абс. выс.) и Азат (446 м абс. выс.). Все эти возвышенности являют вид островов среди еще сплошного развития третичных и меловых отложений, но они указывают на то, что постель палеозоя здесь уже близка.

Восточная часть равнины имеет в общем довольно слабо расчлененный рельеф, где невысокие пологие возвышенности чередуются с большими плоскими низинами, занятыми огромными такырами и солончаками. Некоторые из таких такыров особенно широко развиты близ песков Тобылги, где они достигают в длину 20—25 км.

Южные отроги Улутавских гор, ограничивающие на северо-западе Чусарысуйскую депрессию, представляют собой область низкогорий, абсолютные высоты которой достигают в среднем 500—600 м. Наиболее высокая часть этой территории, местами довольно сильно расчлененная, представлена Карсакпай-Майтубенской возвышенностью, служащей водоразделом для рек, текущих к западу, востоку и югу от нее. Наибольшие абсолютные высоты имеют горы Карабулак (497 м), Болбраун (599 м), Шашыбас (510 м), Кызымшек (604 м), Майтубе (629 м) и Карамола (644 м). К западу, востоку и югу высоты снижаются до 350—400 м, а в долине р. Белеуты они достигают всего 250—280 м.

Описываемая область низкогорий покрыта наиболее густой сетью саев и рек, долины которых расположены в основном по двум направлениям: либо с северо-запада на юго-восток, либо с востока-северо-востока на запад-юго-запад, часто приближаясь к широтному. Эта закономерность, вероятно, не случайна, так как долины рек и саев в ряде случаев соответствуют направлениям древних линий разломов, присущих не только Южно-Улутавскому антиклинорию, но и всему Центральному Казахстану.

Наиболее значительной из рек Южно-Улутавского антиклинория является р. Белеуты, образованная от слияния двух больших саев (Дюсембай и Кумула), а также сая Бозинген и Жийде. К западному водосборному бассейну принадлежат реки Карасире, Коктал, Курайлы, Ащилысай (западный) и Байконур.

На востоке-северо-востоке Чу-Сарысуйская депрессия граничит с западной окраиной Казахской складчатой страны, представляющей собой область распространения типичного Казахского мелкосопочника с абсолютными отметками в среднем до 400—450 м. Отдельные вершины ее на севере достигают 580 м абс. выс. (горы Кызымшек и Бектау), а гора Коскара — 625 м абс. выс.

Падение высотных отметок наблюдается как к югу (долина Чу), так и к западу (долина Сарысу). В долине Чу, близ сора Буралкенынтуз абсолютные отметки в среднем достигают 250—260 м.

Северная и северо-восточные части нагорья прорезаются довольно большим количеством рек и саев, текущих с востока на запад, где они теряются в солончаках и такырах. Направление их так же, как и по северо-западному борту депрессии, строго ориентировано с востока-северо-востока на запад-юго-запад, часто приближаясь к широтному.

Двигаясь вдоль борта депрессии на юг Бет-Пак-Далы, наблюдаем постепенное исчезновение рек, саев и оврагов и появление такыров и солончаков, занимающих плоские межгорные понижения и впадины. Рельеф становится все более мягким и сглаженным.

Территория Чу-Сарысуйской депрессии вследствие малого годового количества осадков и большой сухости климата принадлежит к полупустынным и пустынным районам. Поэтому здесь почти полностью отсутствует гидрографическая сеть, если не считать рек Чу и Сарысу, берущих свое начало в других, более влажных районах.

Река Чу, или вернее ее низовья, протягивающиеся в строго широтном направлении с востока на запад, расположена в южной части Чу-Сарысуйской депрессии; характеристику долины Чу мы приводим ниже, при описании юго-восточной (Чу-Таласской) части этой депрессии.

Второй большой рекой, протекающей в пределах Чу-Сарысуйской депрессии, является Сарысу. Долина ее в пределах описываемого района от пос. Яка Джиланды до Телекульских озер имеет общую протяженность около 400 км и представлена средним и нижним течением.

Река Сарысу в своей средней части течет в общем с северо-востока на юго-юго-запад, а в нижней (на расстоянии 70 км) — строго меридионально до Телекуласких озер, где она круто поворачивает на запад. У зимовки сую ргута на широте $47^{\circ}25'$ в Сарысу впадает с северо-запада крупный и важный в целях водоснабжения Приджезказганского района приток, носящий название Каракингир с большим притоком Жезды. Долина Сарысу, как правило, на всем вышеуказанном участке имеет ширину 3—4 км, а местами и до 6 км и только в месте пересечения рекой песчаносланцевой толщи перми долина ее сужается до 800—1000 м.

Местами Сарысу слабо меандрирует или разветвляется на ряд рукавов. До своего поворота на запад, в среднем и нижнем течении Сарысу имеет вид типичной степной реки с хорошо выраженной степной долиной, террасы



Фиг. 6. Долина р. Сарысу, к югу от лога Аксай, I надпойменная терраса и уступ
коренного плато



Фиг. 7. Поверхность I надпойменной (такырной) террасы на правом берегу р. Сарысу в 12 км к югу от Аяккасуна.
Вдали — обрывы, сложенные верхнемеловыми породами

которой покрыты травой и мелким кустарником. Русло в среднем течении врезано всего на 1—1,5 м, ниже по течению глубина русла достигает 4—5 м. Ширина русла очень постоянная и почти нигде не превышает 30—40 м. В весеннее время оно заполняется быстротекущей водой, но к осени совершенно пересыхает. Дно покрыто песком и мелким галечником, уровень подземного потока очень высок и во всех мелких вымоинах сохраняется открытая вода.

Долина Сарысу на отрезке примерно от уроч. Карагайжол на северо-востоке до уроч. Аксай на юго-западе сопровождается двумя надпойменными террасами и одной пойменной. Террасы целиком аккумулятивные. Высота I надпойменной террасы достигает 12—15 м над руслом. Сложена она обычно песками и галечником, которые в нижних частях часто цементируются известью в конгломераты. Высота I надпойменной террасы в среднем течении, как правило, не превышает 3—3,5 м. Лишь на участке долины, пересекающей область молодых поднятий, к югу от лога Аксай высота I надпойменной террасы возрастает до 5—6 м (фиг. 6). В низовьях, при выходе долины в пределы области прогибания, высота I террасы вновь снижается, достигая всего 1,5—2 м. Сложена I надпойменная терраса однообразными желтовато-бурыми суглинками, в различной степени обогащенными песчаным материалом, а в низах разреза — галечниками. Вследствие указанного литологического характера слагающих террасу пород она резко отличается от других террас характером растительного покрова. В подавляющем большинстве случаев терраса поросла лишь отдельными кустиками солянки, между которыми остаются лысые места, растрескивающиеся на такырные многоугольники. Поэтому она называется еще лысой или такырной террасой (фиг. 7). На участке меридионального отрезка Сарысу к югу от лога Аксай и до Телекульских озер русло ее сопровождается лишь одной I надпойменной террасой.

В том месте, где река достигает увалистого пространства, развивавшегося по древней долине Чу, т. е. в месте крутого поворота на запад, Сарысу неожиданно приобретает облик, который целиком соответствует верхним частям низовий Чу или даже разливам ее у пос. Гуляевки. Здесь снова появляются те же широкие пространства, заросшие буйным камышом, многочисленные полные водой протоки, большие озера, иногда с почти совершенно пресной водой. Ширина камышевых зарослей достигает 5—10, а местами и 15 км. I надпойменная терраса сливается здесь с пойменной.

Д. И. Яковлев (1941) справедливо считает, что разработка долины такой ширины и такого облика не под силу сравнительно небольшой Сарысу. Роль Сарысу в ее создании заключается только в том, что она отдает свои воды старой Чуйской долине и тем восстанавливает ее обычный вид. Но ввиду того, что Сарысу обладает сравнительно небольшим количеством воды, такое своеобразное омоложение Чуйской долины возможно на сравнительно небольшом пространстве.

Других рек в Чу-Сарысуйской депрессии нет. Те немногочисленные осадки, которые выпадают весной и осенью, стекая с возвышенностей, образуют многочисленные такыры и солонцы, а в наиболее пониженных местах — соры. Этому способствуют также большая равнинность поверхности и близко расположенные к поверхности водоупорные горизонты в виде красных глин среднего олигоцена и зеленых глин нижнего олигоцена или глинистых отложений мела, широко распространенных на данной территории.

Северная и центральная часть депрессии безводны, если не считать небольшого количества родников и колодцев, в том числе и соленых, вырытых и расчищенных иногда еще на древних караванных путях из Средней Азии в Сибирь. Лучшим из них с большим дебитом пресной воды считается колодец Чулакэспе. Хорошая пресная вода выходит в родниках

и колодцах по северному склону плато Бет-Пак-Дала, среди которых можно отметить родник Кендерлык и ряд новых колодцев, выкопанных казахами-скотоводами на отгонах для водопоя скота.

Несколько иная картина наблюдается в прибортовых и бортовых частях Чу-Сарысульской депрессии, особенно в ее северо-западной части, где северо-западные ветры, задерживаясь возвышенностями Улутау, отдают свою влагу этому району, делая климат более мягким и более влажным. Многочисленные саи и овраги, развитые в прибортовой части депрессии, в большинстве случаев приурочены к депрессиям рельефа.

Среди наиболее крупных рек необходимо отметить Белеуты, текущую с запада на восток, образованную реками Дюсембай и Кумула. Белеуты, как и более мелкие реки, многоводна весной и почти пересыхает летом, когда в русле ее остаются лишь отдельные плёсы. Русло сопровождается двумя надпойменными террасами. Справа и слева Белеуты принимает ряд саев, наиболее значительные из которых Жийде, Бозинген и Ащилысай, местами вдоль их русел отмечается присутствие одной надпойменной террасы, высота которой 1,5—2 м.

Несколько больших рек-саев стекает по юго-западному склону Улутау; среди них надо отметить Байконур, Ащилысай с притоком Шокрсай и Курайлы, долины которых сопровождаются обычно одной надпойменной террасой, высота которой 1,5—2 м. Наибольшей многоводностью отличается р. Байконур.

Северо-восточный борт Чу-Сарысульской депрессии только в крайней северной части имеет ряд саев и речек, которые так же, как и все другие в данном районе, остаются безводными в течение всего лета, за исключением отдельных плёсов, наполненных водой.

Все наиболее крупные реки на территории юго-восточного Улутау — Каракингир, Жезды и Кумула, сопровождаются двумя надпойменными террасами, верхняя или II надпойменная является обычно эрозионно-аккумулятивной, высота ее колеблется от 10—12 м в нижних отрезках рек, до 4-6 м в верхних отрезках их течения. Характер аллювия близок сарысускому.

Высота нижней или I надпойменной террасы обычно не превышает 2—3 м, ширина ее значительно больше. Особенно широко развита I надпойменная терраса по левому берегу р. Каракингир к востоку от Джезказгана, где она сливается с ложковыми террасами и образует единую поверхность шириной 6—8 км. В среднем ширина I надпойменной террасы не превышает 1—2 км. Высота пойменной террасы всех указанных рек обычно не превышает 1—1,5 м, ширина ее 2—3 км.

Юго-восточная (Чу-Таласская) часть депрессии

Эта территория расположена между горными хребтами Тянь-Шаня и Восточной Бет-Пак-Далой. С юго-запада она ограничивается хр. Каратау, с юга — Киргизским хребтом, с востока и северо-востока — горами Кандыктау, Хантау и Джильтау, с севера — южным склоном плато Бет-Пак-Дала. На северо-запад она открывается к Аральскому морю.

В данной работе мы не будем рассматривать строение всей депрессии, а коснемся в основном лишь северной ее части, прилегающей к полосе Бурунтаусского пояса и нагорью Бет-Пак-Далы.

Поверхность этой части депрессии представляет собой равнину, устроенную довольно сложно. У подножья хребтов как с северо-востока, так и с юга прослеживаются широкие конусы выносов, сложенные пролювиальными отложениями неогена и четвертичного периода. Они имеют заметное падение в сторону депрессии и постепенно сливаются с полосой степи, местами занятой такырами.

В средней части депрессии располагается массив грядовых и барханных песков, по краю которых проходят долины рек Таласс и Чу. Вдоль них также прослеживаются полосы бугристых песков до 20—30 км шириной.

По правому и левому берегам Чу в ее нижнем течении прослеживается значительная равнина, сложенная песчано-глинистыми отложениями неогена и четвертичного периода. Длина ее достигает 200 км, ширина — 30 км. Поверхность местами осложняется грядами бугристых песков высотой до 10 м, заросших саксаулом, откуда она получила свое название Саксаулдала.

Значительные пространства Саксаулдалы покрыты обширными такырами. На поверхности ее сохранились старые русла Чу, отметки которых находятся на одном уровне или несколько ниже отметок современного русла. Время формирования Саксаулдалы отвечает времени формирования I надпойменной террасы Чу (такырная терраса). С севера она ограничена резко возвышающимся уступом гор Джалаир-Найманской зоны поднятий.

К северо-западу и западу Саксаулдала переходит в более узкую вытянутую в широтном направлении депрессию (так называемую впадину Сарой), ширина которой 10 км, длина 70 км. Депрессия выполнена отложениями эоплейстоцена, с поверхности перекрытыми песчано-галечным материалом небольшой мощности (до 0,5—1 м), являющимся древним аллювием Чу и соответствующим по времени образования аллювию I надпойменной террасы.

Впадина Сарой как бы отрезает от юго-восточной части нагорья Бет-Пак-Дала участок, который носит название плато Тассуекоба (длина — 70 км, ширина — 20 км). Плато возвышается над дном впадины Сарой на 25—40 м. Поверхность его ровная, покрыта отложениями мела небольшой мощности; абсолютные отметки 300—320 м, местами до 342—335 м (гора Сулушаны). На поверхности плато Тассуекоба наблюдаются пологие возвышенности, незаметно переходящие в обширные понижения. Относительные колебания высот составляют около 20 м. В западной части плато, западнее оз. Камкалыколь, рельеф более пересеченный. Здесь чередуются пологие увалы до 10 м отн. выс. со слабо врезанными ложинами. С севера и юга плато возвышается над пойменной террасой Чу уступом высотой 10—40 м; лишь в восточной части плато склон к пойменной террасе Чу очень пологий.

На западе впадина Сарой разделяется на два рукава. Дно ее имеет падение с востока на запад (абсолютная отметка дна на востоке 300 м, на западе — 265 м). В центральной части (на меридиане лога Батсай) дно впадины опущено на 10 м по сравнению с отметками современной долины Чу.

В депрессию Саксаулдалы и Сарой с северо-востока из гор Бурунтауского пояса поднятий выходит ряд логов и саев, теряющихся в степной равнине Саксаулдала. Наиболее крупным из них является лог Андассай, который берет начало с водораздела Чагырлы. В горной части долина Андассая глубокая, сравнительно узкая, с крутыми склонами, относительная высота которых над дном 40—60 м. Ширина долины здесь 80—100 м. При выходе из гор в депрессию Саксаулдала русло лога слабо меандрирует, ширина его долины в этом месте сильно возрастает. На расстоянии 5 км от выхода из гор Андассай разделяется на два рукава: Западный Андассай (западный рукав) и собственно Андассай, переходящий ниже в Кеншагыр-Торткульскую депрессию.

Западный Андассай. Ширина долины в восточной части 1—1,5 км, в низовьях увеличивается до 3 км. Долина асимметрична. Хорошо выражен склон и бровка северного правого берега, возвышаю-

щегося над дном 12-метровым уступом. Южный борт пологий, постепенно переходящий в равнину. В низовьях долина Западного Андассая сливается с аллювиальной равниной Саксаулдала и долиной Сарой.

А н д а с с а й. Ширина долины в пределах горного пояса от 1,5 до 2 км. Долина здесь плохо выражена, русло врезано в ее дно. Дно русла изобилует большим количеством глубоких плесов, в которых местами и летом сохраняется вода.

В русле лога находится большой солончак, ниже которого русло постепенно теряется, не доходя до горы Торткуль. Наибольшей ширины (4 км) долина лога достигает в пределах Кеншагыр-Торткульской депрессии (фиг. 8). На дне ее развито большое количество солончаков и такыров. Кеншагыр-Торткульская депрессия характеризуется хорошо выраженными бортами, возвышающимися над дном на 15—20 м. Склоны бортов крутые. Дно депрессии имеет почти горизонтальную поверхность со слабым наклоном к западу. Продольный профиль показывает, что депрессия состоит из трех котловин, отделенных друг от друга гребнями палеозойских пород.

Вся площадь Чу-Таласской части депрессии орошается двумя крупными реками — Таласс и Чу. Река Таласс выходит из гор у г. Джамбул и уходит на север вдоль песков Муюнкум. В верховьях она обладает широкой, хорошо разработанной долиной с большим количеством воды. Ниже уроч. Итбай количество воды в ней сильно уменьшается и у оз. Караколь постоянное течение исчезает; далее протягивается лишь сухое русло, занесенное песками, которое в солончаках низовий Чу совершенно исчезает. Река Чу вытекает из Боамского ущелья и в верхней части долина ее носит типично горный характер. Несколько выше пос. Ворошиловского река выходит в открытую степь.



Фиг. 8. Кеншагыр-Торткульская депрессия. Лог Андассай

Д. И. Яковлев, впервые исследовавший и описавший долину Чу на всем протяжении, разделяет ее на четыре крупных участка. Два первых участка — верхнего и среднего течения не входят в описываемую нами территорию. Третий участок начинается от пос. Новотроицкого и протягивается до Гуляевских разливов (ниже пос. Фурмановка). Этот участок Д. И. Яковлев выделяет как нижнее течение. Ниже Гуляевских разливов следуют, по Д. И. Яковлеву, низовья Чу.

Наше описание будет касаться долины Чу, начиная от пос. Берлик, т. е. уже в широтном отрезке, где река течет среди открытых степных пространств.

На громадном пространстве от пос. Берлика до низовьев включительно долина Чу неоднородна по своему строению. Д. И. Яковлев выделяет здесь несколько то расширенных, то суженных участков:

- 1) между поселками Берликом и Фурмановкой;
- 2) между пос. Фурмановкой и уроч. Казыкты;
- 3) уроч. Казыкты — уроч. Кентарал;
- 4) уроч. Кентарал — оз. Большое Камкалы;
- 5) оз. Большое Камкалы — оз. Ащиколь;
- 6) ниже оз. Ащиколь.

Ниже мы приводим описание долины Чу по выделенным участкам.

Долина Чу от пос. Берлик до пос. Фурмановка заметно сужена; река течет среди крутых, часто отвесных бортов, сравнительно слабо извиваясь.

Поверхность окружающей равнины на этом участке имеет наклон с юго-востока на северо-запад. Абсолютные отметки у пос. Берлик свыше 400 м, у пос. Фурмановка около 340 м, что составляет падение высот на этом участке около 60 м или 1 м на 1 км. С северо-востока Чу принимает около четырех крупных притоков. Долина ее здесь имеет асимметричное строение. Отмечается полное отсутствие озер, которые широко распространены по всему нижнему течению. Русло достаточно глубоко врезано, но ширина его так же как и ширина поймы на этом участке в десять раз меньше, чем в нижнем течении. Хорошо выражена I надпойменная терраса, слагающая здесь всю поверхность Саксаулдалы (аллювиальная равнина).

Ниже пос. Фурмановка долина Чу приобретает широтное направление, сильно расширяется, достигает 6—10 км ширины, разбивается на отдельные протоки и рукава и широко разливается. Эти разливы тянутся на протяжении 50—60 км ниже пос. Фурмановки (Гуляевские разливы) и представляют собой внутридолинную дельту. Ниже разливов проточная вода бывает только во время половодьев, поэтому часть долины ниже разливов и выделяется Д. И. Яковлевым в качестве низовий.

Наиболее крупными протоками Чу в месте Гуляевских разливов являются Ушкопыр, Саркрама, Сарыозек. Особенно сильно расширяется долина Чу у оз. Малый Караколь (около 20 км).

Ниже Гуляевских разливов, приблизительно от оз. Коккый до места слияния новой и древней (Сарой) долины Чу тянется верхний участок низовий. Новая долина здесь сравнительно молода (голоцен), так как имеет параллельную древнюю.

Ниже оз. Малый Караколь долина сужена, особенно близ уроч. Каратал, и вновь расширяется до 45 км в уроч. Узунлар. На этом участке Чу имеет два русла, собственно Чуйское и Малое Арну, которые разделены между собой рядом останцовых возвышенностей. Долина здесь сильно засоленцована и заболочена, в ее пределах располагается большое количество таких озер как Большой Караколь, Малое Камкалыколь и др. Этот верхний участок низовий Чу заканчивается сужением в уроч. Казыкты, где карбоновые известняки и песчаники переходят на южный борт долины.

На всем протяжении от пос. Фурмановка до уроч. Казыкты пойма Чу поросла камышом. Ширина ее русла в среднем 10—50 м, глубина около 5 м.

Русло Чу наклонено с востока на запад, но падение его весьма равномерное. Наблюдается также и значительное падение поверхности окружающей местности от 340 м абс. выс. у Фурмановки до 280 м в районе Казыкты.

На следующем участке, от уроч. Казыкты до уроч. Кентарал долина Чу имеет приблизительно одинаковую ширину (около 7 км). Русло реки на этом участке нередко раздваивается и затем вновь сливается в одно. Здесь отмечается большое количество солончаков и соленых озер (Сасыкколь, Ащиколь), изредка встречаются пресные озера. Пойма заросла камышом. Здесь Чу протекает по старой долине, разработанной достаточно хорошо еще до перехода из старого северного русла (Сарой) в более новое — южное.

Этот участок сильно суживается только в уроч. Уланбель, где узкая гряда карбоновых песчаников и конгломератов пересекает всю долину и оставляет только два прохода для воды. Наибольшее расширение долины имеет у оз. Сарычиганак. Относительное падение высот от Уланбеля до Кентарала составляет около 40 м (260—220 м).

В районе самого уроч. Кентарал долина имеет последнее крупное расширение до 20 км, на площади которого расположено болото Акарал.

От уроч. Кентарал до оз. Большое Камкалы протягивается так называемый Камкалинский разлив, представляющий в настоящее время наиболее крупный разлив низовий, хорошо сохранивший свои морфологические формы. Он достигает ширины 30—35 км и растягивается от уроч. Кентарал до конца уроч. Кзылджайма, т. е. на протяжении около 50 км.

В весеннее время здесь еще отчетливо заметно течение воды по многочисленным протокам.



Фиг. 9. Правый берег р. Чу. Солончак Асказансор

На этом участке отмечаются довольно крупные острова, заболоченные пространства между которыми занимают большие площади. По всей ширине долины воды Чу свободно протекают во впадины лежащих по соседству громадных озер площадью во много квадратных километров (Сасыкколь, Большое Камкалы, Шортанколь и др.).

Ряд солончаковых впадин у борта долины Чу также заливается внешними водами. Так же, как и на предыдущем участке, здесь развиты густые камышовые заросли.

Ниже оз. Большое Камкалы Чу теряет вид оформленной долины. Русло ее распадается на несколько протоков, которые не имеют постоянного водотока. Между этими протоками развиты довольно большие массивы песков, особенно в урочищах Кызыларал и Туздыарал. Летом протоки пересыхают или сохраняют плесы с горько-соленой водой. Ввиду слабости водных потоков на этом отрезке Чу почти нет озер и крупных солончаков, за исключением таких, как например солончак Асказансор (фиг. 9).

Западнее сухого русла Жаман-Чу, ниже уроч. Экитой, вновь наблюдается одно русло, которое вступает в полосу развития песков, и на широте солончака Асказансор русло Чу по сути дела теряется. Пространство от Акджаикына до оз. Ащиколь представляет собой область развития солончаков, наибольшим из которых является Асказансор, площадью около 100 км².

Само низовье Чу от Асказансора до Ащиколя представлено чередованием песчаных массивов и солончаков. Ширина долины на этом участке около 50 км. Абсолютные отметки у оз. Ащиколь около 120 м. Относительно верховьев Чу (340 м абс. выс.) они снижены более чем на 200.

Вся эта громадная площадь приняла свой настоящий облик благодаря непрерывному блужданию Чу. Д. И. Яковлев считает, что в прежнее время здесь была такая же внутренняя дельта, каковыми сейчас являются разливы у оз. Большой Камкалы и пос. Фурмановка.

Ниже оз. Ащиколь следов русла Чу нет. Широким распространением здесь пользуются песчаные увалы, вытянутые в широтном направлении. Понижения между ними заняты такырами, солончаками и самосадочными озерами. Еще ниже к долине Чу подходит долина Сарысу.

Левобережье Чу занято песками Муюнкум. Абсолютная отметка на левобережье в пределах изучаемой территории около 300 м, наивысшая — 306 м. Среди бугристых песков Муюнкум встречаются участки грядовых песков. Бугристый рельеф характеризуется беспорядочным расположением холмов разнообразной формы; высота холмов 3—5, редко 10—15 м.

Участки грядового рельефа отмечаются наличием параллельных гряд, вытянутых в северо-западном направлении. Высота гряд 5—8 м, ширина 30—40 м. И бугры, и гряды в настоящее время закреплены растительностью, среди которой преобладают заросли саксаула. Понижения между буграми и грядами достигают размеров до нескольких квадратных километров, они заняты пухлыми и вязкими солончаками (например, шоры Чункур, Майдегенколь, Каракыр). Крупный солончак находится на широте колодца Карагандыкудук и в уроч. Каратал. Солончак, расположенный на широте колодца Карагандыкудук, вытянут в широтном направлении и имеет длину около 15 км. Солончак в уроч. Каратал достигает длины 30 км и переходит на востоке в непроходимый солончак Кокуйдынкуль, длина которого около 7 км, ширина около 5 км.

Пески Муюнкум на отрезке от низовий Чу до уроч. Каратал вплотную подходят к долине Чу. Выше уроч. Каратал они продолжают, но отходят от долины к югу, уступая место вблизи долины отдельным разбросанным песчаным массивам, заросшим саксаулом. Почти все пески Муюнкум закреплены растительностью и представляют собой хорошие пастбища.

Происхождение песков Муюнкум связывается с перевыванием песчаного аллювия преимущественно II и III надпойменных террас Чу, расположенных по ее левому берегу. Поверхность III надпойменной террасы осложнена высокими песчаными буграми. Расположена она в наиболее прогнутой части Чу-Сарысуйской депрессии, севернее Киргизского хребта и хр. Каратау.

По данным В. И. Елисеева (1959), абсолютные отметки террасы к югу от уроч. Джидели достигают 340—360 м, относительная высота ее над урезом Чу равна 120—130 м; юго-восточнее, у колодца Бескатын-Кудук, абсолютные отметки III надпойменной террасы возрастают до 600 м, а относительная ее высота увеличивается до 255 м.

Образование этой террасы Б. А. Федорович (1952) связывает со спуском котловины оз. Иссык-Куль в результате увлажнения климата в конце эоплейстоцена и возникновения долины Чу, ставшей притоком Сыр-Дарьи.

Г. О. Белосельская (1956) считает, что пески верхней террасы, которую она, кстати сказать, разбивает на два уровня, отложены водотоками, стекавшими с северных склонов Киргизского хребта; в непосредственной близости от него они отлагали галечные дельты, а ниже — песчаные дельты, которые сливались в единую предгорную равнину.

К северу от III надпойменной террасы, отделяясь от нее ясно выраженным уступом, протягивается II надпойменная терраса Чу, также сложенная песчано-гравийными и алевритовыми породами, с поверхности перевейными. Поверхность террасы наклонена с востока на запад и с юга на север. Абсолютные отметки ее увеличиваются с запада на восток, соответственно увеличивается ее относительная высота и растет мощность аллювиальных отложений.

Развита она в основном на левом берегу Чу. На правом берегу II надпойменная терраса распространена только на крайнем юго-востоке, в районе колхоза Коктюбе; высота ее над руслом Чу, по данным В. И. Елисеева (1959), достигает здесь 12 м, ложе аллювия расположено на 10 м ниже уреза воды в русле. На левом берегу Чу в юго-восточном углу территории в урочищах Сарыкобу и Шошкаульген относительная высота террасы для средней части поверхности равна 150 м, при абсолютной высоте ее 480 м; ложе аллювия опущено ниже русла более чем на 60 м. Ширина террасы достигает здесь не менее 40 км.

Западнее, в 20 км к югу от Каратала, абсолютная высота поверхности террасы снижается до 360 м, относительная высота — до 80 м. Ложе аллювия располагается на 30 м выше уреза воды. Еще западнее высота ложа аллювия вначале несколько снижается, а затем вновь повышается. Абсолютная высота поверхности II надпойменной террасы здесь 260 м, т. е. на 220 м ниже чем в урочищах Сарыкобу и Шошкаульген, а ширина достигает 10 км.

I надпойменная терраса отделена от II уступом. Она прослеживается по обоим берегам Чу. К востоку от плато Тассуекоба I надпойменная терраса сменяется широкой аллювиальной равниной, расположенной на месте равнины Саксаулдала. На участке ниже Гуляевских разливов, приблизительно от оз. Коккый до места слияния впадины Сарой с долиной Чу, последняя не имеет I террасы; древняя долина ее проходила в это время на месте впадины Сарой. Высота террасы варьирует в зависимости от того, в области молодых поднятий или опусканий взяты ее замеры; соответственно варьируют и мощности слагающего ее аллювия и высотное положение ее ложа.

Приведем некоторые данные по высоте I террасы, заимствованные из работы В. И. Елисеева (1959). К югу от оз. Жайляуколь высота I надпойменной террасы у внешнего ее края — 8 м, у внутреннего — 18 м, ширина террасы здесь 11 км.

Восточнее, к югу от уроч. Джидели, высота I террасы 17,5 м, ширина 1 км, еще в 18 км восточнее высота ее достигает всего 7,5 м, ширина — 1,5 км.

Около пос. Фурмановка (Гуляевские разливы) высота I надпойменной террасы 3,5 м при ширине 70 км (примерно по 35 км на каждом берегу Чуйской долины). Здесь река вступает в область молодого погружения, занятого аллювиальной равниной Саксаулдала.

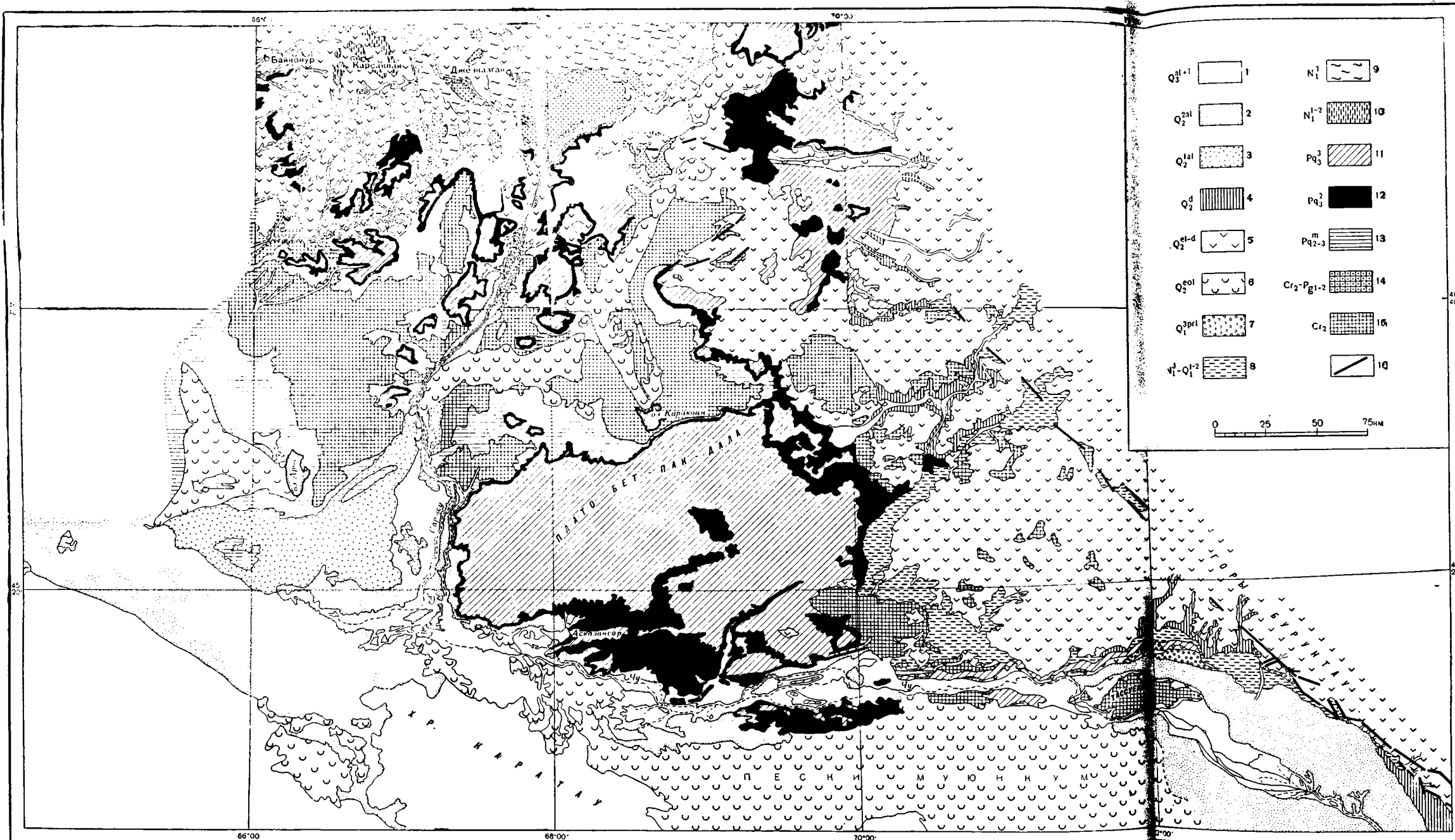
Восточнее Гуляевских разливов у пос. Ворошиловка, там, где река пересекает поднятую структуру внутри области общего погружения, высота I надпойменной террасы увеличивается до 8 м, ширина уменьшается до 20—25 м. Наибольшее повышение (до 50 м) I терраса испытывает в районе Саргоу в области молодых поднятых структур.

Выводы о наличии чередования отдельных зон поднятия и опускания на общем фоне опускания юго-восточной части Чу-Сарысуйской депрессии подтверждаются и данными, приводимыми В. И. Елисеевым по анализу мощностей аллювия и положения его ложа на различных участках депрессии.

На общее погружение этой части депрессии указывает увеличение мощности аллювия I надпойменной террасы от бортовых ее частей к центру. Так, на участке течения Чу в пределах Казахского нагорья и вблизи Чу-Илийских гор мощность аллювия, слагающего I надпойменную террасу, не превышает 10 м. При движении к центральным частям депрессии мощность его постепенно увеличивается и в 3 км к югу от пос. Фурмановка достигает 54 м, а в 22 км юго-западнее Фурмановки — 85 км. В то же время ложе аллювия лежит в отдельных участках депрессии на различной высоте. Так, на участке от уроч. Каратал до оз. Жайляуколь (на расстоянии 110 км) I надпойменная терраса всюду цокольная и мощность аллювия достигает 5—8 м. Западнее оз. Жайляуколь ложе аллювия погружается под урез воды, намечая начало зоны опускания. У оз. Ащикоколь оно лежит уже на 2 м ниже уреза воды в русле Чу.

Если двигаться от области погружения, совпадающей с зоной Гуляевских разливов от Фурмановки до Коктерека, вверх по долине Чу, то ложе аллювия, слагающего аллювиальную равнину Саксаулдала, также постепенно повышается.

Описание пойменной террасы Чу приведено выше при характеристике отдельных участков ее долины; отметим лишь, что почти вся пойменная часть долины заросла ярко-зеленым камышом и зеленой травой (осока, куга и др.). Такая зеленая лента, то увеличивающаяся в ширину, то уменьшающаяся, тянется по всей долине Чу и резко выделяется на сером фоне окружающей растительности водоразделов, хотя постоянный водоток сохраняется далеко не на всем протяжении реки.



Фиг. 10. Геологическая схема мезо-кайнозойских и кайнозойских отложений Чу-Сарысуйской депрессии и прилегающих территорий. Составлена К. В. Никифоровой по личным наблюдениям и материалам исследований М. И. Александровой, А. Г. Алещенко, Н. А. Афоничева, В. И. Борсук, А. В. Волина, В. Г. Гербовой, Л. С. Гринберг, З. И. Гурьевой, Г. М. Друговой, В. И. Елисева, Н. С. Зайцева, Н. А. Константиновой, Н. Н. Костенко, В. Н. Кравчук, М. И. Латуниной, Е. И. Любченко, Д. Л. Макарова, К. И. Макаровой, Н. П. Михайлова, Е. А. Петрушевского, Е. Д. Поляковой, А. К. Рюмина, З. А. Сваричевской, М. М. Сорокина, Н. Г. Шубиной, Н. И. Шумской, Д. И. Яковлева и др.

1 — голоценовые аллювиальные и озерные отложения (пески, галечники, супеси, илы); 2 — верхнелейстоценовые аллювиальные отложения первых надпойменных террас (пески, галечники, супеси, глины); 3 — нижнелейстоценовые аллювиальные отложения вторых надпойменных террас (пески, галечники, супеси); 4 — плейстоценовые делювиальные отложения (суглинки, супеси); 5 — плейстоценовые элювиально-делювиальные образования (без разделения) на сильных выходах по род палеозоя и протерозоя (суглинки, щебень); 6 — плейстоценовые переувлажненные пески древних долин рек Сарысу, Чу и пустыни Муюнкум; 7 — верхнелейстоценовые пролювиальные отложения (верхнеобийские конгломераты, песчаники и галечники); 8 — верхнемiocеновые и нижнеэоценовые аллювиальные и озерные отложения, без разделения (красные и серые глины, пески, галечники, конгломераты); 9 — верхнемiocеновые аллювиальные и озерные отложения (зеленоватые-серые и красные глины, алевроиты, пески, галечники); 10 — нижне-среднемiocеновые аллювиально-озерные отложения (зеленые восковидные глины с мергелями, друзами гипса и железисто-марганцовистым бобовником, в подчиненном количестве алевроиты); 11 — верхнеолигоценые аллювиальные отложения (алевроиты, пески, галечники, конгломераты); 12 — среднеолигоценые озерные отложения (красные глины с мергелями и гипсом); 13 — эоценовые и нижнеолигоценые морские отложения, без разделения (зеленые листоватые глины, кварцевые пески, слитные окварцованные песчаники и конгломераты); 14 — нерасчлененные верхнемеловые — палеогеновые отложения (серые и пестроцветные глины, пески, галечники, окварцованные песчаники и конгломераты); 15 — верхнемеловые (альб-сантон) аллювиально-озерные отложения (серые и пестроцветные глины, слюдистые пески, галечники); 16 — линии разломов кайнозойского возраста

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ

Пустыня Бет-Пак-Дала, особенно территория входящей в нее Чу-Сарысуйской депрессии, представляет собой один из районов наиболее широкого распространения континентальных кайнозойских отложений в Центральном Казахстане.

Эти отложения покрывают здесь пространства общей площадью порядка 150 000 км² (фиг. 10).

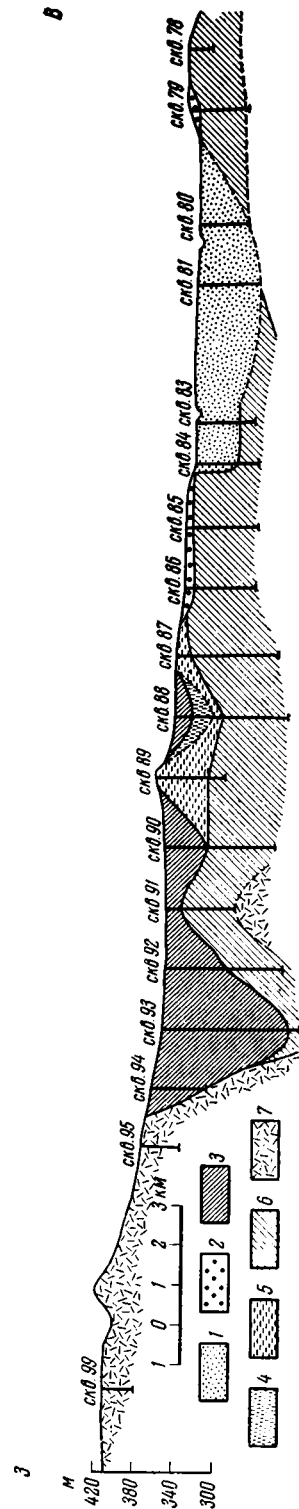
Уже со времени работ Д. И. Яковлева, впервые наиболее полно осветившего геологическое строение Бет-Пак-Далы, среди толщ кайнозойских отложений, развитых на ее территории, в ряде пунктов были известны большие скопления костей млекопитающих. Позже экспедиция Палеонтологического института АН СССР под руководством Ю. А. Орлова, проводила раскопки третичной фауны у солончака Асказансор и в других местах низовьев Сарысу. Было собрано довольно большое количество фауны, но, к сожалению, она далеко не всегда была точно привязана к определенным стратиграфическим горизонтам.

Наконец, имелись сведения о находках фауны млекопитающих в третичных отложениях низовьев Чу.

Необходимость упорядочения стратиграфического расчленения континентальных кайнозойских отложений, развитых на территории юга Урало-Сибирской платформы, с которыми связан ряд полезных ископаемых и для отдельных районов которой имелись самостоятельные стратиграфические схемы, часто не вяжущиеся между собой, вызвала настоятельную потребность в детальном изучении фаунистически охарактеризованного бетпакдалинского разреза континентального кайнозоя. Целью его являлась выработка для этой территории опорного стратиграфического разреза.

Сопоставление указанных отложений Бет-Пак-Далы с таковыми районов Тургай и Северного Приаралья, где среди них были известны также находки фауны млекопитающих и флоры, и кроме того, с кайнозойскими отложениями районов Прииртышья и юга Западно-Сибирской низменности, богато охарактеризованных флористически, позволило в итоге составить единую схему расчленения континентального кайнозоя для всей указанной территории.¹

Таким образом, в основном эта схема базируется на биостратиграфическом методе. Кроме того, для расчленения континентальных кайнозойских отложений был использован минералогический метод, который особенно оправдал себя при расчленении немых толщ низов палеогена, а также геоморфологический метод, примененный при изучении и расчле-



Фиг. 11 Широкий геологический разрез к югу от станции Кинигир.

1 — верхнелистоценовые аллювиальные отложения I надпойменной террасы; 2 — верхнелистоценовые аллювиальные отложения (павлодарская свита); 3 — верхнелистоценовые аллювиальные отложения (нефтеринская свита); 4 — верхнелистоценовые аллювиальные отложения (нефтеринская свита); 5 — верхнелистоценовые аллювиальные отложения (нефтеринская свита); 6 — верхнелистоценовые аллювиальные отложения (нефтеринская свита); 7 — кора выветривания пород палеозоя

нении антропогенных отложений, далеко не везде хорошо охарактеризованных палеонтологически.

Переходя непосредственно к описанию стратиграфии континентальных кайнозойских отложений Бет-Пак-Далы, необходимо отметить, что распространение их контролируется здесь основными структурно-орографическими районами.

Районы эти следующие:

1) пояс поднятий, приуроченный к зоне Джалаир-Найманских разломов — горы Бурунтау;

2) территория южного погружения Улутавского антиклинория и нагорье Восточной Бет-Пак-Далы;

3) Чу-Сарысуйская депрессия.

Первые два района характеризуются малой мощностью мезозойских и кайнозойских отложений (первые десятки метров), развитых там в виде отдельных разрозненных пятен. Эти отложения выполняют депрессии, врезаемые в древнюю кору выветривания. Стратиграфическая последовательность в залегании пород здесь обычно нарушена из-за прислонения более молодых по возрасту отложений к уступам, сложенным более древними породами. Вследствие этого, нередко более молодые отложения лежат гипсометрически ниже более древних (фиг. 11).

Такие условия залегания сильно затрудняют изучение стратиграфической последовательности свит и в этих случаях не всегда удается точно датировать возраст отложений, если они не содержат палеонтологических остатков. Не всегда может быть использован и литологический критерий, так как некоторые разновозрастные горизонты имеют весьма сходный вещественный состав (фиг. 12).

В третьем районе (Чу-Сарысуйская депрессия), представляющем собой область непрерывного погружения, начиная с мела и, во всяком случае, до начала антропогена, мощность мезозойских и кайнозойских отложений достигает сотен метров (до 400—500) в северо-западной части депрессии и более 1000 м в юго-восточной ее части; здесь имеется полный стратиграфический разрез мезокайнозоя с последовательно выдержанным напластованием (фиг. 13).

Возрастной] диапазон континентальных кайнозойских отложений Бет-Пак-Далы отвечает времени низы палеогена — голоцен. Однако для выяснения истории формирования впадин необходимо хотя бы кратко рассмотреть стратиграфию более древних мезозойских отложений. Это необходимо еще и потому, что континентальные породы мезозоя по литологическим признакам часто трудно отличимы от третичных. С этой же целью приводится краткая характеристика морских палеогеновых отложений.

При описании стратиграфических разрезов мы попытаемся выяснить принадлежность тех или иных литологических комплексов к определенным геологическим формациям. Под этим термином мы понимаем, следуя Н. С. Шатскому, естественные комплексы пород, отдельные члены которых находятся в тесной парагенетической связи.

Особенности платформенных формаций определяются взаимодействием двух основных факторов: тектонического (в широком понимании этого слова) и климатического.

В зависимости от источника сноса Н. С. Шатским были выделены аллохтонные и автохтонные формации (Шатский и др., 1951). Первые из них возникают за счет разрушения окраинных горных сооружений; вторые — в результате разрушения местных платформенных структур.

С климатической точки зрения геологические формации прежде всего подразделяются на два основных типа:

- а) образовавшиеся в условиях гумидного климата;
- б) возникшие в аридных климатических условиях.

Систематическому описанию стратиграфического разреза мы предпосылаем краткие общие сведения о распространении и возрасте древней коры выветривания, за счет размыва и переотложения которой образовались многие свиты мезо-кайнозойского разреза. Кроме того, эти сведения необходимы для изучения истории формирования рельефа.

О ДРЕВНЕЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Распространение и мощность

Древняя кора выветривания распространена в основном на территории нагорья Восточной Бет-Пак-Далы и южного погружения Улутавских гор.

Она развита на складчатом фундаменте, сложенном породами протерозоя и палеозоя и представлена белыми и пестроокрашенными глинистыми и щебенчатыми элювиальными образованиями, сохранившими структуру и элементы залегания материнских пород. Мощность ее достигает 20—100 м и более. Состав продуктов коры выветривания меняется в зависимости от характера материнских пород. Сохранилась она далеко не везде.

В области водоразделов, на высоких всхолмленных плато и на отдельных высоких останцовых сопках кора выветривания обычно отсутствует и встречается главным образом на водораздельных аккумулятивных равнинах или на участках водораздельного мелкосопочника. В области южного погружения Улутавских гор кора выветривания пользуется в общем незначительным распространением и представлена лишь нижними горизонтами. Более широко она развита в области нагорья Бет-Пак-Далы, где выходы ее обычно приурочены к отрицательным формам современного рельефа, пологим понижениям, над которыми возвышаются останцовые сопки и гряды, обычно сложенные трудно выветривающимися породами. В пониженных элементах рельефа, сложенных корой выветривания, на поверхности обычно развивается глинистый такыр. Довольно большая

мощность коры выветривания (20—30 м) наблюдается в эрозионно-тектонических депрессиях, выполненных обычно континентальными третичными отложениями, как на территории южного погружения Улутау, так и на территории Восточной Бет-Пак-Далы.

В области Чу-Сарысуйской депрессии кора выветривания погребена под мощными толщами меловых и третичных отложений и вскрывается только по окраинам депрессии на положительных элементах рельефа под третичными или меловыми отложениями поверх палеозойских пород, выходящих на дневную поверхность, где мощность ее обычно не превышает 3—4 м.

В пределах Бурунтаусского пояса гор площадного развития коры выветривания обычно не наблюдается. Кое-где она сохранилась лишь в зонах тектонических депрессий и развита главным образом по контактам различных пород с известняками. Участки развития коры выветривания залегают здесь на 400—450 м абс. выс. и характеризуются линейной протяженностью.

Сопоставляя абсолютные высоты расположения древней коры выветривания на различных в структурном и геоморфологическом отношении территориях и на различных элементах рельефа Центрального Казахстана, мы приходим к выводу, что эти области испытали неравномерные тектонические движения. Так, если в Чу-Сарысуйской депрессии кора выветривания имеет отрицательные отметки (до 200 м ниже уровня моря в северо-западной ее части), то в пределах нагорья Бет-Пак-Далы и южного погружения Улутауского антиклинория она поднята до 300—400 м абс. выс., а в пределах Бурунтаусского поднятия — до 400—450 м абс. выс. При этом даже в пределах данных структурных областей мы часто имеем различное высотное положение коры выветривания.

Отмечается, что как в крупных, так и в мелких эрозионно-тектонических депрессиях древняя кора выветривания имеет обычно значительное распространение и относительно большую мощность. Наоборот, на площади положительных геологических структур и положительных элементов рельефа, обусловленных выходами палеозойских пород, кора выветривания как правило, или отсутствует, или имеет незначительную мощность (от 1 до 3—4 м), которая увеличивается лишь в зонах контакта известняков с другими породами палеозоя.

Состав коры выветривания в общем зависит от характера материнских пород, но в вертикальном разрезе коры выветривания всех пород можно наметить несколько горизонтов или зон различного литологического состава, сменяющих друг друга с глубиной. Зоны эти, по В. Н. Разумовой (1956), следующие:

1. Нижняя — зона выщелоченных пород — представлена плотными осветленными иногда побуревшими мало измененными породами, сохранившими облик материнских пород, но обнаруживающими повышенную трещиноватость и ломкость. Это слабо измененные породы с сохранившимся первичным содержанием щелочей и щелочных земель. Мощность зоны 1—3 м.

2. Зона глинистых образований сложного состава, представлена глинистыми продуктами разложения, сохранившими сложение и иногда окраску материнских пород. В этой зоне еще ясно заметны первичная слоистость, сланцеватость и структура материнских пород, хотя они уже целиком разложены и превращены в агрегаты вторичных глинистых минералов.

Глинистые образования этой зоны представлены в основном буровато-белыми и зеленовато-белыми каолиноподобными породами гидрослюдистого и бейделлитового состава и разрушенными до глины сланцами, сохранившими структуру и иногда окраску материнских пород. В серпен-

тинитовом профиле этой зоне соответствует горизонт нонтронитов. Мощность таких структурных глин местами достигает 5—15 м.

3. Зона цветных каолинов и охр. Глинистые образования этой зоны обычно интенсивно окрашены в красные, вишнево-красные и фиолетовые цвета, так как тонко пигментированы маловодными окислами железа и представляют собой цветные каолины, состоящие из каолинита и гидрогематита. На нонтронитизированных серпентинитах развиваются красные охры. В этой зоне стираются все различия, связанные с первичным составом пород. Мощность цветных каолинов достигает 10 м.

4. Верхняя зона — зона белых каолинов — представлена белыми глинистыми образованиями, в нижних горизонтах иногда сохранившими структуру материнских пород, а в верхних горизонтах — бесструктурными и разрыхленными. В нижних горизонтах зоны часто наблюдается промежуточный горизонт пятнистого элювия, представляющий собой белые глины с реликтовыми пятнами цветных каолинов третьей зоны.

В. Н. Разумова отмечает, что очень редко встречаются разрезы, в которых были бы вскрыты одновременно все четыре зоны. Часто отдельные зоны выпадают, и можно наблюдать, например, как верхняя зона отбеленных каолинов непосредственно залегает на второй зоне в связи с отсутствием или незначительным содержанием железосодержащих минералов, в этом случае зона цветных каолинов или размыва, или не образуется вовсе.

При разрушении богатых кварцем и кремнистых пород обычно наблюдается только переход породы в рыхлое состояние и ее обеление.

Возраст коры выветривания

На территории Центрального Казахстана кора выветривания в основном развита на породах палеозоя и протерозоя. Возраст ее до недавнего времени большинством исследователей относился к нижнему мезозою (триас — нижняя юра).

Однако в ряде мест Центрального Казахстана (например, на реках Джаныспай и Иманбурлук) кора выветривания развита и на угленосных отложениях ниже-среднеюрского возраста, представленных в верхних частях конгломератами с разложившейся и превращенной в глину галькой.

Кора выветривания, образованная на отложениях ниже-среднеюрского возраста, была обнаружена нами также по северной окраине Чу-Сарысуйской депрессии в сае Бозинген (правый приток р. Белеуты) и в низовьях р. Селеты, близ пос. Угольный.

Таким образом, нужно думать, что образование коры выветривания происходило в течение нижней и средней юры, по-видимому, частично одновременно с накоплением осадков.

Существующий в настоящее время фактический материал позволяет установить в Центральном Казахстане еще несколько эпох выветривания, которые отмечаются рядом авторов и для других районов территории Урало-Сибирской эпигерцинской платформы: В. П. Казариновым и К. В. Боголеповым для Западной Сибири, И. И. Гинзбургом, В. П. Петровым, Е. Н. Щукиной, В. Н. Разумовой и К. В. Никифоровой для Урала, Е. Н. Щукиной для Алтая и т. д.

В мезозое, кроме упомянутых доюрской и юрской эпох выветривания, большинством исследователей отмечается еще одна — аптская, захватившая почти всю территорию Урало-Сибирской платформы и предшествующая эпохе бокситообразования (апт?— альб). Поскольку на территории Бет-Пак-Далы неизвестны ниже-меловые отложения, мы не можем привести конкретных данных в пользу наличия здесь коры выветривания этого возраста, хотя считаем существование ее для всей обширной территории платформы достаточно обоснованным.

Следующей эпохой, благоприятной для образования коры выветривания, явилась эпоха, приуроченная к границе мела и палеогена, вернее — к низам палеогена. Ею захвачены как отложения турон-сантонского возраста, так и нерасчлененные отложения верхов мела — низов палеогена.

Континентальные отложения этого возраста, развитые в пределах положительных структур эпигерцинской платформы, в том числе и в пределах Бет-Пак-Далы, несут на себе явные следы выветривания, происшедшего, видимо, почти одновременно с накоплением осадков. Они обладают пестрой окраской, кварцевым составом песчано-галечного материала, обильным количеством каолина и наличием среди прослоев конгломератов реликтовых галек малоустойчивых пород, также превращенных в каолин. Там, где можно наблюдать контакт указанных отложений с породами палеозоя, последние превращены в кору выветривания. Кора выветривания этого возраста отмечается на Енисейском кряже и Сибирской платформе (К. В. Боголепов).

Своеобразными процессами выветривания, происходившими в условиях сухого жаркого климата, многие исследователи считают процессы окварцевания песчаников и превращение их в звонкие сливные «кварциты», которые прослеживаются в различных горизонтах стратиграфического разреза мезо-кайнозоя Урало-Сибирской платформы. На территории Бет-Пак-Далы такие породы широко распространены в различных стратиграфических горизонтах от нижней и средней юры по крайней мере до верхнего олигоцена включительно (фиг. 14, 15). До недавнего времени все подобные окварцованные песчаники считались большинством исследователей верхнеэоценовыми на основании того, что на Южном Урале А. Л. Яншиным была обнаружена в них верхнеэоценовая ксерофитная флора.

А. Л. Яншин (1953) считает, что в верхнем эоцене существовали условия своеобразного пустынного климата с образованием дюнного ландшафта. Дюнные отложения были представлены чистыми, почти мономинеральными кварцевыми песками с прекрасно окатанными зернами; в песках найдены остатки засухоустойчивой флоры. Пески эти частично сносились в прибрежные части морского бассейна, чем и объясняется наличие их среди морских отложений саксаульской трансгрессии.

Окремнение верхнеэоценовых песков и превращение их в звонкие сливные песчаники широко развито в Казахстане, на Урале, в Тургае, Северном Приаралье и на Украине.

И. И. Гинзбург пришел к выводу, что окремнение, вызвавшее образование верхнеэоценовых «кварцитов», объясняется действием своеобразного пустынного климата. Климат обуславливал развитие щелочной среды, а последняя способствовала растворению кремнезема при разложении пород, который переходил в раствор и переносился грунтовыми водами, отлагаясь в других местах. Таким путем можно объяснить образование кремнистых звонких песчаников не только верхнеэоценового возраста, но и в более древних стратиграфических горизонтах низов палеогена, мела и юры, предполагая, что в верхнем эоцене они были выведены на поверхность континента и подвергались действию процессов выветривания.

В таком случае образование подобных кремнистых пород в верхнем олигоцене нужно связывать, по-видимому, с усилившейся аридизацией климата в неогене. Но имеется и другое объяснение образования указанных окремненных или окварцованных песчаников, при котором решающее влияние имело различное структурное и геоморфологическое положение подвергавшихся выветриванию отложений, что самым тесным образом связано с положением уровня грунтовых вод по отношению к древней поверхности.



Фиг. 14. Окварцованные песчаники из юрских отложений на месторождении Киякты

На связь процессов окремнения тех или иных отложений с положением уровня грунтовых вод указывает И. З. Корин (1952). Он считает, что значительное увеличение глубины залегания уровня грунтовых вод от поверхности должно быть на буграх, бровках крутостенных долин и



Фиг. 15. Окварцованные песчаники и конгломераты жездинской свиты ($C_{r2}-Pg_{1-2}$) к северо-западу от Джезказгана

в зонах тектонических нарушений. В этих случаях выветривание происходит в условиях отсутствия продолжительного насыщения влагой толщи, залегающей выше уровня грунтовых вод. Учитывая, что часть вод вообще стекала по поверхности, не просачиваясь в грунт, И. З. Корин приходит к выводу, что в этих местах происходил процесс, близкий к процессу

выветривания в относительно сухом климате, для которого характерно окремнение.

Анализируя имеющиеся данные по распространению окремнения в коре выветривания Бет-Пак-Далы, можно подметить, что окремнение приурочено или к бортовым частям Чу-Сарысуйской депрессии, или к зонам тектонических нарушений. Примером последнего является окремнение или так называемая бирбиритизация змеевиков в зоне древних Джалаир-Найманских разломов. Разломы эти неоднократно обновлялись в течение кайнозоя вплоть до четвертичного периода, на что указывает наличие надвигов палеозоя на отложения неогена и эоплейстоцена почти по всему подножью гор Бурунтау. Как в том, так и в другом случае уровень грунтовых вод, видимо, был значительно удален от поверхности.

Таким образом, окремнение, или опализация может возникать не только при условии сухого пустынного климата, но может происходить и одновременно с каолинизацией. На это же указывают И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1952).

Следующая эпоха выветривания, которая хорошо прослеживается на территории Казахстана, Урала, Алтая, Енисейского края и др., приурочена к верхнему олигоцену, когда в условиях влажного и достаточно теплого климата происходили процессы отбеливания, выщелачивания, образования пятнистого элювия.

Е. Н. Щукина (1956) для Алтая и К. В. Боголепов для Енисейского края отмечают еще одну эпоху выветривания во второй половине неогена, происходившую в условиях сухого степного или полупустынного климата и ознаменовавшуюся формированием красноцветной монтмориллонитовой коры выветривания, обогащенной окислами железа и частично марганца.

Следы этой эпохи отмечаются и в Центральном Казахстане, причем намечается тесная связь продуктов выветривания указанного возраста с накоплением осадков красноцветной формации второй половины неогена — начала антропогена.

На основании всего вышеизложенного мы приходим к выводу о неоднократном проявлении эпох выветривания в течение мезо-кайнозоя на площади Урало-Сибирской платформы с образованием коры выветривания. Среди них наибольшее и наиболее общее значение имела доюрская эпоха; широким распространением пользовались также среднеюрская, аптская, нижнепалеогеновая и верхнеолигоценовые эпохи, хотя масштаб их значительно меньше. Предположительно можно говорить о самостоятельной эпохе выветривания в турон-сантоне.

Распознаются эти разновозрастные коры выветривания с трудом, особенно в случае развития их на породах палеозоя и протерозоя. В этом случае на древней коре выветривания очень часто развиваются вторичные процессы, т. е. процессы наложения более молодой коры выветривания на более древнюю.

Примером такого наложения является кора выветривания Джезказганского района, описанная В. Н. Разумовой (1958). Здесь под красно-бурыми глинами среднего олигоцена на черных аргиллитах и мергелях перми залегает мощная толща выветрелых осадочных пород, представленная двумя различными литологическими комплексами; нижним — бейделлитовым и верхним — каолиновым.

Бейделлитовый комплекс, сложенный светло-серыми и зеленоватыми бейделлитовыми глинами и белыми каолинизированными песчаниками, представляет, по мнению В. Н. Разумовой, древнюю кору выветривания кремнистых аргиллитов (со спикулями губок и кремневыми водорослями) и полимиктовых песчаников, состоящих из зерен кварца и обломков кремнистых пород и кислых эффузивов верхнепалеозойского возраста.

Каолиновый комплекс сложен белыми и пестроокрашенными каолиновыми глинами и кварцевыми песками с каолиновым цементом верхов мела — низов палеогена, представляющими собой переотложенные продукты древней коры выветривания, а частично, верхние обеленные горизонты древней коры выветривания.

Эти два комплекса интересны тем, что обнаруживают следы интенсивных последующих изменений, приведших к резким структурным преобразованиям пород и образованию новых минералов и иногда пород. В. Н. Разумова (1958, стр. 254) пишет: «Вторичные наложенные процессы заключаются в пентизации глинистых агрегатов с возникновением различных колломорфных глинистых образований».

С процессом пентизации парагенетически связано замещение каолинита бейделлитом, а кварца — опалом и колломорфными глинистыми образованиями. Вторичные метаколлоидные глинистые продукты создают в глинах обоих комплексов прожилки и сгустки или слагают цемент песчаников.

В результате пентизации чешуйчатые агрегаты каолинита замещаются в каолиновом комплексе метаколлоидными образованиями того же каолинового или бейделлитового состава».

Процесс бейделлитизации каолиновых глин наиболее резко выражен в верхних горизонтах каолиновой толщи.

Описываемые процессы выветривания В. Н. Разумова относит к третичному времени.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Юрская система

Наиболее древними мезозойскими отложениями, известными на интересующей нас территории, являются угленосные отложения нижне-среднеюрского возраста, выполняющие глубокие депрессии и грабены. Наличие древней, триасово-юрской, коры выветривания на породах протерозоя и палеозоя как в области положительных структур Казахского массива, так и на территории окружающих его депрессий (например, Тургайской и Чу-Сарысуйской) говорит о том, что в это время указанные депрессии еще не были выражены в виде отрицательных структур, а составляли с Казахским массивом единую поверхность, на которой и формировалась мощная кора выветривания. Осадконакопление происходило лишь в узких локальных депрессиях типа грабенов в тектонически ослабленных зонах, где накапливались мощные угленосные толщи (впадины Байконур и Киякты, сай Бозинген и др.).

Нужно сказать, что возраст выполняющих впадины континентальных отложений, особенно их нижних толщ, не всегда может быть точно установлен из-за отсутствия палеонтологических остатков. В основном они имеют юрский возраст, что следует из сравнения литологического состава и строения их с отложениями, имеющими палеонтологическую, точнее палеофлористическую, характеристику.

Породы юрского возраста в этих впадинах представлены континентальными отложениями — мощными конгломератами, песчаниками, песчанистыми глинами, углистыми сланцами, каолиновыми глинами.

Общая мощность их во впадине Киякты равна 170 м; в Байконурской впадине — 240 м. Залегают они непосредственно на палеозое, причем всюду отмечаются перерывы между этими толщами и накопление мощных конгломератов.

В окрестностях пос. Байконур эти отложения выполняют небольшую приразломную синклиналь, детально изученную К. И. Сатпаевым.

Сводный разрез юрских осадков в Байконуре, по К. И. Сатпаеву (1935), следующий (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Конгломераты галечного типа	5
2. Синевато-серые, сланцеватые, местами тонко отмученные глины и углистые сланцы, заключающие рабочий пласт угля средней мощностью в 1,10 м	13
3. Конгломерат-песчаники с кремнистой галькой и слабым кремнисто-глинистым цементом	6
4. Синевато-серые, сланцеватые глины и углистые сланцы, заключающие две пачки углей с невыдержанным линзообразным залеганием. Средняя мощность двух пачек углей на разведанной площади 2,09 м	12
5. Конгломерат-песчаники с галькой из слабо окатанных кремнистых пород и слабым кремнисто-глинистым цементом	34
6. Серые сланцеватые, местами песчанистые глины, с редкими растительными остатками	4
7. Грубообломочные конгломераты с галькой из роговиков, песчаников и других палеозойских пород со слабым песчанистым цементом	167

Сводный разрез юрских осадков во впадине Киякты, по данным того же автора, следующий (сверху вниз, фиг. 16):

	Мощность, м
1. Светло- и темно-серые сланцеватые глины и углистые сланцы, заключающие три пачки сажи и сажистых углей, средней рабочей мощностью 2,86 м	27
2. Серые песчанистые глины, выше переходящие в темно-серые глины и углистые сланцы с двумя пачками углей. Часты стяжения сферосидеритов	13
3. Переменяемость светло-серых сланцевых глин с песчаниками. В составе этого комплекса имеется характерный слюдястый горизонт	28
4. Серые, зеленовато-серые, сланцеватые глины, заключающие одну пачку углей со средней рабочей мощностью 2,46 м. Часты стяжения сферосидеритов	25
5. Серые, слегка песчанистые глины	6
6. Светло- и темно-серые сланцеватые глины с прослоями углистых сланцев, местами переходящих в отдельные линзы углей нерабочей мощности	30
7. Светло-серые песчанистые глины	30
8. Сильно каолинизированные песчано-глинистые породы с наличием редких зерен и галек кварца размером до 1 см.	10

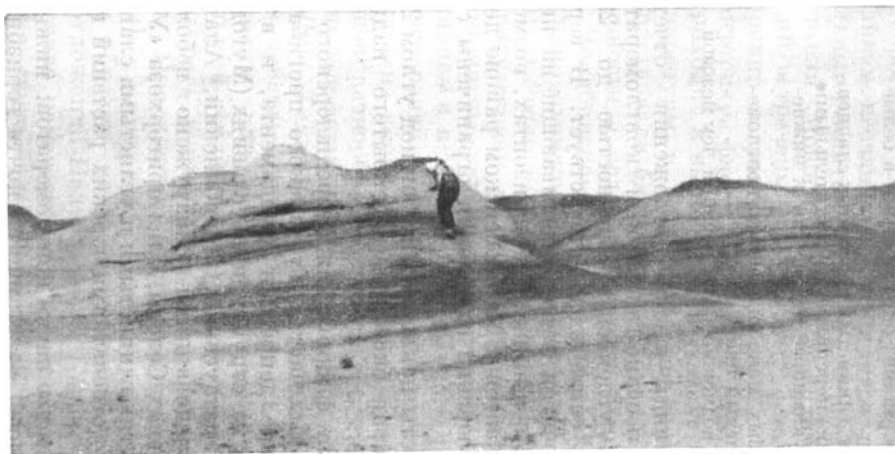
К. И. Сатпаев считает, что юрские осадки впадин Байконур и Киякты отложены в депрессиях палеозойских пород, вытянутых в виде узких полос в направлении СЗ 330—340°, которые, вероятно, начали формироваться еще в доюрское время, в результате начавшейся глыбовой складчатости в районе.

Наибольшие амплитуды перемещений отмечались вдоль краев Байконурского грабена, где благодаря этому и происходило накопление огромной толщи нижних конгломератов.

Проявлениями глыбовой складчатости объясняется и наличие межформационных конгломератов (периоды более усиленных дифференциальных подвижек).

Накопление юрских осадков впадины Киякты (фиг. 17), судя по приведенному разрезу, происходило в значительно более спокойных тектонических условиях.

Дислоцированность юрских осадков Байконура и Киякты указывает на продолжение глыбовой складчатости и в послекюрский период в результате бокового давления со стороны надвинутых глыб палеозойских пород. Обе упомянутые впадины имеют форму неравнобокой мульды. Крутые крылья с углами падения местами до 40—50° приурочены к зонам главных надвиговых швов. По мере удаления от последних углы падения



Фиг. 16. Обнажение юрской угленосной толщи на месторождении Киякты



Фиг. 17. Депрессия Киякты, выполненная угленосными толщами юры

быстро выполаживаются до 5°. К осевым частям мульд обычно приурочены параллельные и ступеньчатые сбросы с амплитудой 4—5 м. Простирание их СВ 10—20°, падение СЗ 280—290°, углы падения до 60°.

Намечается чрезвычайно пологое погружение оси Байконурской мульды на север (угол погружения не более 2—3°). В центральной и южной частях впадины Киякты ось мульды погружается на юг под углом 2—3°, а в северной части — на север.

Близкие условия залегания юрских отложений известны на р. Ишим близ устья р. Нижний Бурлук у дер. Самодуровки. Здесь они представлены мощной (более 350 м) толщей кластических пород, которые отчетливо делятся на три свиты. Свиты эти, по Е. Д. Шлыгину (1932) следующие:

	Мощность, м
1. Верхняя свита представлена конгломератами, окрашенными в белые и серые окраски.	10
2. Ниже залегает свита серых песчаников, глинистых и углистых сланцев и углей. Глинистые сланцы местами переполнены растительными остатками, позволяющими относить указанные отложения к нижнеюрскому возрасту	100
3. В основании — свита грубообломочных мало окатанных конгломератов и брекчий, окрашенных в красный цвет	200

Е. Д. Шлыгин считает, что возраст их, возможно, более древний, чем мезозой.

В районе Майкюбена и Караганды юрские отложения отчетливо делятся на две свиты: верхнюю — песчано-галечную и конгломератовую мощностью 50—60 м и нижнюю — угленосную мощностью до 280 м. Самая нижняя — конгломератовая свита здесь отсутствует. В верхних слоях угленосной толщи часты отпечатки флоры, указывающие на нижне- и среднеюрский возраст отложений, а в нижних ее горизонтах, возможно, еще и верхнетриасовый. Наклон пластов в Майкюбенском районе до 15°. По южной окраине оз. Майкюбен юрские отложения ограничены с юга надвигом.

В Карагандинском бассейне пласты наклонены на юг под углом 2—6°, что вызвано опусканием южного края бассейна, перекрытого надвигом палеозойских толщ.

Отложения, охарактеризованные флорой ниже-среднеюрского возраста, встречаются также в центральных частях Тургайского прогиба, где они выполняют узкие тектонические депрессии фундамента, и в ряде других районов Казахстана в таких же структурных условиях (Мугоджарский, Эмбинский, Зайсанский, Каратаусский, Челябинский, Алакульский, Илийский). Нашими исследованиями обнаружено небольшое пятно подобных отложений в низовьях Селеты, близ пригорхоза «Угольный», представленных в нижних частях глинистыми и углистыми сланцами с прослоями углей, песчаниками с отпечатками юрских растений и безугольными сланцами.

Выше по разрезу прослеживаются две пачки конгломератов: нижние — красноцветные и верхние — обеленные. Залегание их почти горизонтальное, резко несогласное с подстилающими породами палеозоя, стоящими почти на головах. Как и подстилающие породы палеозоя, вся толща сильно выветрена и превращена в кору выветривания. Конгломераты выполняют здесь широтно вытянутую тектоническую депрессию около 15 км в длину и до 5 км в ширину.

В 1956 г. по северной окраине Чу-Сарысуйской депрессии (южные отроги Улутау), в сая Бозинген (правый приток р. Белеуты), нами были обнаружены юрские отложения, представленные зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами с нарушенным залеганием. Они содержат отпечатки папоротников: *Coniopteris* sp., *Pityophyllum* ex gr. *Nordenskioldii* Н е е r, *Podozamites* cf. *lanceolata* L e t h. (определение В. А. Вахrameева), указывающие на ниже- или среднеюрский возраст вмещающих

отложений. Породы юры здесь также сильно выветрены и превращены в кору выветривания.

На западе, на склоне к Тургайскому прогибу, юрские отложения вскрыты скважиной по р. Коко и обнаружены геофизическими исследованиями на междуречье Тасты-Карынсалды, где выполняют, по-видимому, тектонические депрессии.

По данным В. Н. Разумовой (1957), в скважине по р. Коко вскрыты серые алевроиты, песчаники и конгломераты мощностью 100 м. К нижним горизонтам толщи приурочен пласт угля мощностью 4,8 м.

По р. Сарыузен, по данным того же автора, юрские отложения незначительной мощности в виде двух пятен выполняют остатки мульд, оборванных сбросами. Они имеют углы падения до $20-45^\circ$ и представлены чередованием песчаников, аргиллитов и алевроитов с многочисленными растительными остатками, тонкими пропластками угля и бурого обохренного мергеля. Мощность юры, по-видимому, не менее 150—200 м. Среди отложений встречены растительные остатки, указывающие на их нижне-среднеюрский возраст.

Характеризуя флору различных районов Казахстана, В. Д. Принада (1941) приходит к выводу, что в Казахстане, вследствие достаточно высокой температуры и влажности, еще в нижнем мезозое (верхний триас) господствовали благоприятные условия для развития разнообразной растительности и углеобразования. Флора этого времени была сходна с таковой Челябинского угленосного района. Она характеризуется наличием папоротников (типа *Cladophlebis*), значительным разнообразием гинкговых и *Podozamites*, почти полным отсутствием хвойных и цикадофитов и присутствием хвощевых древних родов — неокаламитов.

Благоприятные условия для развития флоры на территории Казахстана продолжались и в начале юры. Нижнеюрская флора представляет собой дальнейшее развитие того же типа растений, в которых древние формы исчезают, а на смену им появляются новые.

Большое разнообразие намечается среди папоротников, появляются первые цикадофиты, настоящие хвойные, преобладающую роль играют *Pityophyllum*. Такая флора, по мнению В. Д. Принада, просуществовала до конца лейаса — начала догерра, а затем наступают неблагоприятные условия для ее существования — растительность приобретает ксерофильный облик, что характеризует более засушливые условия. Растительность в это время приурочена в основном к берегам озер и водоемов. Появляются многочисленные беннеттиты (влияние флоры Гондваны).

Таким образом, из характеристики всех описанных выше разрезов юрских отложений Центрального Казахстана и окаймляющих его прогибов отчетливо намечается их трехчленное деление.

Нижняя свита конгломератовая, средняя — песчано-глинистая угленосная и верхняя — вновь конгломератовая, но состав конгломератов большей частью мелкогалечный кварцевый.

Такой характер юрских осадков позволяет говорить, что в начале их отложения еще существовал расчлененный рельеф и бурные потоки, возникавшие в этих условиях, могли переносить крупный валунно-галечный материал. Но уже во второй половине нижней юры облик страны меняется и накопление угленосной свиты, представленной тонкослоистыми осадками (глинами, глинистыми сланцами, торфяниками), происходит в реках со спокойным течением, в старицах, в озерах, на больших низменных заболоченных пространствах с богатой растительностью при достаточно выровненном рельефе и влажном климате. К середине юры в районе р. Эмбы и к востоку от Урала отмечаются уже морские осадки. В восточной части Казахстана морская юра нигде не отмечена.

Вывороченный рельеф и жаркий влажный климат явились благоприятными условиями для образования коры выветривания, захватившей как нижнемезозойские, так и палеозойские отложения, выходявшие на дневную поверхность. В этом случае процессы выветривания наложились, вероятно, на более древнюю доюрскую кору выветривания, развитую на породах протерозоя и палеозоя.

На наличие мощной коры выветривания указывает, в частности, почти исключительно кварцевый состав верхней конгломератовой свиты, материалом для образования которой послужили, видимо, кварцевые жилы, секущие кору выветривания палеозойских пород.

Таким образом, образование верхней свиты конгломератов происходило при условии понижения базиса эрозии и врезания существовавшей речной сети, но сравнительно на небольшую глубину.

Эрозионный врез не вышел из области развития коры выветривания и не достиг твердых пород.

Меловая система

Породы нижнемелового возраста на территории Голодной степи не установлены. Здесь распространены лишь отложения верхнего мела, которыми начинается разрез мезо-кайнозойского комплекса, характеризующегося региональным развитием на юго-западе Центрального Казахстана.

Палеонтологически охарактеризованные верхнемеловые отложения установлены на территории северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии и Восточной Бет-Пак-Далы. Представлены они отложениями сеноманского или альб-сеноманского (кырккудукская свита) и турон-сантонского (белеутинская и буралкенынтузская свиты) возраста.

В юго-восточной части Чу-Сарысуйской депрессии отложения верхнемелового возраста пока не установлены, но можно утверждать их наличие в южных наиболее прогнутых районах этой части депрессии, прилежащих к Киргизскому хребту. Предположение это в известной мере подтверждается нахождением в северных предгорьях Киргизского хребта, в районе Орловки, Аламердина и Караболты, осадков киргизского красноцветного комплекса, которым С. С. Шульц (1948) приписывает мел-палеогеновый возраст.

В предгорьях Киргизского хребта осадки эти перекрывают выходящие на поверхность палеозойские породы, а при продвижении на север скрываются под покровом более молодых третичных и четвертичных отложений.

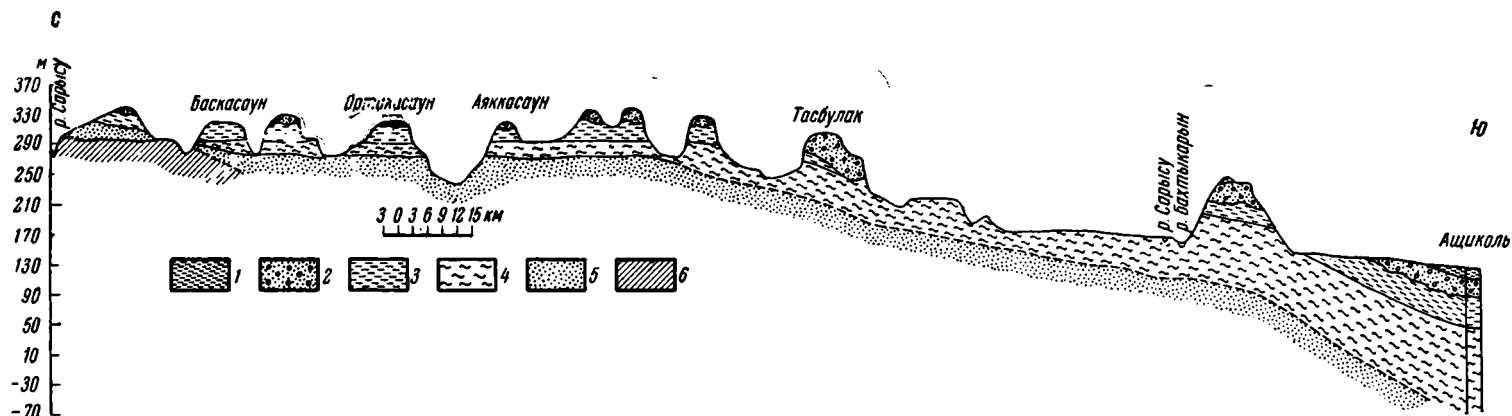
Кырккудукская свита (Gr₂^{alb-cm})

Отложения, относящиеся к сеноманскому возрасту, а возможно, захватывающие и верхний альб, выделены нами в кырккудукскую свиту по названию колодца Кырккудук, расположенного в сае Караэспе, в северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии¹. Здесь Н. С. Зайцевым и Б. А. Петрушевским (1950) впервые была обнаружена флора, указывающая на сеноманский возраст вмещающих ее отложений. Отложения этой свиты широко развиты на территории северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии, охватывающей низовья рек Сарысу и Чу. На севере и в центре этой части депрессии они выходят на поверхность и обнажаются

¹ Возможность отнесения нижней части кырккудукской свиты к верхнему альбу основывается на присутствии в ее отложениях крупнолистных покрытосемянных растений. Ископаемые флоры среднего альба представлены исключительно мелколистными формами покрытосемянных растений и лишь в верхнем альбе намечается морфогенетический перелом в их развитии с преобладанием крупнолистных форм.



Фиг. 18. Обнажение кыркдундунской свиты в логу Аксай (правый берег р. Сарысу)



Фиг. 19. Схематический профиль через северо-западную часть Чу-Сарысу́йской депрессии.

1 — нижне-среднемиоценовые озерные отложения (зеленовато-серые глины с друзами гипса и железисто-марганцовистым бобовником); 2 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (пески, глины, галечники, конгломераты); 3 — среднеолигоценовые озерные отложения (красные глины с гипсом); 4 — палеогеновые морские отложения, без разделения (зеленовато-серые листоватые глины); 5 — верхнемеловые озерно-аллювиальные отложения (пески, глины, галечники); 6 — палеозойские породы

в береговых обрывах Сарысу и впадающих в нее саев (фиг. 18); на юге, в районах озер Ашиколь и Телеколь, они погружены на достаточно большую глубину. Скважина в районе оз. Ашиколь, пройденная до глубины 200 м, не вышла из отложений саксаульской свиты верхнего эоцена (фиг. 19).

Б. А. Петрушевский и Н. С. Зайцев, впервые описавшие эти отложения, отнесли их к так называемой нижней свите. В отложениях этой свиты, обнажающихся в саях Караэспе, у колодца Кырккудук и Талдыэспе, в уроч. Кизилтау, ими были обнаружены отпечатки листьев, которые А. Н. Криштофович определил как *Brachyphyllum crassum* Lesq. и *Platanus cuneiformis* K r a s s. и древесина *Coniferae*. Из сборов Н. А. Смирнова отсюда же А. В. Ярмоленко определил *Cissites kryshstofovichianus* J a r m. «Эти растения каждое в отдельности говорят о верхнеили нижнемеловом возрасте включающих их пород, а в совокупности — скорее всего о сеноманском их возрасте» (Зайцев, Петрушевский, 1950, стр. 81—82). Дополнительные сборы флоры из отложений у колодца Кырккудук, проведенные нами, позволили Б. А. Вахрамееву определить *Anacardites Neuburgae* V a c h r., *Cyparissidium* sp., *Picea* sp. (шишки). Формы эти известны из сеноманских отложений Приаралья и Западного Примугоджарья.

Отложения кырккудукской свиты представлены слоистой толщей чередующихся белых мелко- и разнозернистых слюдистых диагонально-слоистых песков с линзами гравия и мелкогалечного конгломерата и слоистых глинистых алевролитов. Местами пески приобретают красную, желтую и малиновую окраску. Иногда среди песчаных отложений прослеживаются пакки пестрых глин или тонкие прослой серых глин с растительным детритом. Для всей толщи характерно наличие внутриформационных размылов, присутствие горизонтов с глинистыми окатышами и наличие крупных обломков окремнелой древесины, иногда целых стволов. На р. Сарысу описанная толща налегает с угловым несогласием на пермские породы; по рекам Белеуты, Миор, Буланты — на комплекс пород палеозоя. Максимальная видимая мощность отложений кырккудукской свиты в обнажениях по Сарысу достигает 50 м. По скважинам к югу от р. Белеуты мощность ее возрастает до 80—100 м.

Непосредственно к западу и юго-западу отсюда, в низовьях Сыр-Дарьи, отложения этой свиты представлены более грубыми обломочными породами: конгломератами, гравелитами, железистыми песчаниками и песками. Мощность их не менее 50—60 м. По мнению Б. А. Петрушевского и Н. С. Зайцева, низы этой толщи отвечают, возможно, еще нижнему мелу.

Ниже мы приводим описание разреза сая Караэспе у колодца Кырккудук, где впервые была найдена сеноманская флора. Под морским палеогеном, представленным отложениями саксаульской и тасаранской свит, залегают (сверху вниз):

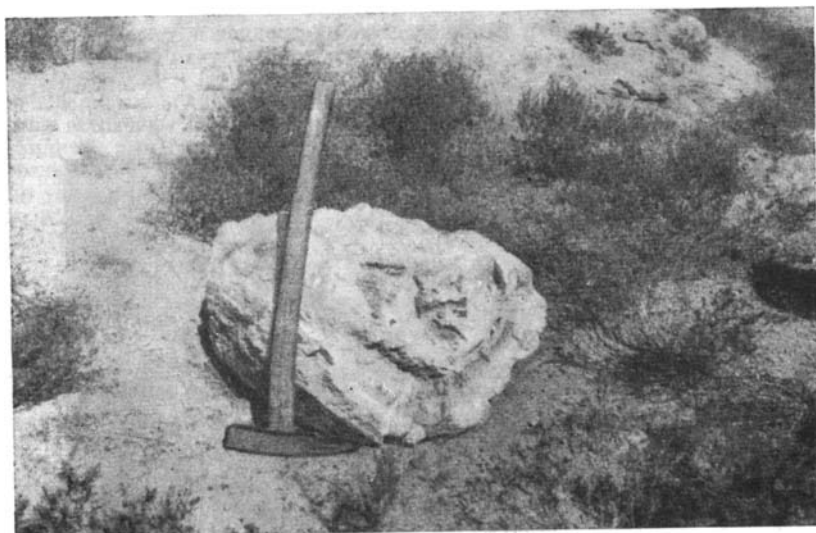
1. Белые кремнистые тонкозернистые песчаники с отпечатками флоры *Brachyphyllum crassum* C r y s h t., *Anacardites Neuburgae* V a c h r., *Cyparissidium* sp., *Picea* sp. (шишки). Мощность 2 м.
2. Косослоистые белые слюдистые пески с прослоями галечников. Слои часто срезают друг друга. Наблюдаются внутриформационные размылы. Среди песков встречаются стволы окремнелой древесины (фиг. 20). Видимая мощность 1,5 м.

Разрез кырккудукской свиты, обнажающейся в овраге Талдыэспе, по А. В. Волину, следующий (сверху вниз):

Мощность, м

1. Грубозернистые песчаники и галечники с многочисленными обломками окремнелой древесины. Галька хорошо окатана, в составе ее белый кварц, черный известняк, яшма и другие кремнистые породы . . .

6,0



Фиг. 20. Обломок ствола окремнелого дерева из отложений кырккудукской свиты в сая Караэспе у колодца Кырккудук

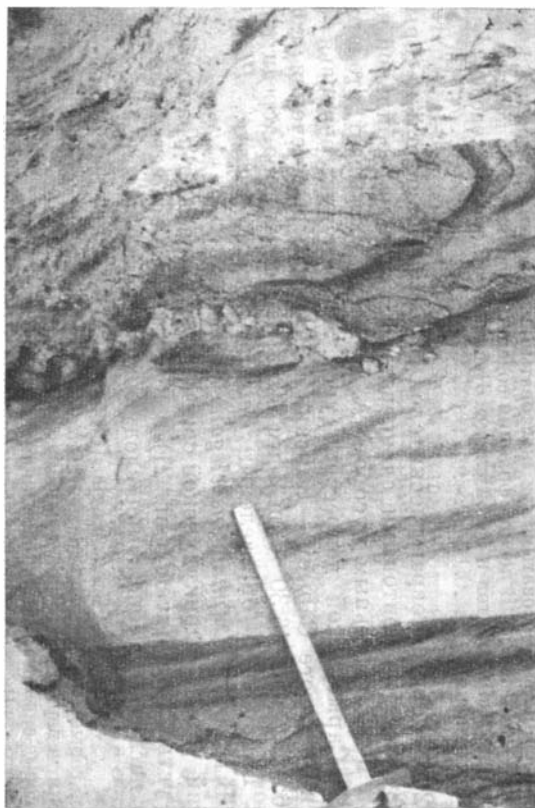
- | | |
|--|-----|
| 2. Светло-серые слюдястые кварцевые пески | 5,0 |
| 3. Толща чередующихся прослоев горизонтально-слоистых песков до 0,8 м толщиной и косослоистых мелких галечников толщиной до 0,5 м. Косая слоистость наиболее отчетливо видна в верхней половине толщи, где имеются плиты и корки железистого песчаника. Самый верхний горизонт толщи представлен галечниками мощностью до 2 м. Нижняя граница толщи неровная, указывающая на размыв подстилающих отложений. Об этом же свидетельствует присутствие горизонта с глинистыми окатышами размером 0,2 м из подстилающих глинистых отложений | 3,5 |
| 4. Мелкозернистый розоватый или желтоватый глинистый, слюдястый уплотненный песок. В легкой фракции содержит значительное количество полевых шпатов и белой слюды. Пески косослоистые, хорошо отсортированные | 3,5 |

Через 200 м вниз по оврагу пески слоя 4 сменяются пепельно-серыми тонкополосчатыми алевроитовыми сланцеватыми глинами с обильной черной слюдой и растительным мусором. А. В. Волин указывает, что в ряде пунктов Чу-Сарысуйской депрессии (уроч. Кырккудук, верховья сая Караэспе и по дороге Сарысу — Карсакпай в точке пересечения координат 66°65' в. д. и 46°30' с. ш.), им была найдена флора, среди которой Г. Н. Байковской определены: *Betulites Westii* L e s q., *Platanus cuneifolia* B r o n n., *Daphnogene elegans* W o t.

Хороший разрез кырккудукской свиты обнажается и на правом берегу Сарысу у устья лога Аксай (фиг. 21) и в 6 км ниже его устья (фиг. 22).

Разрез последнего обнажения следующий (сверху вниз):

- | | |
|---|---------------|
| | ↓ Мощность, м |
| 1. Светлые, серые мелко- и среднезернистые преимущественно кварцевые пески, в верхней части обогащены кварцевой галькой | 7,25 |
| 2. Светло-серые с ржавыми и охристыми пятнами песчаные глины | 0,40 |
| 3. Коричнево-серые песчаные лигнитносные глины с корочками ярозита | 2,0 |
| 4. Светло-серые мелкозернистые косослоистые кварцевые пески | 0,55 |
| 5. Белые алевроитовые глины | 0,55 |
| В основании слоя тонкий горизонт галечников толщиной 1 см, иногда сцементированных в железистый конгломерат. | |
| 6. Серые тонкозернистые слюдястые, кварцевые пески | 0,60 |
| 7. Белые песчаные глины | 0,70 |



Фиг. 21. Характер косой слоистости песков кыркудукской свиты на правом берегу р. Сарысу у устья лога Аксай



Фиг. 22. Обнажение кыркудукской свиты ниже устья лога Аксай

	Мощность, м
8. Светло-серые мелко- и тонкозернистые слюдястые кварцевые пески .	2,10
9. Плиты железистых песчаников и конгломератов с галькой устойчивых пород	0,10
10. Белые слюдястые, глинистые алевроиты, видимая мощность	3,0

В осыпи встречены обломки окремнелой древесины и единичные зубы акул. Последнее, видимо, вымыты сюда из вышележащих глин морского палеогена. В 100 м к северу белые алевроиты слоя 10 приобретают пеструю пятнистую окраску, в них наблюдаются темно-вишневые и охристые пятна.

11. Белые и ожелезненные с мелкими песчанистыми друзами гипса пески, которые скрываются под урез воды.

Отложения кырккудукской свиты были вскрыты скв. 84, пробуренной Карсакпайской геологопоисковой партией. Скважина расположена на левом берегу Сарысу против столового останца Ортакасаун. Здесь под отложениями верхнего олигоцена (асказансорская свита) и нижележащими отложениями морского палеогена общей мощностью 46 м вскрывается следующий разрез (сверху вниз):

1. 46,00 — 48,00 м. Пятнистоокрашенные зеленовато-серые песчанистые глины с раковистым изломом и желто-бурыми пятнами. Местами глины более темные и менее песчанистые.
2. 48,00—48,60 м. Грязно-белые глинистые алевроиты.
3. 48,60—52,00 м. Светло-серые, местами зеленоватые песчанистые глины с желто-бурыми железистыми пятнами.
4. 52,00—55,00 м. Светло-серые алевроитовые глины с буро-красными и желто-бурыми пятнами.
5. 55,00—57,00 м. Темные, зеленовато-серые восковидные глины.
6. 57,00—74,00 м. Серовато-белые плотные алевроитовые глины с прослоями грязно-белых слабо слюдястых алевроитов. Глины и алевроиты изобилуют розоватыми, бурыми и сиреневыми пятнами и разводами. В основании глины светлые, слегка сероватые, с гнездами песка.
7. 74,00—102,00 м. Темно-серые мергели пермского возраста.

Как видно из разреза, общая мощность отложений кырккудукской свиты здесь небольшая, всего 28 м. К югу и юго-западу мощность указанных отложений увеличивается и уже в 90 км к юго-западу от скв. 84, в скв. 85, расположенной на правом берегу Сарысу, в 20 км к югу от устья лога Аксай, пройденная мощность отложений кырккудукской свиты достигает 75,5 м. Скважина не вышла из отложений этой свиты, поэтому истинная мощность их не установлена.

Здесь под толщей тонко- и мелкозернистых слабо слюдястых песков преимущественно кварцевого состава мощностью 35,4 м, которые представляют собой переветренный с поверхности аллювий древней долины Сарысу, относящийся по возрасту к концу эоплейстоцена, залегают отложения кырккудукской свиты, представленные чередованием следующих пород:

1. 35,40—40,00 м. Зеленовато-серые плотные, комковатые глины с розоватыми, лиловатыми и бурыми пятнами.
2. 40,00—55,40 м. Плотные алевроитовые глины и глинистые алевроиты красно-бурого и розовато-бурого цвета, местами с зеленовато-белыми остаточными пятнами, с крупными кристаллами гипса.
3. 55,40—63,00 м. Светлые, слегка зеленоватые плотные однородные глины с прослоями алевроитов. В верхней части розоватые и буроватые.
4. 63,00—74,00 м. Плотные алевроитовые глины и глинистые алевроиты, аналогичные слою 2.
5. 74,00—77,00 м. Темные зеленовато-серые восковидные, однородные глины.
6. 77,00—90,40 м. Пестрые слюдястые и глинистые зеленоватые алевроиты с розовато-бурыми и красно-бурыми пятнами и разводами.
7. 90,40—102,80 м. Светло-серые и серые слюдястые алевроиты с растительными остатками.
8. 102,80—110,80 м. Тонкозернистые светлые, зеленовато-серые слюдястые пески.

К северному борту депрессии мощность всего мезо-кайнозоя сильно сокращается и скв. 83, пробуренная на правом берегу Сарысу в 30 км

западнее устья р. Каракингир, уже на 47 метре вошла в кору выветривания пермских пород.

К сожалению, керн мезо-кайнозойских отложений не сохранилось, поэтому установить наличие верхнемеловых пород и их мощность здесь невозможно.

Сважины, пробуренные в 1953 г. Сарысуйской гидрогеологической партией Всесоюзного гидрогеологического треста в южной наиболее глубокой части северо-западного участка Чу-Сарысуйской депрессии, вскрыли отложения кырккудукской свиты, залегающие непосредственно под морским палеогеном, но ни одна из них не вышла из отложений этой свиты.

Приведем разрез наиболее глубокой скв. 24, расположенной на поверхности плато Бет-Пак-Дала в 20 км восточнее родника Кендерлык (абсолютная отметка устья 280 м). Здесь отложения кырккудукской свиты появляются на глубине 116,80 м под толщей континентальных отложений верхнего и среднего олигоцена и нижележащей толщей морского палеогена.

Разрез свиты здесь следующий (сверху вниз):

1. 116,80—122,00 м. Толща переслаивающихся темно-серых плотных глин с тонкозернистым пылеватым светло-серым, слюдястым песком местами с прослоями графия.

2. 122,00—136,00 м. Голубовато-серый разнотекстурный кварцево-полевошпатовый слабоцементированный песчаник, цемент известково-глинистый.

3. 136,00—156,00 м. Зеленовато-желтый кварцевый, слюдястый мелко- и крупнозернистый песок, слабо цементированный глинистым материалом.

На этой глубине скважина остановлена.

На южной оконечности плато, у могилы Карамола, в 57 км к юго-западу от скв. 24, скв. 26 (абсолютная отметка устья 180 м), дошедшая до глубины 136,5 м, не вышла из отложений морского палеогена.

Таким образом, отложения кырккудукской свиты, видимо, уходят здесь на значительную глубину. К западу отсюда, в районе низовьев Сыр-Дарьи, альб-сеноманские отложения вновь появляются на поверхности. Они были изучены М. Е. Воскобойниковым (1953) и В. И. Самодуровым (1955). Эти отложения представлены здесь пачкой сероцветных песчано-глинистых пород. По указанию М. Е. Воскобойникова, на правом берегу Сыр-Дарьи, к востоку от г. Казалинска, в линзах алевроитов и глин, залегающих среди толщи песков и иногда окрашенных в пестрые тона, были обнаружены отпечатки листьев *Asplenium Dicksonianum* Heer, *Kirchneria dentata* Velen, *Betulites* sp., *Cercidiphyllum* sp., *Laurus plutionia* Heer, а также обрывки неопределимых хвойных (определения В. А. Вахрамеева).

В. А. Вахрамеев (1952) считает, что с этими же отложениями связана, видимо, находка Г. Д. Романовским отпечатков листьев *Platanus* cf. *Heeri* Lessq. в песчаниках г. Кок-Уюк (в 20 км к северо-востоку от станции Дюрмень-Тюбе).

Породы альб-сеноманского возраста вскрыты также многими скважинами под маломощными четвертичными отложениями в центральных частях Тюратамского и Кемесалганского поднятий.

Здесь, в скважине у станции Тюратам, по В. И. Самодурову (1955), обнажается следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Песок кварцевый, светло-серый, мелкозернистый с примесью крупнозернистого, с включениями кварцевых угловатых полукатанных галек | 5,1 |
| 2. Глина серая, местами бурая, плотная с сажистыми примазками, пиритом и прослойками песчанистой глины до 1 см толщиной | 1,2 |

3. Песок светло-серый с зеленоватым оттенком, в основном кварцевый, с небольшой примесью слюды и темноцветных минералов, слабо глинистый. В песке встречается полуокатанная кварцевая галька и прослой серой глины толщиной до 3 см	4,8
4. Глина слюдистая, серая, тонкопереслоенная алевроитом, после высыхания светлеет	3,0
5. Песок (по шламу)	4,0
6. Глина серовато-голубая, плотная, с прослойками алевроита и песка в нижней части, с плохо окатанной кварцевой и кремневой галькой неправильной формы. Размер гальки до 2 см. Здесь же наблюдаются включения гравия. Галька и гравий мощностью 0,20 м скреплены глинистым цементом	0,5

Таким образом, вся мощность отложений верхнего альба—сеномана в данной скважине равна 25,6 м. Возраст отложений определяется автором по обнаруженному в них спорово-пыльцевому спектру, а также и по некоторым геологическим соотношениям.

Спорово-пыльцевой комплекс из глин 4 слоя описанного разреза содержит 12,6% покрытосемянных, 28,9% голосемянных, 58,6% спор, причем в нем имеются такие роды, как *Castanea*, *Salix*, *Welwitschia*, *Asplenium* и др.¹

Верхняя граница сеномана проводится автором по кровле песков 1 слоя, так как выше залегают кирпично-красные глины, относимые им к турону, по аналогии с другими палеонтологически охарактеризованными туронскими отложениями.

Отложения описанной нами кырккудукской свиты низовьев р. Сыр-Дарьи и Чу-Сарысуьской депрессии, представленные, как мы видели, преимущественно песчаными и алевроитовыми отложениями с прослоями глин, сопоставляются В. А. Вахрамеевым с отложениями так называемых III и IV свит тасаранского разреза Северного Приаралья, относимыми им к верхнему альбу и сеноману. Представлены они также преимущественно песками, алевроитами и песчаными глинами с богатой флорой преимущественно покрытосемянных растений. Отсюда А. Н. Криштофовичем определены: *Asplenium Dicksonianum* Heer, *Sequoia fastigiata* Heer, *Widdringtonites Reichii* (Ett.) Velen., *Elatocladus* sp., *Sassafras Polevoii* (Krysh.) Myrica Zenkeri (Ett.) Heer, *Anacardites Neuburgae*, sp. n., *Menispermities* sp. (cf. *M. communis* Hollisck), *Platanus cuneifolia* Bronn., *Pl. cuneifolia* Bronn. forma *pseudoguillelmae* Krass., *Pl. embicola* sp. n., *Gredneria* cf. *bohémica* Velen., *Dalbergites simplex* (Newb.) Sew., *Paliurus anceps* Lesq., *Cissites inaequidentatus* Jarm., *Carpolithes* sp.

На юго-западном склоне хр. Большой Каратау в борту Каракумской синеклизы альб-сеноманские отложения представлены настоящими морскими осадками: зеленовато-серыми тонкослоистыми бейделлитовыми глинами и слюдистыми алевроитами, иногда с линзами устричника в основании. Впервые они были выделены В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховским (1955) и описаны под названием кызылатинской свиты. Породы представлены переслаивающимися тонкослоистыми глинами и слюдистыми алевроитами зеленовато-серого и серого цвета. В основании свиты отмечены линзовидные прослои (до 0,5 см) песчанистого устричника, зелено-серого мергеля и линзы мелкогалечного конгломерата. В прослоях мергелей встречаются раковинки гастропод и пелеципод, а в базальном

¹ Указанное процентное содержание покрытосемянных растений подтверждает альбский возраст нижней части приведенного разреза. По данным Н. А. Болховитиной, процентное содержание покрытосемянных в среднем альбе не превышает 12%, в верхнем — 21% от общего количества пыльцы и спор. В сеномане оно достигает уже 27%.

конгломерате — створки устриц. Кроме того, и в мергелях, и в конгломератах встречается чешуя рыб, а также фосфоритизированные обломки костей и позвонки рыб. Палеонтологические остатки, по заключению Т. М. Мордвилко и Г. Г. Мартинсон, имеют сеноманский облик. Зубы акул, собранные А. Г. Черняховским, относятся, по определению Л. С. Гликман, к *Scapanorhynchus* sp. и *Odontaspis* sp.

В районе пос. Атабай в серых алевроитах этой свиты была встречена пыльца, имеющая, по данным Н. А. Болховитиной, среднеальбский возраст.

Исходя из указанных данных, В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский относят кызылатинскую свиту к альб-сеноманскому возрасту. Морские альб-сеноманские отложения заходят и в горную часть хр. Большой Каратау, где трансгрессивно ложатся на палеозой (р. Бересек). Переходя с северного борта Каракумской синеклизы в область Чуйской впадины (Чу-Сарысуйская депрессия) морские отложения сменяются описанными выше отложениями, которые частично, по-видимому, могут быть отнесены к прибрежно-морским.

В целом эти отложения имеют минералогический состав, сходный с морскими отложениями. Для них характерен полимиктовый состав песчаного и алевроитового материала и гидрослюдисто-бейделлитовый состав глин.

Так, изучение пород кызылатинской свиты, проведенное В. Н. Разумовой, показало, что песчаные и алевроитовые фракции этих пород сложены кварцем, полевым шпатом и листочками слюды. В виде примесей встречаются обломки кремнистых пород (кремнистых сланцев, кремней и окремнелых известняков), зернышки гранитов и фосфоритизированные обломки костей. Местами встречаются зернышки зеленого глауконита. Полевые шпаты и обломки пород концентрируются в песчаных фракциях. Глинистые фракции сложены минералами бейделлит-монтмориллонитовой группы с примесью гидрослюды мусковитового и биотитового типа. В темноокрашенных разностях глин встречаются гумусированные растительные остатки и скопления шариков марказита.

Минералогический анализ сеноманских отложений левобережья Сарысу, проведенный В. Н. Разумовой, показал, что в целом толща их довольно однообразна. Алевроитовые фракции сложены кварцем, полевыми шпатами (микроклин и кислый плагиоклаз) и листочками биотита и мусковита; глинистые фракции — бейделлитом и продуктами разрушения слюдистых минералов. Изредка встречаются обломки кремнистых пород.

Микроструктура пород в зависимости от преобладания той или иной фракции алевроитовая, алевропелитовая и пелитовая (редко псаммитопелитовая) часто с ясной ориентировкой материала по слоистости и сортировкой материала по крупности зерна. Сортировка материала довольно хорошая. Песчаные и алевроитовые фракции не дают смешанных пород, но все породы сильно обогащены глинистым материалом. Среди глин встречаются как алевроитовые, так и чистые разности. Алевроитовый материал плохо окатан. Форма зерен угловатая, иногда с бухтовидными втеками основной глинистой массы, что связано с коррозией кварца глинистым агрегатом. Зерна полевых шпатов слегка замутнены пылевидными глинистыми частицами и встречаются преимущественно в песчаных фракциях. Листочки слюды сильно изменены. Мусковит, как правило, более или менее сильно гидратирован. В отдельных шлифах были отмечены игольчатые волокнистые псевдоморфозы опала по гидромусковиту. Листочки биотита обычно разложены более интенсивно.

В процессе пелитизации биотита развиваются глинистые продукты монтмориллонитового типа. В темноокрашенных разностях глин постоянно наблюдаются обуглившиеся растительные остатки. Из аутигенных ми-

нералов встречается ярозит. Тяжелая фракция глин кырккудукской свиты на 90% сложена ильменитом, лейкоксом и окислами железа. Из прозрачных минералов присутствуют циркон, турмалин, рутил, сфен, бруксит, анатаз, апатит, эпидот и метаморфические минералы: дистен, ставролит, гранат, андалузит и силлиманит.

На правобережье Сарысу минералогический состав отложений кырккудукской свиты также полимиктовый. По данным В.Н.Разумовой, обломочный материал здесь представлен кварцем, микроклином, ортоклазом, кислым плагиоклазом, мусковитом, биотитом и обломками пород. Изредка встречаются листочки зеленого хлорита и зерна серицитизированного полевого шпата. Обломки пород представлены кварцитом, кремнистыми и серицитизированными кварцевыми сланцами и обломками кислых жильных пород. Изредка встречаются обломки порфириров и глинистых сланцев.

В алевритовых и мелкопесчаных фракциях преобладают минеральные зерна и листочки слюды, а в среднезернистых песках — кварц и обломки пород. Песчаный и алевритовый материал окатан слабо. Форма зерен угловатая и угловато-округлая. Галька, в отличие от песчаных и алевритовых зерен, хорошо окатана и представлена кварцем и обломками кремнистых пород и кислых жильных пород. Размер гальки не превышает 10 см, обычно же не более 2—3 см. Все породы ясно слоисты и обогащены глинистым минералом.

В составе глинистых фракций принимают участие мало измененные гидратированные слюды, бейделлитизированный биотит и бейделлит.

Структура пород в зависимости от преобладания той или иной фракции псаммитовая, алевропелитовая и пелитовая. Структура глинистых пород ориентированно-волокнистая и беспорядочно чешуйчато-волокнистая. Плотнo сцементированные породы встречаются крайне редко.

Просмотр тяжелой фракции пород кырккудукской свиты показал, что ассоциация акцессорных минералов здесь довольно постоянна, но намечается ясная дифференциация минералов по крупности зерна. Так, в мелкопесчаной фракции концентрируются метаморфические минералы: ставролит, гранат и турмалин, а в алевритовой фракции часто преобладает ильменит, лейкоксен и циркон. В переменном количестве присутствуют ставролит, турмалин, гранат, сфен и рутил. В виде единичных зерен встречаются дистен, глаукофан, апатит, эпидот, пироксен, биотит, хлорит и ярозит.

От литологически сходных отложений турон-сантона (белеутинская свита) отложения кырккудукской свиты, по данным В.Н. Разумовой, отличаются постоянным присутствием кислого плагиоклаза и преобладанием в глинистых фракциях бейделлита. В турон-сантонских отложениях р. Белеуты преобладает еще каолинит, а плагиоклаз встречается крайне редко.

Для общей характеристики отложений низов верхнего мела, развитых на территории Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, упомянем, что на большей части территории Западно-Сибирской низменности сеноманские отложения выражены морскими фациями и лишь в приенисейской ее части и на самом Енисейском кряже отложения сеномана, не отделимые от туронских, входят в единую симоновскую свиту, представленную также сероцветными отложениями: серые глины, галечники и пески с примесью каолинового материала с обилием ископаемой древесины и растительных остатков.

На крайнем юге эпигерцинской платформы, в Киргизии, меловые отложения представлены морскими и континентальными фациями.

Морские верхнемеловые осадки присутствуют в Восточной и Южной Фергане, Алайской долине и Заалайском хребте. Они представлены слоя-

ми с туронской и сенонской фауной (последняя лишь в Восточной Фергане) и подстилаются континентальными отложениями. В других районах, включая Северную Фергану, место меловых отложений в разрезе занято нерасчлененными континентальными образованиями, не охарактеризованными фауной. К верхнему мелу (сеноману) здесь условно отнесена верхняя часть красноцветной свиты, подстилающей морские туронские отложения Южной и Восточной Ферганы, Алая и Заалайского хребта, представленная песчаниками, мергелями и глинами, мощность которых в отдельных районах различна и колеблется от 0 до 1000 м. Для нижней части указанной красноцветной свиты предполагается нижнемеловой возраст.

Монтмориллонит-гидрослюдистый состав отложений красноцветной свиты Киргизии, их красная окраска, наличие гипса и обилие карбонатов указывают на аридные условия осадконакопления.

Белеутинская и буралкенынтузская свиты (Cr_2^{t-snt})

Стратиграфически выше отложений кырккудукской свиты залегают отложения турон-сантонского возраста, выделяемые нами в белеутинскую свиту по наименованию р. Белеуты, куда впадает сай Бозинген, где эти отложения дают прекрасный разрез и охарактеризованы флорой.

Турон-сантонские отложения, так же как и альб-сеноманские, установлены на территории северо-западной части Чу-Сарысульской депрессии; в юго-восточной ее части они могут только предполагаться в составе осадков того же киргизского красноцветного комплекса мел-палеогенового возраста, о котором речь была выше при описании альб-сеноманских отложений. В северо-западной части Чу-Сарысульской депрессии белеутинская свита развита далеко не везде. Так, по р. Сарысу обнажаются лишь отложения кырккудукской свиты, а вышележащие отложения белеутинской свиты отсутствуют. Большое развитие имеют породы белеутинской свиты по рекам Жмийке и Буланты. Отсюда они протягиваются на юг в Сыр-Дарьинский район, где залегают под морскими палеогеновыми отложениями и дают хорошие обнажения вблизи Джусалинского тракта у горы Шах-Шах. Здесь в отложениях этой свиты встречены *in situ* остатки костей динозавров и щитки черепах.

Белеутинская свита представлена слоистой толщей, состоящей из переслаивающихся глин и глинистых алевроитов белого, голубоватого и серого цвета с подчиненными прослоями лигнитовых глин, алевроитов и гравийно-галечных песков. В целом толща горизонтально-слоистая, но внутри песчаных пачек наблюдается и косая слоистость аллювиального типа (наклонная и перекрестная). В нижних горизонтах разреза встречаются прослой лигнитовых глин и глинистых алевроитов с неясными отпечатками листовой флоры, в связи с чем низы свиты имеют обычно черную окраску, которая кверху переходит в серую или светло-серую. Часто в верхней части свиты наблюдаются невыдержанные по простиранию прослой глинистого или песчанистого железняка, или сами глины приобретают красноватую или фиолетовую окраску. Близ устья сая Бозинген по р. Белеуты в низах разреза белеутинской свиты были встречены лизы серовато-белых плотных известковых песчанков, местами неравномерно окрашенных в красный цвет, и прослой слюдистого алевроита. По всей толще встречаются мелкие журавчики и рыхлые выделения ярозита, а в песчаных прослоях обнаружены крупные (до 0,1—0,3 м) гроздевидные стяжения и глыбы горчично-желтого песчаника, сцементированного ярозитом. В лигнитовых прослоях встречается мелко рассеянный марказит.

Наибольшая видимая мощность белеутинской свиты достигает в этих районах 40—50 м. Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский (1950), впервые вы-

делившие в Чу-Сарысуйской депрессии эти отложения под названием верхней свиты, считали, что, поскольку нижняя песчаная свита, описанная нами выше как кырккудукская, имеет альб-сеноманский возраст, то возраст верхней свиты может отвечать остальным горизонтам верхнего мела, может быть кроме самых его верхов, так как в покрывающих ее слоях глауконитовых песков, по их мнению, содержится уже палеоценовая фауна.

Нами, как уже было указано, в ряде разрезов белеутинской свиты были обнаружены палеонтологические остатки, позволяющие более точно определить возраст отложений данной свиты. Так, в сая Бозинген в шоколадных алевроитовых глинах с растительными остатками нами были обнаружены отпечатки листовой флоры, которые, по определению В. А. Вахрамеева, принадлежат к *Marsilea vera* J a r m o l., *Juglans Crossii* K n o w l t., *Betulites Westii* L e s q., *Laurus plutonia* H e e r, *Platanus Newberryana* H e e r, *Platanus populina* J a r m o l., *Platanus cuneifolia* B r o n n.

Видовой состав флоры сая Бозинген почти идентичен таковому известной флоры Каратау, обнаруженной в отложениях турон-сантона у колодца Кызылжар. Вообще турон-сантонские флористические комплексы нельзя считать точно установленными. Известно только, что перелом в развитии флор происходит на границе сеномана и сенона. С другой стороны, известно, что маастрихтский флористический комплекс везде характеризуется исключительно сухолюбивыми растениями, даже с некоторым преобладанием вечнозеленых, что резко отличает его от флоры сая Бозинген. Таким образом, правильнее всего относить бозингенскую флору к турон-сантону.

На западе района, к северу от Сыр-Дарьи на склонах горы Быр-Тамар, Б. А. Петрушевским отмечаются только серые и зеленоватые песчанистые глины, в кровле которых располагается железистый песчаник мощностью 4—5 м, содержащий отпечатки листьев *Platanus* sp., *Celastrorphyllum* sp. (или *Ilex* sp.), *Eucalyptus* sp. Над этими песчаниками залегают уже морские отложения с фауной кампанского яруса. В этом же районе, к северу от Сыр-Дарьи близ Джусалинского тракта у горы Шах-Шах, в толще тонкослоистых песчаных темно-серых глин с тонкими пропластками белого кварцевого и ожелезненного песка нами *in situ* были обнаружены части скелета динозавров и щитки черепов. Последние, по определению Л. И. Хозацкого принадлежат семействам *Triopuchidae* и *Degatemitididae*, возраст которых определяется как несколько более поздний, чем сеноманский. Что касается динозавров, то они, по определению А. К. Рождественского, принадлежат к двум группам: хищным динозаврам (*Theropoda*) и орнитоподам (*Ornithopoda*) из сем. *Hadrosauridae*. Последние близки к описанным А. Н. Рябининым *Bactrosaurus* и *Jaxartosaurus* из Южного Казахстана (несколько севернее Ташкента), возраст которых он определял как сеноман-турон. А. К. Рождественский указывает, что остатки этих динозавров или близких к ним форм встречаются и на Дальнем Востоке, в Монголии и Северном Китае. В Северной Америке самые примитивные гадрозавры принадлежат к мелким довольно примитивным формам, и их возраст, по видимому, находится в интервале сеноман — начало сенона. Все указанные палеонтологические данные говорят в пользу того, что возраст осадков белеутинской свиты правильнее всего считать в пределах туронского и сантонского ярусов. К этому же возрасту В. А. Вахрамеев (1952) считает возможным отнести толщу глин, развитых в юго-западном борту Чу-Сарысуйской депрессии (в северо-западном Каратау), где они покрывают красные и белые косослоистые пески. В слое серых глин, видимо, из нижней части этой толщи, вблизи колодца Кызылжар, Н. П. Коровиным была

собрана богатая флора, обработанная А. В. Ярмоленко (1935), представленная в основном покрытосеянными растениями. Здесь найдены: *Marsilea vera* J a r m o l., *Kirchnera dentata* V e l e n., *Juglans Crossii* K n o w l t., *Betulites Westii* L e s q., *Quercus Johnstrupii* H e e r, *Planera antiqua* H e e r, *Cocculus exstinctus* V e l e n., *Sassafras cretaceum* N e w b., *S. Polevoii* K r y s h t., *Laurus plutonia* H e e r, *Platanus Newberryana* H e e r, *Pl. populina* J a r m o l., *Pl. cuneifolia* B r o n n., *Pl. cuneiformis* K r a s s., *Pl. Palibini* J a r m o l., *Platanocarpus ovatus* J a r m o l., *Protophyllum Leconteanum* L e s q., *Paliurus Colombi* H e e r, *Cissites inaequidentatus* J a r m o l., *Aralia Korovinii* J a r m o l., *Diospyros primaeva* H e e r.

Таким образом, анализируя распространение осадков белеутинской свиты, можно установить, что они развиты главным образом по бортам северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии и отсутствуют в ее центральных частях, совпадающих со сводом большого поднятия, сложенного породами альб-сеномана.

Для характеристики отложений белеутинской свиты Чу-Сарысуйской депрессии приведем ряд ее разрезов.

На левом берегу сая Бозинген можно наблюдать, как под слоем базального мелкогалечного палеогенового конгломерата мощностью до 1 м, содержащего массу зубов акул и состоящего из гальки кварца, кремнистых и других устойчивых пород, среди которых много черных кремней, обычно хорошо окатанных, залегают отложения белеутинской свиты. Разрез их следующий (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Желтовато-кремовые слюдитые тонкослоистые алевроиты, местами ожелезненные. В подошве слоя встречаются железистые тонкоплитчатые песчаники с ярозитом, иногда гематитовые песчаники . . . | 2,5 |
| 2. Темные коричневато-лиловые плотные глины мелкокомковатой структуры, жирные на ощупь. Книзу глины постепенно светлеют и переходят в серые, а в нижних горизонтах светло-серые разности. Характер их остается прежним. Среди серых глин встречается ярозит. | 1,3 |
| 3. Розоватые в верхней части, а в свежем состоянии почти белые с розоватыми пятнами глины. В верхних их горизонтах встречаются конкреции ярозита. Ниже глины приобретают красную окраску, но только с поверхности склона (красноцветный элювий). Внутри они почти белые, слегка зеленоватые. Встречается гипс в виде удлиненных пластин, распределенных среди глин неравномерно | 4,5 |

В низах разреза в русле сая Бозинген выходят железистые песчаники и конгломераты с плохо окатанной, в основном кварцевой галькой.

В 500 м к югу лиловато-коричневые глины слоя 2 переходят в бобовые гематитовые железняки, а еще далее к югу замещаются толщей ярозитовых песчаников. В нижних горизонтах алевроиты слоя 1 на толщину 1 м сменяются кремнистыми дымчатыми песчаниками, которые местами замещаются конкреционными окварцованными песчаниками и гравелитами. В 500 м к северу отсюда упомянутые сливные песчаники залегают гипсометрически выше палеогеновых конгломератов. Видимо, поверхность песчаников размыва и морские палеогеновые конгломераты, встреченные ниже по склону, залегают на них с размывом.

На поверхности склона, сложенного окварцованными песчаниками верхнего мела, встречается масса обломков окремнелой древесины.

На правом склоне сая Бозинген у Красной могилы с поверхности отмечаются россыпи мелкого галечника, состоящего из кварца и черных кремней с зубами палеогеновых акул. Галька хорошей и средней окатанности. Ниже залегают отложения белеутинской свиты (сверху вниз):



Фиг. 23. Обнажение белеутинской свиты у горы Шах-Шах, близ Джусалинского тракта

	Мощность, м
1. Железистые крупногалечные конгломераты и гравелиты	2,0
2. Белые слоистые алевроиты, книзу переходящие в алевроитовые глины с углистыми прослоями	4,0
3. Темно-серые глины с большим количеством растительного детрита	1,5
4. Бурые тонкозернистые легкие железисто-кремнистые песчаники	1,0
5. Кремовые жирные на ощупь глины	1,0
6. Темно-серые, коричневатые жирные глины	1,5
7. Светлые, почти белые, слегка зеленовато-голубоватые плотные глины. С поверхности склона окрашены в красный цвет	1,5

На правом берегу р. Белеуты, вблизи устья сая Бозинген, наблюдается следующий разрез белеутинской свиты (сверху вниз):

1. Косослоистые кварцевые песчаники и конгломераты-пудинги	2,5—3,0
2. Белые алевроиты с ярозитом и отпечатками листовой флоры	3,0—4,0
3. Ниже склон закрыт осыпью, и лишь у его подножья обнажаются ярко-красные алевроиты и глины	3,0—4,0
Среди алевроитов встречаются прослой слоистых мелкозернистых песчаников темно-лилового цвета, местами пропитанные марганцовыми растворами.	

Для сравнения приведем разрезы той же свиты у горы Шах-Шах, где нами были обнаружены кости динозавров и щитки черепов (фиг. 23). Под размытым базальным горизонтом палеогена, представленного галечником, округлыми конкрециями фосфоритов и окатанными костями динозавров, вымытыми из нижележащих горизонтов турон-сантона, залегают:

	Мощность, м
1. Светлые тонкозернистые слюдистые, глинистые пески с прослоями песчаных глин иногда слегка фиолетовой или розовой окраски, с редкими включениями гипса	9
2. Кирпично-красные глинистые пески и песчаные глины с прослоями пластинчатого гипса, прослеживающегося на контакте со слоем 1. Красная окраска наблюдается лишь с поверхности склона. В свежем состоянии глины и пески светлые, слегка зеленоватые с фиолетовыми и красными пятнами	4,5

3. Темно-серые тонкослоистые песчаные глины с прослоями и присыпкой по плоскостям напластования тонкого белого и ожелезненного песка. Среди них прослеживается внутриформационный горизонт размыва с глинистыми окатышами. В этом слое *in situ* были встречены кости динозавров и щитки черепах, описанные нами выше. На поверхности слоя встречаются карнизы аркозовых песчаников с большим количеством гипса. В подошве слоя прослеживается горизонт черных омарганцованных косослоистых песчаников, местами светлых. В середине слоя огромное количество окремнелой, сильно разрушенной древесины. Среди песков встречаются желваки ярозита 5,0
4. Пестрая, лиловато-красная, слабо песчаная глина, очень плотная, местами окрашенная в желтый цвет. Среди этих глин, также *in situ* обнаружены кости крупных динозавров 5,0

В обрывах к северу от «4 пикета» Джусалинского тракта Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский (1950) приводят следующий разрез отложений верхней (белеутинской) свиты, в котором под отложениями палеогена общей мощностью 20 м залегают (сверху вниз):

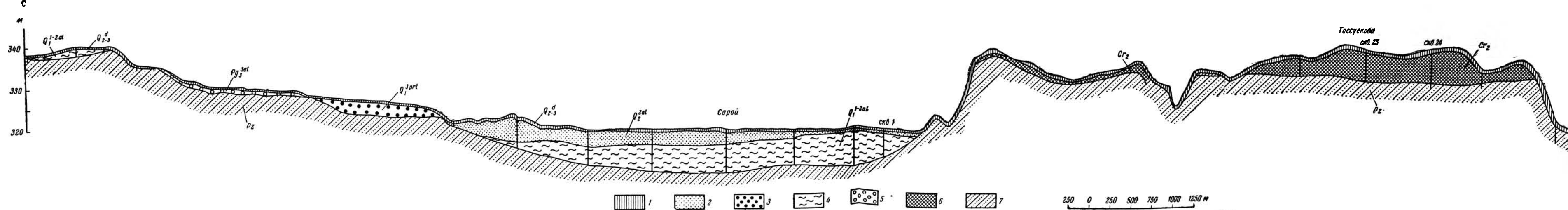
Мощность, м

1. Серые кварцевые, слюдястые пески с лепешкообразными конкрециями и прослоями косослоистых песчаников такого же состава 30,0
2. Плотные полимиктовые песчаники 1,0—2,0
3. Серые песчанистые глины 5,0
4. Бузовато-серые железистые песчаники 1,0
5. Красные глины с гипсом, видимая мощность 15

К югу отсюда (сор Карой) в этих отложениях появляются довольно мощные (до 5 м) вишнево-красные песчаники с горизонтальной слоистостью.

Минералогический анализ турон-сантонских отложений белеутинской свиты, проделанный В. Н. Разумовой, показал, что состав их довольно своеобразен. Обломочный материал имеет здесь полимиктовый состав и представлен кварцем, микроклином, иногда ортоклазом (кислого плагиоклаза почти нет), измененными листочками мусковита и биотита и обломками пород (кварцитов, кремнистых и серицитово-кварцевых сланцев, окремнелых известняков и кислых эффузивов). В единичных образцах глин были встречены обломки фосфоритизированных костей и зернышки фосфорита с включениями обломков костной ткани. Песчаные и алевритовые частицы окатаны слабо. Форма зерен угловатая, угловато-округлая. Хорошо окатана только галька и крупные песчаные зерна. Размер гальки не превышает 2—3 см, но отдельные обломки достигают размера 5—7 см. В алевритовых фракциях преобладают минеральные зерна и листочки слюды, в песчаных к минеральным зернам присоединяются обломки пород. Галька представлена молочно-белым кварцем и обломками кремнистых пород. Цемент в песках и алевритах глинистый, а в песчаниках и алевролитах — кальцитовый, гематитовый или криптокристаллический кварцевый.

Глинистые фракции глин и глинистых алевритов сложены каолинином с примесью гидрослюды мусковитового типа. Состав глинистых алевритов, содержащих примесь биотита, существенно иной. Здесь основным компонентом является железо-глиноземистый монтмориллонит. Характерной особенностью отложений белеутинской свиты, как уже отмечалось нами выше, является наличие на их поверхности современного красноцветного элювия, образующегося на глинах, первичная окраска которой имеет голубоватые тона. Составной частью пород белеутинской свиты являются кварцитовидные песчаники. Они представлены светло-серыми и серовато-белыми очень плотными и крепкими разностями с



К. В. Никифорова

Фиг. 24. Условия залегания буралкенынтузской свиты на

1 — делювиальные светло-бурые суглинки верхнего плейстоцена; 2 — аллювиальные отложения (гравийные, полимиктовые пески верхнего плейстоцена; 3 — пролювиальные отложения (полимиктовые галечники в разнозернистом песке) верхнего эоплейстоцена; 4 — озерно-аллювиальные отложения (желто-серые плотные глины, тонкозернистые и разнозернистые пески с гравием и галечником)

нагорье Восточной Бет-Пак-Дала (плато Тассуекоба).

нижнего и среднего эоплейстоцена (кеншагырская свита); 5 — аллювиальные отложения (желтые и серые кварцевые пески, гравий и галечники) верхнего олигоцена (асказансорская свита); 6 — прибрежно-морские отложения (белые и пестрые пески, галечники и глины) верхнего мела (буралкенынтузская свита); 7 — породы палеозоя

шероховатым плоскокорявым изломом, тусклым блеском с примесью зерен кварца и иногда отпечатками стеблей растений.

Под микроскопом В. Н. Разумова устанавливает их резко выраженное разнозернистое сложение. Они состоят из довольно хорошо окатанных кварцевых зерен различного размера, погруженных в тонкозернистый кремнистый агрегат. Реже встречаются зерна угловатой и оскольчатой формы с округленными углами. Кроме кварца, встречаются зерна серых яшмовидных пород и зерна кварцитов или жильного кварца. Цемент кремнистый, базального типа, образованный криптокристаллическим кварцем, иногда малопрозрачным от буроватых пылевидных частиц лейкоксена. Из акцессорных минералов были отмечены эпидот, зеленый турмалин, циркон и рутил. Кварцитовидные песчаники сая Бозинген по внешнему виду и микроструктуре практически не отличимы от кварцитовидных песчаников других стратиграфических горизонтов. Тяжелая фракция, выделенная из белеутинской свиты, развитой в районе р. Белеуты, характеризуется циркон-лейкоксеновой ассоциацией. В виде примеси присутствуют: турмалин, рутил (обломочный), метаморфические минералы (ставролит, дистен, гранат) и эпидот. Из титанистых минералов присутствуют: ильменит, лейкоксен, брукит, анатаз и обломочный рутил. В некоторых образцах значительная часть тяжелой фракции сложена ярцитом.

Описанный выше вещественный состав отложений белеутинской свиты обусловлен переходным характером ее, что связано с распространением ее между аридной и гумидной зонами. Гумидные черты проявляются в алювиальном и озерном генезисе отложений и присутствии в глинистых фракциях каолинита, а аридные — в голубовато-зеленой и красноватой окраске пород, присутствии монтмориллонита в составе глинистых фракций и появлении карбонатов и гипса. Присутствие динозавровой фауны и широколиственной флоры подчеркивает переходный к гумидному типу характер осадков белеутинской свиты.

Кроме северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии, турон-сантонские отложения широко развиты на нагорье Восточной Бет-Пак-Далы, где выделены нами под названием буралкенынтузской свиты.

Представлены они прибрежно-морскими фациями и состоят преимущественно из песчано-галечных отложений с прослоями глин. Пески кварцевые, часто приобретают розовую и красноватую окраску. Галечники состоят в основном из устойчивых пород (кварц, кварцит, кремнистые породы), окатанность галек разнообразна — от слабой до идеально окатанной, форма часто уплощенная, величина от 1—2 до 20 см в диаметре. Крупные валуны большей частью хорошо окатаны. Среди песчаных и глинистых отложений этой свиты вблизи сора Буралкенынтуз В. И. Елисеевым были обнаружены зубы акул, указывающие на сантонский или турон-сантонский возраст вмещающих их отложений. По наименованию данного сора нами и была названа свита.

Мощность отложений буралкенынтузской свиты на нагорье Восточной Бет-Пак-Далы небольшая, не превышает 5—6 м. Обычно они выходят на поверхность и распространение их фиксируется появлением галечников, покрывающих сплошным плащом обширные участки (фиг. 24). На плато Тассуекоба и к западу от него по долине Чу в песчаных отложениях буралкенынтузской свиты в большом количестве встречаются окатанные обломки костей динозавров, к сожалению, не определимые. В аналогичных отложениях у сора Буралкенынтуз (в 5 км к северу от него), как уже было отмечено выше, были встречены зубы акул из сем. *Scapanorhynchidae*, род *Scapanorhynchus* (определение Л. С. Гликман). Аналогичные зубы, как указывает Л. С. Гликман, описаны Дэвисом (Davis, 1890) из верхнего сенона Скандинавии. Среди них часть

зубов относится к виду *Scapanorhynchus gigas* Wood. Часть зубов должна быть отнесена к виду *Scapanorhynchus raphiodon* Ag., последний сходен с представителями этого вида из верхнемеловых (сенонских) отложений Средней Азии. Кроме того, встречены зубы *Scapanorhynchus subulata* Ag. Возраст представителей первых двух видов Л. С. Гликман считает сантонским. Генетически зубы этих двух видов наиболее сходны с таковыми из сантона Кызылсая. Последний вид предположительно можно отнести к коньякскому ярусу или сантонскому, скорее к последнему. Следов окатывания зубов не наблюдается, поэтому вторичное захоронение их исключено.

В основании свиты обычно залегает небольшой слой сильно загипсованной глины. Выше лежат белые или светло-желтые разнoзернистые, также загипсованные, кварцевые пески. Венчается разрез галечниками и конгломератами, которые состоят из хорошо окатанной гальки устойчивых пород: кварца, яшмы, фельзитов, различных кремнистых пород. Цемент в большинстве случаев представлен гипсом, реже железистый.

Наиболее широко эти отложения развиты на плато Тассуекоба и меньшую площадь они занимают у горы Курманчиге. По всей остальной территории Восточной Бет-Пак-Далы описываемые отложения распространены пятнами большей или меньшей площади. Известны они в районе гор Пстан и Ергенекты, у оз. Майкуль, у южного подножья горы Байгара и даже у северо-западного подножья гор Хантау. Развиты они и на левом берегу Чу в пределах песков Муюнкум.

Хорошие естественные разрезы этих отложений можно наблюдать в склонах плато Тассуекоба. Так, на северо-восточном обрывистом его склоне на красно-бурых песчаниках и глинистых сланцах среднего карбона, которые в верхней части на глубину около 3 м превращены в кору выветривания и пронизаны по трещинам гипсом, залегают с размывом (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Светло-серые с желтоватым оттенком рыхлые кварцевые песчаники с редкой галькой. Состав и размер гальки тот же, что и в нижележащем слое конгломератов. Цемент песчаный и гипсовый | 2,1 |
| 2. Желтовато-серые конгломераты с обильным песчано-гипсовым цементом. Галька хорошо окатана, состоит из кремнистых пород, кварца, кварцита; размер галек достигает 3—4 см в диаметре, редко до 7 см . | 0,4 |

Южный склон плато Тассуекоба имеет примерно аналогичное строение. На размытой поверхности коры выветривания песчаников среднего карбона, представленной красно-бурыми песчаными глинами с желтыми охристыми пятнами мощностью около 4 м, залегают (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Желтовато-белые рыхлые песчаники с гравием и галькой устойчивых пород. Галька хорошо окатана, размер ее 2—3 см в диаметре. Цемент гипсовый. | 2,7 |
| 2. Белые рыхлые крупнозернистые кварцевые песчаники с гипсовым цементом | 1,0—2,0 |

Как в том, так и в другом случае описанные отложения сильно выветрены, каолинизированы и превращены в кору выветривания. В восточной части плато эти отложения достигают мощности 9 м и представлены разнoзернистыми песками с небольшими прослоями глин и конгломератов. Цемент гипсовый. Так, в шурфе глубиной 9,20 м, пройденном на плато в 2 км западнее пос. Малый Караколь, прослеживаются (сверху вниз):

1. Полосчатые зеленовато-серые с ржавыми полосами плотные песчаные глины	2,5
2. Тонкие серовато-розовые пески	2,0
3. Грубозернистые гравелистые кварцевые песчаники и конгломераты, сцементированные гипсом. Галька хорошо окатана, кварцитовая, кремнистая, кварцевая, реже состоит из каолинизированных эффузивных пород. Встречаются реликты галек малоустойчивых пород, замещенные каолином	3,0
4. Вишнево-красные песчаники карбона, видимая мощность	1,7

В 14 км западнее пос. Малый Караколь в стенке шурфа можно проследить, как на песчаниках и конгломератах карбона несогласно и трансгрессивно залегают горизонтально-слоистые гравелистые песчаники, состоящие преимущественно из кварцевого материала с примесью кремнистых частиц, цемент гипсовый. Местами они обогащены более крупной галькой, также состоящей в основном из устойчивых пород. Частично галечный материал образован местными породами, переотложенными из конгломератов карбона, но преобладают прекрасно окатанные, уплощенные кварцевые и кварцитовые гальки. На поверхности плато и его склонах распространены россыпи этого галечника и среди них — окатанные обломки костей динозавров и окремнелой древесины. Остатки эти сильно минерализованы, нацело изменены и представляют собой тот же галечник.

В средней части плато Тассуекоба в шурфе наблюдается следующий разрез буралкенынтузской свиты (сверху вниз):

Мощность, м

1. Розовые крупнозернистые, гравелистые кварцевые пески горизонтально-слоистые. На глубине 0,90 м от поверхности линзовидный прослой серовато-желтого аргиллита толщиной 0,10 м.	1,9
2. Серые кварцевые крупнозернистые и гравелистые пески, с участками розовых более грубозернистых песков с мелкой галькой. Пески слабо сцементированы гипсом	1,4
3. Яркие желтые плотные аргиллиты	0,3
4. Пески, аналогичные слою 2, крупно- и разнозернистые с галькой устойчивых пород (кварцит, кварц, кремнистые породы, яшма), среди них встречаются реликты галек неустойчивых пород, замещенных каолином	2,6
5. Внизу на забое глыбы светло-серых плотных окварцованных песчаников и конгломератов с галькой устойчивых пород. Несколько выше их рыхлые цементированные гипсовым цементом гравелистые каолинизированные конгломераты	0,45

В уроч. Каратал почти против могилы Кемчим на коре выветривания вишневых песчаников карбона несогласно залегают горизонтально на слоенные песчаники и конгломераты буралкенынтузской свиты. Состав песчаников довольно разнообразный; местами они чисто кварцевые, сахаровидные, рыхлые с гипсовым цементом; местами — с примесью аркозового материала, серые, плотносцементированные, окварцованные, иногда с изестковым цементом.

У крайней западной части нагорья Восточной Бет-Пак-Далы у границы ее с Чу-Сарысуйской депрессией описываемые отложения встречаются в виде небольшого пятна среди карбоновых отложений у западного окончания бугров Тантай, которые сложены песчаниками и конгломератами каменноугольного возраста. Среди них в понижениях палеозойского рельефа сохранилось пятно верхнемеловых отложений (буралкенынтузская свита), представленных пестроцветной толщей (красные, желтые и белые тона) слоистых кварцевых песков и крупных галечников, преимущественно кварцевых, кремнистых, кварцитовых и других устойчивых

пород. Гальки хорошо окатаны, уплощенной формы. Вся толща сильно выветрена и каолинизирована. Мощность ее около 6 м.

К этому же возрасту (турон-сантон) относятся и отложения, слагающие нижние части разреза, вскрытого в восточном углу южного берега сора Буралкенынтуз, где они представлены преимущественно глинистыми разностями и трансгрессивно перекрываются более молодыми отложениями морского палеогена (саксаульская свита); последние на северном берегу сора ложатся непосредственно на карбон.

Разрез восточной части южного берега сора Буралкенынтуз следующий (сверху вниз):

Мощность, м

1. Белые, палевые или розоватые мелко- и тонкозернистые кварцевые пески саксаульской свиты палеогена с идеально окатанной уплощенной галькой устойчивых пород. Ниже—крупнозернистые, гравелистые пески	6,6
Пески с размывом залегают на нижележащих отложениях верхнего мела и трансгрессивно переходят на палеозойские отложения.	
2. Серо-зеленые плотные бейделлитовые глины буралкенынтузской свиты с гипсом, с отдельными окатанными зернами кварца и очень мелкой галькой	3,4
3. Те же глины с малиновыми пятнами, тоже с гипсом и с включениями отдельных кварцевых зерен и мелких галек кварца. Окраска пятнистая	0,5
4. Белые слюдястые кварцевые алевроиты с аркозовым материалом. При выветривании дают несколько каолинизированный белый тонкий «маршаллит» с малиновыми и желтыми пятнами и марганцовыми корочками	4,5
5. Песчаные пестрые серовато-лиловатые глины, близкие слою 3, но несколько более светлые и более песчаные, с маленькими округлыми друзами гипса, с включениями отдельной мелкой гальки кварца и кварцита.	1,4
6. Ярко-желтые с поверхности выветрелые плитчатые глины, видимая мощность	3,3

Н. Н. Костенко описывает аналогичные отложения на левом склоне реки, стекающей с горы Пстан и впадающей справа в р. Каркалды. Здесь в канаве видно, как на коре выветривания гранитов залегают конгломераты, состоящие из хорошо окатанной мелкой гальки и валунов, размером до 20 см в диаметре, состоящих из кварца, кварцита и кремнистых известняков с фауной нижнего карбона. Цемент конгломератов гипсово-глинистый. Конгломераты каолинизированы, выветрены, пятнистоокрашены.

В. Н. Разумова, проделавшая минералогический анализ отложений буралкенынтузской свиты, отмечает, что слои кварцевых мелкогалечных конгломератов представляют собой белую довольно плотно сцементированную породу мелкозернистого сложения, переполненную хорошо окатанной галькой разноцветных кремнистых пород. Под микроскопом видно, что галька и крупные песчаные зерна представлены кварцем, обломками кварцитовидных и кремнистых пород и зернами кварцевого порфира. Песчаные зерна принадлежат кварцу, микроклину и зернам кремнистых пород. Изредка встречаются листочки мусковита и биотита. Из акцессорных минералов отмечен ставролит. Цемент базального типа. Глинистая масса цемента окрашена в буроватый или зеленоватый цвет, состав ее монтмориллонитовый.

Отдельные крупные зерна кварца, как отмечает В. Н. Разумова, несут следы разъедания и содержат глубокие бухтовидные втеки и дырчатые ходы, выполненные основной глинистой массой, пропитанной опалом. Опал образовался здесь же на месте в процессе растворения кварцевых зерен. Следы разъедания несут и мелкие зернышки полевых шпатов, в связи с

Этим они часто испещрены сетью тонких волокнистых прожилков, сложенных глинистым агрегатом, аналогичным составу основной глинистой массы.

Песчаники буралкенынтузской свиты преимущественно аркозовые с опало-бейделлитовым цементом. Под микроскопом они обнаруживают неравномерно-зернистую псаммитовую структуру и состоят из зерен кварца, микроклина, кислого плагиоклаза и листочков мусковита. В виде примеси встречаются обломки пород. Из акцессорных минералов отмечены лейкоксен и турмалин. Местами видно, что зерна минералов заметно изъедены опалом.

Глинистые алевроиты представлены плотной слоистой породой. В результате ожелезнения песчаных прослоек порода приобретает полосчатое строение. Состав песчаного материала аркозовый. Присутствуют кварц, микроклин, кислый плагиоклаз, мусковит и обломки кремнистых пород. Состав глинистой массы гидрослюдисто-бейделлитовый. В тонкой глинистой фракции присутствует монтмориллонит.

Глины буралкенынтузской свиты обычно алевроитовые, состав их бейделлитовый. Под микроскопом обнаруживают ориентированную волокнистую структуру и состоят из буроокрашенной глинистой массы, обогащенной чешуйками слюды, алевроитовыми зернышками кварца и сростками бурых окислов железа. Из акцессорных минералов отмечены эпидот, циркон, лейкоксен. Среди глин встречаются разности плотных желтовато-белых глин с кусковато-щебенчатой отдельностью. Под микроскопом они состоят из глинистой массы монтмориллонитового состава, обогащенной песчаными зернами кварца. Из акцессорных минералов отмечены лейкоксен, ильменит и эпидот. Наряду с монтмориллонитом основным глинистым минералом этой породы является также палыгорскит.

Составной частью свиты являются мергели, представленные белыми, плотными, маркированными породами с ровным шероховатым изломом. Под микроскопом порода обнаруживает тонкозернистое сложение и состоит из бурой неравномерно окрашенной глинисто-карбонатной массы, среди которой различаются обломки раковин и мелкие алевроитовые зернышки кварца угловатой формы. Из акцессорных минералов отмечены мельчайшие зернышки эпидота и комочки лейкоксена.

Как уже указано выше, генезис отложений буралкенынтузской свиты мы считаем прибрежно-морским. Это подтверждается и минералогическим составом глинистой фракции, так как морские отложения обычно имеют бейделлитовый или монтмориллонитовый состав глин. Как будет видно в дальнейшем, минералогический состав глин морского палеогена очень близок описанному нами для глин буралкенынтузской свиты.

Турон-сантонские отложения широко развиты также к югу от Чу-Сарысуйской депрессии в юго-западной полосе предгорий Большого Каратау и на северном склоне Малого Каратау. В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский (1955) выделили их под названием котурбулакской свиты. Представлены они белыми, светло-серыми и красными разномышными косо-слоистыми песками с подчиненными линзами мелкогалечных конгломератов и известковистых песчаников и тонкими прослоями алевроитовых глин, общей мощностью до 50—100 м. На юго-западном склоне Большого Каратау турон-сантонские отложения слабо наклонены на юго-запад, на границе с горами они изогнуты в пологие складки и затем, постепенно погружаясь, уходят под покров более молодых отложений Каракумской синеклизы. При этом с продвижением с северо-востока на юго-запад наблюдается постепенное уменьшение грубости материала.

На северо-восточном склоне Малого Каратау песчаные отложения котурбулакской свиты, по данным А. Г. Черняховского (1956), лежат почти горизонтально со слабым наклоном на запад или северо-запад и местами нарушены сбросами. У пос. Котурбулак среди песчаных отложений

этой свиты И. П. Златогурской в 1953 г. были найдены кости динозавров (крестец), которые, по определению А. К. Рождественского, принадлежали сем. *Hadrosauridae*.

Как мы уже указывали, близ колодца Кызылжар на северном склоне северо-западного окончания Большого Каратау, в серых глинах из нижних горизонтов котурбулакской свиты Н. П. Коровины была собрана богатая флора, представленная, по определению А. В. Ярмоленко (1935), в основном покрытосеянными растениями, список которых приведен нами выше. Возраст описанной флоры А. В. Ярмоленко относил к сеноман-турону. А. Л. Яншин (1953) относит ее только к турону. В 1955 г. в уроч. Кызылжар А. Г. Черняховский собрал дополнительно следующую флору: *Platanus embicola* V a s h r., *Platanus cuneifolia* B r o n n., *Laurophyllum* sp., *Platanus* cf. *latior* K n o w l t., *Rulac* cf. *quercifolium* H a l l i s k. (определение В. А. Вахрамеева).

В. Н. Разумова, по совокупности условий залегания описываемых отложений (последние залегают на альб-сеноманских отложениях и перекрываются фаунистически охарактеризованным бухарским ярусом) и содержащейся в них фауне и флоре, относит эти отложения к турон-сантонскому возрасту. По генезису она считает их отложениями шлейфовой аллювиальной равнины. Интересно отметить, что и здесь, так же как и в области нагорья Бет-Пак-Далы, малоустойчивые галечники из конгломератов турон-сантонского возраста обелены и выветрены, а отдельные гальки разложены до глины. В. Н. Разумова (1958) считает, что галька обеленных, выветрелых пород была принесена совместно с плотными породами при накоплении котурбулакской свиты. Однако не исключено, что эта галька была доразложена на месте. В пользу такого предположения говорит сильная пелитизированность слюдистого материала и присутствие аутигенного каолинита.

В районе низовьев Сыр-Дарьи, по данным В. И. Самодурова (1955), отложения турона представлены также пестроцветной, преимущественно глинистой толщей, аналогичной описанной нами выше белеутинской свите. Наиболее полный разрез турона был вскрыт скважиной у станции Тюратам. Разрез этот, подробно описанный в работе В. И. Самодурова (1955), в общем можно разделить на три пачки: верхнюю — глинистую, пестроцветную, мощностью 35,35 м, среднюю — песчаную, мощностью 17,80 м и нижнюю — вновь глинистую красноцветную, мощностью 14,40 м.

Вскрытая мощность отложений турона достигает здесь 67,55 м. Максимальная его мощность, по данным В. И. Самодурова, равна 80 м. К западу от станции Тюратам в строении средней пачки турона, наряду с алевроитами и песками, значительное участие принимают голубовато-серые, серые и темно-серые глины с обуглившимся растительным детритом. К востоку от той же станции некоторые разрезы этой пачки целиком состоят из серых глин, с подчиненными прослоями желтовато-серого песка.

В 1952 г. Э. Д. Джавадовым близ станции Дюрмень-Тюбе в средней песчаной пачке турона были найдены отпечатки *Platanus cuneifolia* B r o n n., *Platanus* sp., *Diospyros primaeva* H e e r (определения В. А. Вахрамеева). Спорово-пыльцевой анализ серых глин с растительным детритом, взятых из обнажения близ станции Дюрмень-Тюбе, проделанный Н. И. Филипповой, показал присутствие 46,6% пыльцы покрытосемянных (роды *Castanea*, *Platanus* и *Salix*), что подтверждает более молодой, чем сеноманский, возраст вмещающих их отложений. По данным Н. А. Болховитиной, содержание пыльцы покрытосемянных в сеномане не превышает 27% от общего количества пыльцы и спор.

Минералогический состав осадков турона нижнего течения Сыр-Дарьи, по данным В. Н. Разумовой, в основном гидрослюдисто-каолиновый, аналогичен осадкам белеутинской свиты.

Отложения сантона в описываемом районе, по В. И. Самодурову, представлены песками и глинами преимущественно серых тонов. Однако и среди них наблюдаются красноцветные прослои. М. Е. Воскобойников указывает, что им из этих отложений были собраны кости ящеров, принадлежащие, по определению В. С. Бажанова, семействам *Trachodontidae*, *Stegosauridae* (*Ankylorsaurus* или *Nodosaurus*) и *Deinodontidae*. В. И. Самодуров указывает, что у станции Тюратам в обрыве левого берега Сыр-Дарьи М. Е. Воскобойниковым была собрана флора, определенная В. А. Вахрамеевым как *Asplenium Dicksonianum* Heer, *Kirchneria dentata* Velen., *Betulites* sp., *Cercidiphyllum* sp. и *Laurus pluntonia* Heer.

Часть из перечисленных видов встречена в отложениях турона хр. Каратау. Описанные отложения условно относятся автором к сантону, в силу того, что они залегают выше пестроцветных пород, относимых к турону, а в районе возвышенности Музбель перекрываются морскими осадками кампана. За границу турона и сантона автором принята смена преобладающей пестроцветной окраски на сероцветную. Как было видно из проведенного выше описания, на территории Чу-Сарысуйской депрессии, расположенной непосредственно к востоку от Сыр-Дарьинского района, мы пока не можем разделить сантон от турона и наблюдаем чередование пестрых и серых окрасок в единой турон-сантонской толще отложений.

На территории Киргизии (в Восточной и Южной Фергане, Алайской долине и Заалайском хребте) туронские отложения представлены морской фацией — это так называемая экзогировая свита, состоящая из глин и песков, а в нижней части из часто загипсованных известняков и мергелей мощностью от 200 м в разрезах юго-восточной Ферганы до полного выклинивания в Южной и Северной Фергане. В Восточной Фергане и Алае экзогировая свита покрывается красноцветной свитой песчаников и глин, заключающих часто пласты гипса. Мощность ее меняется, в Южной Фергане свита отсутствует. Выше залегают уже отложения с морской сенонской фауной, представленные серыми и зеленоватыми глинами, светлыми известняками и мергелями с песчаниками. В Восточной Фергане в эту свиту вклинивается с севера ряд пластов красноцветных глинистых пород при выклинивании морских слоев.

Морской бассейн верхнемеловой эпохи, занимавший территорию современной Ферганы и Алая, был ограничен с севера и востока обширной территорией суши. По южной и западной ее окраинам близ морского побережья накапливались континентальные отложения.

Как видно из всего вышеизложенного, турон-сантонские отложения южной части Центрального Казахстана, в противоположность отложениям сеномана, уже выражены существенно красноцветной аридной формацией или во всяком случае переходной от аридной к гумидной. Протягиваясь далее на юг в районы Киргизии и Тянь-Шаня, они сменяются уже типичной аридной красноцветной формацией. Таким образом, условия засушливого климата переместились в туроне и сантоне значительно севернее, чем это имело место в сеномане.

Заканчивая описание меловых отложений, мы должны отметить, что они занимают на рассмотренной территории гораздо меньшую площадь, чем это считалось до последнего времени и изображалось на геологических картах. Сопшемся, например, на последнюю сводную работу Б. А. Петрушевского (1955), в которой автор, ссылаясь на Д. И. Яковлева (1941), отмечает наличие меловых отложений, протягивающихся по северному борту Чуйской впадины далеко на восток, вверх по долине Чу сначала непосредственно по ней, а затем вдоль юго-западного склона Чу-Илийских гор, где они могут быть прослежены до линии Туркестано-Сибирской

железной дороги. Среди этих отложений Д. И. Яковлев различает две толщи: нижнюю — глинистую красноцветную и верхнюю — песчано-галечную. Нашими исследованиями был доказан неогеновый возраст красных глин и покрывающих их песчано-галечных отложений, распространенных вдоль юго-западного склона Чу-Илийских гор. И в глинах, и в покрывающих их песчано-галечных отложениях нами были обнаружены остатки млекопитающих (мастодонтов, парнокопытных и черепах), indicating меловой возраст вмещающих их отложений.

Неточно указание Б. А. Петрушевского (там же) о меловом возрасте отложений, развитых в верхнем течении Сарысу (выше колодца Каражар). Здесь так же, как и в пределах южного окончания Улутау и на территории Джезказганской мульды, развиты отложения, близкие по внешнему облику белеутинской свите верхнего мела, но как показали данные палинологического анализа, отвечающие по возрасту верхам мела-низам палеогена, во всяком случае до верхнего эоцена включительно. Таким образом, они являются, по крайней мере в верхних горизонтах, континентальными аналогами морских палеогеновых отложений.

К описанию этих нерасчлененных мел-палеогеновых отложений мы и перейдем.

Нерасчлененные мел-палеогеновые отложения (Cr_2 — Pg_{1-2})

Как уже было указано, к северу и к северо-востоку от Чу-Сарысуйской депрессии, в области южного погружения Улутавских гор и Джезказганской мульды, широко распространены континентальные отложения, близкие по внешнему виду белеутинской свите верхнего мела, которые по возрасту отвечают отложениям морского палеогена (по-видимому, его нижним отделам), а частично — верхним горизонтам мела, выделенным нами в жездинскую свиту (фиг. 25). Представлены они толщей переслаивающихся белых марких глин, глинистых алевроитов и кварцевых песков. Окраска толщи в общем грязно-белая, но часто, особенно в верхних горизонтах, появляются цветные железистые пятна и разводы. Пятна эти обычно имеют вишнево-красные, фиолетовые и малиновые оттенки. Среди светлых и пятнистых глин встречаются прослои серых глин, обогащенных растительным детритом, иногда с неясными отпечатками листовой флоры, мелкими включениями угля и журавчиками марказита. В отдельных разрезах встречаются маломощные прослои угля и бокситоподобные породы. Пески в нижних горизонтах разреза нередко сцементированы в плотные окварцованные песчаники. Выходы этих отложений обычно отмечаются высыпками железистых бобовников и россыпями кремнистой гальки. Указанные отложения были выделены В. М. Потапочкиным (1956) в джартавскую свиту. В верхней части разреза (белые и пятнистые глины, алевроиты) отложения имеют гидрослюдисто-каолиновый состав, в нижней (зеленые глины с прослоями углей и иногда бокситовидных пород) — бейделлитовый.

Указанные отложения распространены почти по всей территории Джезказганской мульды, залегая обычно в эрозионных депрессиях (фиг. 26, 27), но состав их в отдельных участках несколько различный, что, видимо, стоит в связи с различным характером коры выветривания подстилающих пород палеозоя, за счет размыва которых образованы указанные отложения. Нужно заметить, что на территории Джезказганской мульды, сложенной в общем полого залегающими породами среднего и верхнего палеозоя, отмечается мощный покров древней коры выветривания, представляющей собой часто горизонтально-слоистую толщу (50—100 м), которую далеко не всегда можно отличить от осадочных пород мезо-кайнозоя. В связи с этим проведение границы между осадочными породами

джартасской свиты и корой выветривания палеозойских отложений часто настолько затруднительно, что практически они представляют единую элювиально-осадочную толщу и разделить их можно только в случае наличия палеонтологических остатков или по данным минералогического анализа.

В более восточных частях территории (верховья Сарысу от уроч. Каражар до зимовки Передержка 2-я) и на севере у станции Новорудная характер отложений несколько меняется, они становятся более грубообломочными — появляются косо-слоистые, плохо сортированные кварцевые пески, окварцованные песчаники, иногда галечники; характерны бобовые железняки, иногда прослои и линзы опок (станция Новорудная). Несколько меняется и минералогический состав глин. В отличие от гидрослюдисто-каолинового состава глин джартасской свиты, развитой в центральных частях территории Джезказганской мульды, здесь глины приобретают каолиново-бейделлитовый состав. Эта каолиново-бейделлитовая толща дает хорошие обнажения по рч. Куланэспе и Жиделисай, а также по левобережью Сарысу между уроч. Каражар и зимовкой Передержка 2-я.

В. Н. Разумовой (1958) она была выделена в сарысуйскую свиту. Исходя из того, что в полевых условиях выделить эти две свиты практически невозможно и картируются они как единая толща, мы считаем на данном этапе более правильным объединить их в одну свиту, назвав ее жездинской, а джартасскую и сарысуйскую считать подсвитами, выделяя их там, где это возможно. Не исключена возможность, что отложения сарысуйской подсвиты представляют собой песчаную фацию джартасской. На междуречье



Фиг. 25. Выходы отложений жездинской свиты северо-западнее Джезказгана

Жезды—Каракингир жездинская свита имеет как бы двучленное строение. Здесь под отложениями джартасской подсвиты, по данным минералогического анализа, можно выделить еще одну толщу, представленную зеленовато-серыми глинами монтмориллонитового и монтмориллонит-каолинового состава и кварцевыми алевритами с подчиненными прослоями кремнистых глин и алевритов и каолинизированных полимиктовых песчаников.

В песчаных фациях этой толщи присутствуют белые и серовато-белые кварцевые гравелиты и глинистые алевриты с гнездами песчанистого красного железняка и линзами узловатых опоковидных пород и кварцитовидных песчаников. Цемент глинистый, монтмориллонитовый. Для всей описанной толщи характерно присутствие кремневых водорослей и спикул губок. Общая мощность отложений 30—40 м. В обрывах левобережья р. Каракингир описанная толща выходит на поверхность и не перекрывается джартасской подсвитой. По внешнему облику, особенно в тех случаях, когда эта толща не перекрывается отложениями джартасской подсвиты, ее очень трудно отличить от последней. Но монтмориллонитовый состав глин, придающий им слегка зеленоватый оттенок, и наличие кремневых водорослей и спикул губок заставляют нас выделить ее так же, как и сарысуйскую, в ранг «подсвиты» жездинской свиты, хотя то обстоятельство, что она местами подстилает джартасскую подсвиту говорит о возможно несколько более древнем ее возрасте, чем последняя. По месту наиболее широкого распространения указанной подсвиты в низовьях р. Каракингир мы предлагаем назвать ее каракингирской подсвитой.

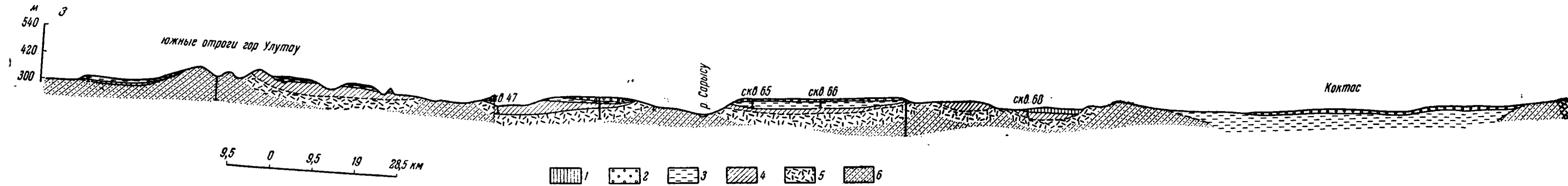
Таким образом, единая жездинская свита на основании данных минералогического анализа может быть разделена на три подсвиты: джартасскую, сарысуйскую, являющуюся, возможно, ее фациальной разновидностью, и каракингирскую, возможно, несколько более древнюю по возрасту. Приведем ряд наиболее характерных разрезов джартасской, сарысуйской и каракингирской подсвит.

Отложения джартасской подсвиты развиты в низовьях р. Жиланды и в среднем течении р. Жезды, вблизи железной дороги, где прослежены рядом скважин, пробуренных геологосъемочными партиями Карагандинского геологического управления. Наиболее хороший разрез устанавливается в скв. 99, расположенной в 18 км к северу от станции Новорудная (Джартасский участок) и в скв. 47, расположенной на правом берегу р. Жезды, в 9 км вниз по течению от станции Жезды. К сожалению, керн скв. 99 плохо сохранился. Схематично здесь может быть установлена следующая последовательность напластования (сверху вниз):

1. 0—55,00 м. Грязно-белые глинистые алевриты с бурыми темно-красными и темно-вишневыми сухими железистыми пятнами и разводами. В темно-красных пятнах местами заметна бобовая структура. Алевриты как бы разрезаны целой сетью мелких трещин, которые замещены бурыми и красными окислами железа и опалом. Среди них попадаются прослои желтовато-зеленоватых песчанистых глин с тонкими красными прожилками. В средней части толщи — прослой светло-серых песчаников, которые также местами приобретают пятнистую окраску, пятна буро-красные или фиолетовые. Ниже песчаники сменяются темно-серыми плотными песчаными однородными глинами, в низах светло-серыми с ржавыми охристыми прожилками.

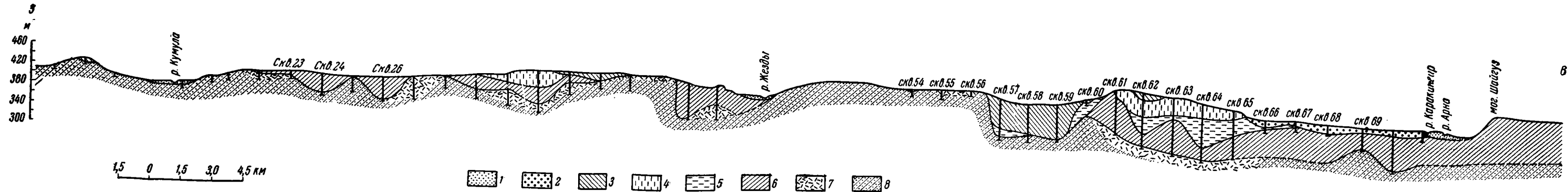
2. 55,00—90,00 м. Сверху опять те же светло-серые и грязно-серые алевриты с охристыми и буро-красными прожилками по трещинам, местами приобретающими розоватую или светло-фиолетовую окраску. Ниже серые с зеленоватым оттенком плотные однородные песчаные глины, внизу — темно-серые, углистые, с остатками обуглившихся кусочков древесины и растительным детритом. В нижней части разреза — мелкозернистые светло-серые кварцевые песчаники с редко рассеянными растительными остатками.

На глубине 90 м скважиной вскрыты серые плотные мергели перми, с поверхности выветренные. Скважина пробурена до глубины 120 м.



Фиг. 26. Геологический разрез от южных отрогов гор Улутау до уроч. Коктас.

1 — верхнеэоплейстоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения; 3 — среднеолигоценовые озерные отложения; 4 — нерасчлененные верхнемеловые — палеогеновые озерно-аллювиальные отложения; 5 — кора выветривания; 6 — палеозойские породы



Фиг. 27. Геологический разрез от р. Кумула до р. Сарысу, к югу
 1 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения I надпойменной террасы; 2 — нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения II надпойменной террасы; 3 — верхнемиоценовые аллювиальные отложения (павлодарская свита); 4 — нижне-среднемиоценовые оверно-аллювиальные отложения

От линии железной дороги Карсакпай—Киягир—Караганда.
 (аральская свита); 5 — среднеолигоценовые озерные отложения (нендерлынская свита); 6 — нерасчлененные верхнемеловые—палеогеновые аллювиальные и оверно-аллювиальные отложения (жездинская свита); 7 — кора выветривания; 8 — палеозойские породы

Разрез джартасской подсвиты, вскрытый скв. 47, представляется в следующем виде. Под аллювиальными четвертичными отложениями, представленными крупнозернистыми бурыми песками мощностью 3 м, обнажаются (сверху вниз):

1. 3,00—5,00 м. Светло-серые песчаные глины.
2. 5,00—13,00 м. Светло-серые, грязно-белые глинистые алевроиты, местами с буро-желтыми и красно-бурыми пятнами.
3. 13,00—28,00 м. Те же глинистые алевроиты с темно-фиолетовыми пятнами и разводами.
4. 28,00—30,00 м. Темно-серые углистые глины.
5. 30,00—41,00 м. Грязно-белые глины с растительными остатками.
6. 41,00—61,00 м. Пестрые глины и алевроитовые песчаники коры выветривания пермских пород.
7. 61,00 м. Темно-серые мергели перми.

Таким образом, мощность отложений джартасской подсвиты достигает здесь уже только 38 м, тогда как в предыдущей скважине она равна 90 м.

Изменение мощности подсвиты зависит от условий ее залегания. Даже из разрезов двух приведенных скважин видно, что указанные отложения залегают с несомненным размывом на подстилающих их более древних отложениях перми. Так, в скв. 99 отложения этой подсвиты лежат непосредственно на серых мергелях перми, а в скв. 47—на толще пермских пород, превращенных в кору выветривания (глины, аргиллиты и алевроитовые песчаники), залегающих стратиграфически выше мергелистой толщи пермских пород.

Интересен разрез скв. 1, расположенный в 15 км к северо-северо-востоку от станции Новорудная, так как здесь среди отложений джартасской подсвиты встречены бокситовидные породы.

Разрез ее следующий (сверху вниз):

1. 0—5,00 м. Пестрые, малиново-розовые каолиновые маркие глины с зеленовато-серыми пятнами.
2. 5,00—55,00 м. Зеленовато-серые плотные комковатые песчаные глины со светло-желтыми пятнами. В нижней части глины переходят в желтые или желто-бурые и белые глинистые слабо слоистые алевроиты с бурыми пятнами.
3. 55,00—64,00 м. Грязно-белые глинистые алевроиты с вишнево-красными и охристыми пятнами.
4. 64,00—77,00 м. Серые или грязно-белые алевроиты с бурыми пятнами, книзу переходят в зеленовато-серые алевроитовые глины.
5. 77,00—81,70 м. Переслаивание зеленых плотных комковатых бейделлитовых глин и бокситовидных пород. Всего прослеживается 3 прослоя глин и 3 прослоя бокситовидных пород. В основании кремнистая яшмовидная галька. Бокситовидные породы имеют следующий состав: Al_2O_3 — 29,9%, SiO_2 — 41%, Fe_2O_3 — 10%.
6. 81,70—93,60 м. Серые углистые глины с обуглившейся древесиной.
7. 93,60—102,00 м. Кора выветривания пермских пород.
8. 102,00 м. Серые мергели перми.

В приводимых ниже разрезах скважин наблюдается двучленное строение жездинской свиты. Здесь под отложениями джартасской подсвиты вскрыты осадки каракингирской подсвиты.

В скв. 106 на левом берегу р. Жезды в 10 км выше устья под толщей аллювия II надпойменной террасы, подстилаемого глинами верхнего миоцена и среднего олигоцена общей мощностью 38,80 м, залегают (сверху вниз):

1. 38,80—49,00 м. Глины пестроцветные, пятнистые с фиолетовыми, вишневыми и малиновыми пятнами (джартасская подсвита).
2. 49,00—79,00 м. Грязно-белые алевроитистые глины и глинистые алевроиты, книзу серые, слабоуглистые, с несколькими прослоями углистых глин и массой растительного детрита с отпечатками листовой флоры, неопределимыми из-за плохой сохранности.

3. 79,00—88,50 м. Песчаные светло-зеленые глины с красными и бурыми сухими железистыми пятнами (каракингирская подсвита).

4. 88,50—101,00 м. Белые кварцевые гравелиты в каолиновом цементе с красно-бурными пятнами, с прослоями железистых песчаников и конгломератов и сливных окварцованных песчаников (каракингирская подсвита).

5. 101,00—104,00 м. Кора выветривания пермских пород — пестрые рассланцованные каолинизированные глины с сохранившейся структурой.

6. 104,00—114,20 м. Темно-серые углистые аргиллиты и мергели перми с прослоем черных кремней. Залегают почти горизонтально. Таким образом, мощность джартасской подсвиты достигает здесь 40,2 м.

В скв. 109, расположенной в 6 км западнее скв. 106, под толщей глинистых отложений верхнего миоцена и среднего олигоцена общей мощностью 30 м залегают (сверху вниз):

1. 30,00—45,00 м. Светло-серые и палевые алевриты и алевритистые глины, местами с редкой кремнистой галькой (джартасская подсвита).

2. 45,00—50,00 м. Буровато-желтые среднезернистые кварцевые пески.

3. 50,00—52,60 м. Белые жирные на ощупь глины с древесной.

4. 52,60—58,40 м. Пепельно-серые песчанистые, углистые глины.

5. 58,40—81,00 м. Алевритистые глины и глинистые алевриты, серые, с углистыми остатками.

6. 81,00—86,40 м. Плотные светло-серые алевриты, внизу интервала плотные глины.

7. 86,40—95,60 м. Аргиллитоподобные грязно-серые глины с гнездами сухих железняков вишневых и бурых оттенков, в нижней части очень плотные опализованные (каракингирская подсвита).

8. 95,60—110,00 м. Кора выветривания пород перми.

9. 110 м. Плотные серые мергели перми.

В скв. 63 в 9 км к северу от скв. 106 на междуречье рек Жезды и Каракингир под толщей глин нижнего миоцена и среднего олигоцена общей мощностью 39,5 м залегают (сверху вниз):

1. 39,50—48,60 м. Грязно-белые алевритовые глины с яркими (красными и желтыми) пятнами марганца и гнездами сухаристых железняков (джартасская подсвита).

2. 48,60—67,00 м. Грязно-белые алевриты, в основании охристо-бурые.

3. 67,00—72,00 м. Плотные однородные серые глины с растительными остатками.

4. 72,00—76,00 м. Грязно-белые алевриты. В основании прослой серых глин мощностью около 0,20 м.

5. 76,00—84,00 м. Серые плотные однородные глины с малиновыми и охристыми пятнами (каракингирская подсвита).

6. 84,00—104,30 м. Шлам.

7. С глубины 104,30 м. Серые плотные мергели перми.

Пыльцевой анализ из темно-серых углистых глин джартасской подсвиты из нижней части разреза (интервал 55—90 м) скв. 99 и из грязно-белых глин нижней части разреза (слой 5) скв. 47, сделанный Е. Д. Заклинской, показал по ее предварительному заключению, что основная масса пыльцы представляет комплекс покрытосемянных растений, видимо, субтропических обитаний. Большая часть микроспор принадлежит к морфологической группе экваториально-трехпоровых и меридионально трехбороздно-апертурных видов. В большинстве своем это различные виды большого числа родов следующих семейств: Sapindaceae, Rubiaceae, Myricaceae, Moraceae, Myrtaceae, Santalaceae, Elaeagnaceae, Anacardiaceae, Simarubaceae, Oleaceae, Meliaceae, и др.

Значительное участие принимает пыльца растений из сем. Betulaceae (*Ostrya*, *Corylus*, *Carpinus*) Oleaceae, Anacardiaceae, (род *Pistacea* и др.). Небольшая примесь однодольных растений (*Palmae*, *Liliaceae*), голосемянных (*Podocarpus* и *Dacrydium*) и единичные находки спор *Gleichenia* и *Selaginella*. По мнению Е. Д. Заклинской, общий

облик этих спектров имеет некоторое сходство со спектрами из бокситоносной толщи уроч. Амангельды (восточный борт Тургайской депрессии), которые, по мнению той же Е. Д. Заклинской, относятся по возрасту к самым низам палеогена или самым верхам мела.

Указанная бокситоносная толща, развитая на восточном склоне Тургайского прогиба, была выделена В. Н. Разумовой (1956) в так называемую аркалыкскую свиту. Бокситорудные отложения выполняют здесь эрозийные депрессии, погребенные под миоценовыми отложениями. Они представлены белыми, цветными и пятнистоокрашенными каолиновыми глинами с линзами бокситов, красных глиноземистых железняков, огнеупорных глин и иногда прослоями кварцевых песков и углистых глин. Мощность их в глубоких депрессиях достигает 80—100 м. Для пыльцевых спектров аркалыкской свиты из района верховьев р. Ашитастьтургай характерно обилие пыльцы растений типа миртовых (до 70%) и присутствие древних экзотических папоротников (*Gleichenia*, *Cyathea*); вместе с ними встречаются и такие растения умеренной зоны, как *Carpinus*, *Acer*, *Corylus* и др. Такой состав пыльцевых спектров аркалыкской свиты позволяет Е. Д. Заклинской (1955) и З. К. Жученко относить ее к низам палеогена; В. И. Барбашинова (1954) и Е. П. Бойцова (1957) считают возраст этой свиты верхнемеловым. Единичные обломки древесины, найденные в аркалыкской свите, по определению А. Л. Ларищева (1956), принадлежат *Podocarpoxylon* cf. *Severzovi* (Merckl.) Jagm. и *Taxodioxydon* cf. *distichum* (Merckl.) Jagm., которые, по его мнению, указывают на нижнепалеогеновый возраст вмещающих их отложений. Е. П. Бойцова (1957), исходя из того обстоятельства, что пыльцевой спектр из отложений аркалыкской свиты чрезвычайно сходен с таковым из верхних горизонтов аятской свиты (район долины р. Аят), содержащей морскую фауну туронского возраста, считает возраст указанных бокситорудных отложений Амангельдинского района также туронским или турон-сантонским. Этому же мнению придерживаются также Н. К. Овечкин и Д. Д. Топорков (1958).

В последней сводке И. В. Орлова, З. К. Жученко и М. А. Кальменева (1955) сделана попытка на основе палинологических данных разделить аркалыкскую свиту на три пакки: подрудную, которая отнесена к верхам датского яруса, бокситовую — палеоцен — низы эоцена и надрудную — верхний эоцен — нижний олигоцен (аналог чеганской свиты). Такой же точки зрения в настоящее время придерживаются А. Н. Волков, Б. А. Тюрин и А. Г. Бер.

Из слоев серых глин с углистыми остатками той же джартаасской подсвиты, вскрытых в приведенных выше скважинах 106, 109 и 63, Е. Д. Заклинской также были проделаны пыльцевые анализы. По предварительному ее заключению, характер пыльцы из отложений этих скважин отличается от такового, описанного из скважин 99 и 47. Пыльцевые спектры из слоев серых глин скважин 106, 109 и 63, характеризуются, по заключению Е. Д. Заклинской, значительным участием различных видов рода *Alnus* [*A. tetraporina* sp. nov. (pollen), *A. pentaporina* sp. nov. (pollen), *A. mermorata* sp. nov. (pollen), *A. hexaporina* sp. nov. (pollen), *A. parva* sp. nov. (pollen) и т. д.]. При этом в образце из скв. № 63 участие пыльцы из рода *Alnus* достигает 70% от общего числа сосчитанных зерен. Помимо пыльцы рода *Alnus*, в спектрах наблюдается большое разнообразие видов семейств *Malpigiaceae*, *Aquifoliaceae*, *Hamamelidaceae*, *Rhamnaceae*, *Araliaceae*, *Myrtaceae*, *Urbicaceae*, *Rutaceae*, *Rubiaceae*, *Cornaceae*, *Simarubaceae*, *Umbelliferae*, *Leguminosae*, *Pittosporaceae*, *Celastraceae*, *Nyssaceae* и многих родов, которые еще мало изучены, но принадлежность которых к флорам южного полушария, по мнению Е. Д. Заклинской, бесспорна.

Е. Д. Заклинская считает, что описанные спектры скорее всего относятся к олигоценовому возрасту, когда голарктические элементы были представлены довольно широко. Следовательно, по ее мнению, описанные отложения являются континентальными аналогами чеганской свиты. Отличие спектров из континентальных отложений от спектров морских выражается в процентном соотношении компонентов и в некотором видовом различии форм. Е. Д. Заклинская считает, что, кроме выделенных ею двух флористических комплексов (нижнепалеогенового и олигоценового), можно выделить еще один, промежуточный флористический комплекс, отвечающий по возрасту верхнему эоцену, т. е. принадлежащий отложениям, являющимся континентальными аналогами саксаульской свиты. Спектры эти выделены ею из углистых глин, вскрытых скважинами 49, 50 и 85 Маманской партии. Характер отложений, вскрываемых этими скважинами, не отличим от отложений джартасской подсвиты. Это те же грязно-белые алевроиты с темно-красными, вишневыми, и бурыми железистыми пятнами и гнездами сухих железняков, серые углистые глины с растительными остатками, а местами кварцевые пески и гравелиты. По минералогическому составу отложения эти аналогичны джартасской подсвите.

Для характеристики их приведем разрез скв. 50, расположенной в 8 км к юго-западу от Джезказгана. Здесь под толщей бурых крупнозернистых гравелистых песков с галькой мощностью 10 м, представляющих собой четвертичный аллювий, залегают:

1. 10,00—31,00 м. Грязно-белые глинистые алевроиты с темно-красными и охристыми сухими пятнами.
2. 31,00—39,60 м. Темно-серые пластичные глины, с прослойками угля и обуглившейся древесиной.
3. 39,60—54,40 м. Грязно-белые глинистые алевроиты с яркими желтыми и темно-красными пятнами.
4. 54,40—70,00 м. Белые песчаные глины с малиновыми и красными пятнами, в нижней части красные с белыми пятнами (кора выветривания пород карбона).
5. 70,00—100,00 м. Малиново-красные кварцевые алевроитовые песчаники с прожилками кальцита (жиделисайская свита карбона).

Пыльцевой анализ темно-серых глин слоя 2 из описанной скважины и из аналогичных глин скважин 49 и 85, проделанный Е. Д. Заклинской, показал, что спектры представлены в основном пылью покрытосемянных растений, но участие голосемянных больше, чем в джартасской подсвите. Здесь мы встречаем значительное число видов семейств *Cupressaceae*, *Taxaceae*, *Taxodiaceae* (?), *Cuscadaceae*; роды *Picea*, *Pinus*, *Podocarpus*, *Cunninghamia*, *Sequoia*.

Комплекс пыльцы покрытосемянных чрезвычайно разнообразен, но совершенно лишен представителей тех видов, которые характерны для верхнемеловых (маастрихт) и нижнетретичных (дат-палеоцен) отложений. Своеобразный по сочетанию и разнообразный спектр покрытосемянных представлен в основном различными видами родов *Ilex*, *Liquidambar*, *Rhus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Celtis* и семейств *Agaliaceae*, *Centianaceae*, *Rutaceae*, *Sixifragaceae*, *Betulaceae*, (несколько видов *Betula*), *Myrtaceae*, *Umbelliferae*, *Chenopodiaceae*, *Euphorbiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Labiatae* (*Phyllostegia*), *Lobeliaceae*, *Proteaceae*, *Simarabaceae*, *Cruciferae*, *Gramineae*, *Myricaceae*, *Compositae* и др.

Большое число пыльцы родов, принадлежащих к семействам *Umbelliferae*, *Euphorbiaceae*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, заставляет Е. Д. Заклинскую предполагать, что в растительном покрове участвовало значительное число ксерофитов, возможно травянистых, характерных для открытых ландшафтов. Это приводит ее к заключению,

что облесенность была островного порядка. По предварительным данным Е.Д. Заклинская склонна относить указанные спектры к типу верхнеэоценовых, выделенных ею из отложений саксаульской и тасаранской свит. Однако она не считает их тождественными верхнеэоценовым, так как они отличаются от последних особым обилием пыльцы кустарниковых форм, при очень скромном участии голосемянных и при полном отсутствии спор.

Т. В. Погодаева, проводившая пыльцевые анализы из того же слоя темно-серых глин с растительными остатками (скв. 50), пришла к выводу о возможности сопоставить эти отложения с чеганской свитой, т. е. о верхнеэоценовом — нижнеолигоценовом их возрасте. К тем же выводам она пришла, анализируя образцы из ряда других скважин (65, 49, 266, 92, 88), часть которых Е.Д. Заклинская относит к промежуточной группе верхнеэоценового возраста, описанной нами выше, а часть — к типичной джартаасской подсвите.

Т.В. Погодаева приходит к заключению, что во всех шести образцах выделен однотипный спорово-пыльцевой комплекс, лишь с небольшими изменениями во флористическом составе. Для комплекса характерно:

Состав спор (в %):

<i>Polypodiaceae</i>	1,5—6,0
<i>Cyathea</i> sp.	0,5—1,0
<i>Schizazaea</i> aff. <i>doroganensis</i>	0,5
<i>Ligodium</i> sp.	1,0
<i>Adiantum</i> sp.	1,0
<i>Stenozonotriletes</i> sp.	2,0
Неопределенные	4,5

Состав пыльцы голосемянных

<i>Pinaceae</i>	
<i>Pinus</i> sect. <i>Taeda</i> Spach.	1,0—4,0
<i>P.</i> sect. <i>Cembrae</i> Spach.	1,0—9,0
<i>P.</i> sect. <i>Eupitys</i> Spach.	2,0—6,0
<i>P.</i> sect. <i>Pseudostrobus</i> Endl.	1,5
<i>P.</i> sb. gen. <i>Haploxyylon</i>	1,0—3,0
<i>P.</i> sb. gen. <i>Diploxyylon</i>	1,0
<i>P.</i> sp.	1,0
<i>P.</i> sp.	0,5—1,0
<i>Cedrus</i> sp.	1,0
<i>Abies</i> sp.	1,0
<i>Taxodiaceae</i>	
<i>Taxodium</i> sp.	0,5—1,5
<i>Cupressaceae</i>	0,5—1,0
Неопределенные типа	
<i>Psophosphaera</i>	0,5

Состав пыльцы покрытосемянных

<i>Palmae</i>	1,0
<i>Salicaceae</i>	1,0
<i>Myricaceae</i>	
<i>Myrica</i> sp.	3,5
<i>Juglandaceae</i>	
<i>Juglans</i> sp.	0,5—5,0
<i>Carya</i> sp.	0,5—1,0
<i>Pterocarya</i> sp.	0,5—1,0
<i>Betulaceae</i>	
<i>Betula</i> sp.	1,0—2,0

<i>Alnus</i> sp.	0,5—2,
<i>A. tetraporina</i> Zakl. (pollen)	1,0—7,
<i>A. pentaporina</i> Zakl. (pollen)	0,5—4,0
<i>Corylus</i> sp.	0,5
<i>Ostrya</i> sp.	1,0—5,5
<i>Carpinus</i> sp.	0,5—1,0
<i>Fagaceae</i>	
<i>Quercus</i> aff. <i>robur</i> L.	0,5
<i>Q. aff. longifolia</i> C. Koch.	0,5
<i>Q. aff. castaneifolia</i> C. A. M.	2,5
aff. <i>Quercus</i>	1,5—26,0
<i>Fagus</i> sp.	0,5—3,0
<i>Pasania</i> sp.	1,0
<i>Castanea</i> sp.	1,0—3,5
<i>Protoquercus</i> Bolch. (pollen)	7,0
<i>Ulmaceae</i>	
<i>Ulmus</i> sp.	0,5
<i>Proteaceae</i>	1,0
<i>Chenopodiaceae</i>	1,0
<i>Lauraceae</i>	
<i>Laurus</i> sp.	1,0
<i>Magnoliaceae</i>	
<i>Magnolia</i> sp.	0,5—1,0
<i>Cruciferae</i>	2,0
<i>Platanaceae</i>	
<i>Platanus</i> sp.	0,5
<i>Chamaelidaceae</i>	
<i>Liquidambar</i> sp.	0,5—1,0
<i>Sapindaceae</i>	1,5
<i>Aceraceae</i>	
<i>Acer</i> sp.	0,5—3,0
<i>Anacardiaceae</i>	
<i>Rhus</i> sp.	2,5—21,5
<i>Cotinus</i> sp.	4,0—9,5
<i>Aquifoliaceae</i>	
<i>Ilex</i> sp.	0,5—6,0
<i>Staphyleaceae</i>	13,0—32,0
<i>Tiliaceae</i>	
<i>Tilia</i> sp.	6,0—11,0
<i>Sterculiaceae</i>	3,5—14,0
<i>Myrtaceae</i>	0,5—1,0

<i>Ericaceae</i>	1,0—1,5
<i>Sapotaceae</i>	5,5—14,0
<i>Oleaceae</i>	
<i>Fraxinus</i> sp.	3,0—30,0

<i>Compositae</i>	
<i>Artemisia</i> sp.	1,0
Неопределенные трехбороздные формы	
мелких размеров	9,0—19,5

Вышеприведенный спорово-пыльцевой комплекс характеризует чрезвычайно своеобразное сочетание различных экологических группировок. Здесь мы встречаем одновременно:

1. Пыльцу жестколистных и вечнозеленых растений, обычную для спектров эоцена (*Sapindus*, *Palmae*, *Sterculiaceae*, *Myricaceae*, *Myrtaceae*, *Proteaceae*);

2. Пыльцу растений мезофильного умеренного комплекса с небольшим участием сережкоцветных (*Juglandaceae*, *Pterocarya*, *Acer*, *Ulmus*, *Platanus*, *Fraxinus*, *Liquidambar*, *Quercus*, *Alnus*, *Betula*, *Ostrya*, *Tilia*, *Salix*);

3. Пыльцу влаголюбивого растения *Taxodium*;

4. Пыльцу ксерофильных представителей субтропических широт (*Sapotaceae*, *Staphyleaceae*, *Rhus*, *Cotinus* и др.).

Такой пестрый состав выделенного спорово-пыльцевого комплекса может свидетельствовать о наличии разнообразных типов растительных сообществ, которые могли формироваться одновременно в условиях необычайно своеобразных, являющихся, по-видимому, одной из особенностей истории развития третичной растительности Центрального Казахстана.

Сравнивая данный спорово-пыльцевой комплекс с третичными комплексами, выделенными Е. Д. Заклинской в Северном Прииртышье, и с комплексами, выделенными А. А. Чигуряевой в Приаралье из отложений соответствующих чеганской свите, Т. В. Погодаева обнаружила между ними большое сходство. Последнее дает ей основание считать выделенный спорово-пыльцевой комплекс близким к двум вышеописанным комплексам. На основании этого возраст исследуемых отложений она датирует как верхний эоцен — нижний олигоцен.

Нам кажется правильной мысль, высказанная Т. В. Погодаевой, о наличии разнообразных типов растительных сообществ во время формирования описанных отложений, которые могли образовываться одновременно, и, таким образом, считать возраст отложений, охарактеризованных, по Е. Д. Заклинской, различными типами спектров, более или менее одновременными, объединяя их в жездинскую свиту; только возраст этой свиты, по нашему мнению, нужно относить не к эоцену — нижнему олигоцену, а считать его низами палеогена — верхами мела.

К сожалению, у нас нет данных о характере пыльцевых спектров из отложений сарысуйской и каракингирской подсвит, но общий близкий облик их отложений и невозможность выделения их в полевых условиях заставляет нас, как это было уже указано выше, считать их разновозрастными с джартасской подсвитой.

Для подтверждения нашего мнения о близком облике этих отложений с отложениями джартасской подсвиты приведем ряд конкретных разрезов. Сарысуйская подсвита лучше всего обнажена в левобережных обрывах Сарысу. Разрезы ее следующие.

На левом берегу Сарысу, в 12 км к юго-западу от бугра Басуйнак, под красными глинами кендерлыкской свиты среднего олигоцена мощностью 10 м залегают светлые, желтовато-зеленоватые мягкие тонкозернистые пески мощностью 15 м, являющиеся, по-видимому, прибрежной фацией морских нижнеолигоценовых отложений (чеганская свита). Ниже лежат осадки сарысуйской подсвиты, представленные пестроцветной толщей грязно-белых каменистых алевроитов с пятнами вишневых и бурых железняков. По простиранию алевроиты переходят в белые кварцевые песчаники

и конгломераты, местами сильно ожелезненные и превращенные в железистые конгломераты. Мощность их до 10 м.

На том же левом берегу Сарысу, в 6 км к югу от бугра Басуйнак, в размытом коренном берегу можно видеть, что красные глины кендерлыкской свиты и подстилающие их пески чеганской свиты выклиниваются и с поверхности непосредственно обнажаются осадки сарысуйской подсвиты, представленной толщей светло-серых алевроитов, песков и кварцевых гравелитов с малиновыми, бурыми и вишневыми пятнами. Местами породы толщи сцементированы в кремнистые песчаники. Ниже залегают белые глины с гнездами каменистых железняков, а под ними вновь гравелиты, железистые песчаники и конгломераты. Процесс ожелезнения захватывает и подстилающие образования коры выветривания.

На юго-западном склоне бугра Басуйнак можно наблюдать обнажение кремнистого и кварцевого галечника сарысуйской подсвиты, залегающего среди белой каолиноподобной глинистой массы. Гальки сильно выветрены, даже кварцевые их разности расслаиваются на отдельные плоскости, присыпанные тонкой, мучнистой кремневой мукой (маршаллит). Встречаются гальки неустойчивых пород, превращенные в глину. Видимая мощность этой выветрелой толщи галечников 0,5 м. Залегают они на пестроцветных глинах коры выветривания карбона мощностью около 5 м. Внизу склона обнажаются выветрелые белые легкие кремнистые породы палеозоя (карбон?) с ржавыми полосами и разводами, представляющие собой уже корни коры выветривания. Создается впечатление, что в описываемом обнажении вся толща превращена в кору выветривания одновременно. Возраст этой коры выветривания датируется, таким образом, не древнее, чем верхи мела — низы палеогена.

К той же сарысуйской подсвите относятся и отложения, обнажающиеся в склоне сопки у станции Новорудной по дороге к г. Кингир. Представлены они песчано-каолиновой толщей, вмещающей прослойки опоконидных и кварцитовидных песчаников и линзы красных бобовых железняков.

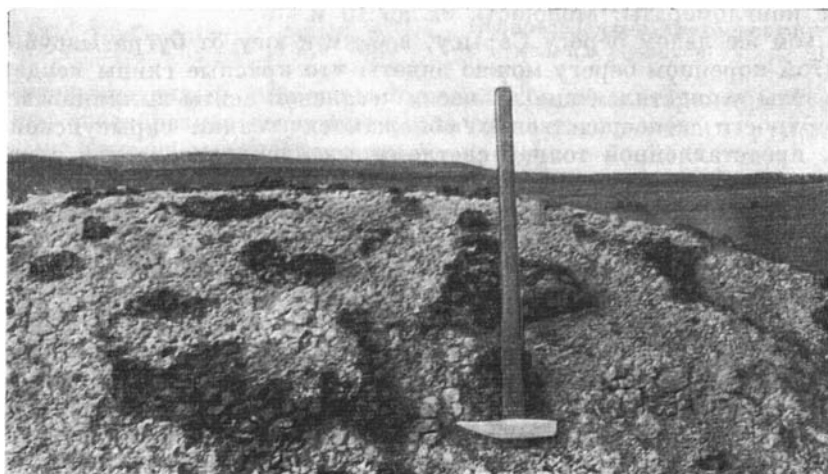
На участке верхнего течения Сарысу, примерно от могилы Кабаркул и выше, в обнажениях появляются породы, по внешнему облику не отличающиеся от сарысуйской подсвиты, но по данным минералогического анализа относящиеся уже к каракингирской подсвите.

Разрез левого берега Сарысу у могилы Кабаркул следующий (сверху вниз):

Мощность, м.

- | | |
|--|----|
| 1. Грязно-белые алевроиты с включением мелких зерен кварца, в верхней части с малиновыми и бурыми бобовыми железняками и железистыми пятнами. Местами эти ожелезненные алевроиты превращены в пестрые окварцованные песчаники (фиг. 28). | 3 |
| 2. Окварцованные пестрые песчаники с включением гравия, переходящие в низах разреза в плотные кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Местами они опализованы и напоминают по внешнему виду опоки | 10 |
| 3. Зеленовато-серые плотные, восковидные монтмориллонитовые глины, мелкокомковатые, с бурыми пятнами ожелезнения и горизонтальным омарганцеванием, видимая мощность | 2 |

Каракингирская подсвита прекрасно обнажена по левому берегу р. Каракингир от устья и выше по течению. На левом берегу р. Каракингир у могилы Балган-Она под толщей переслаивающихся тонких белых и ожелезненных кварцевых песков с редкой кварцевой галькой и зелено-серых слоистых глин общей мощностью 17 м, которые мы относим к прибрежно-морским осадкам нижнего олигоцена (чеганская свита), залегают толщи переслаивающихся грязно-белых песчаных глин с гнездами сухих бурых железняков, алевроитов и гравелитов каракингирской подсвиты видимой мощностью 10 м.



Фиг. 28. Грязно-белые алевриты каракингирской подсвиты с включениями малиновых и бурых железняков в долине р. Сарысу, у могилы Кабаркул

Осадки этой же подсвиты обнажаются и на левом берегу р. Каракингир у дороги с зимовки Передержка 2-я на Кингир под могилой. Здесь под толщей тонкозернистых мягких песков и мелких кварцевых галечников мощностью 7—8 м, условно относимых нами к прибрежно-морским отложениям палеогена, залегают:

	Мощность, м
1. Грязно-серые алевриты, пятнисто окрашенные в малиновые и бурые тона	4,0
2. Уплотненные грязно-белые алевриты, в нижней части с линзами гравелитов	6,0
3. Зеленовато-серые плотные монтмориллонитовые глины с ореховидной отдельностью, видимая мощность	1,0

Примерно тот же разрез прослеживается и в ряде других обнажений вверх по течению р. Каракингир.

Хорошие разрезы каракингирской подсвиты вскрываются в ряде скважин, где ее отложения обычно подстилают отложения джартасской подсвиты. Они отличаются от последней зеленовато-серым оттенком основной массы глин и, как это уже было указано выше, монтмориллонитовым и монтмориллонит-каолиновым их составом.

Приведем для примера разрез скв. 83, расположенной на II надпойменной террасе р. Каракингир в 7 км к юго-востоку от Джезказгана. Здесь отложения каракингирской подсвиты залегают непосредственно под аллювием II надпойменной террасы, мощность которого 34 м. Они представлены следующим чередованием пород (сверху вниз):

1. 34,00—35,50 м. Грязно-белая песчаная глина с зернами кварца.
2. 35,50—44,00 м. Плотные каменистые грязно-белые алевриты с темно-красными и охристыми пятнами.
3. 44,00—53,60 м. Шлам.
4. 53,60—54,00 м. Плотные окварцованные среднезернистые песчаники.
5. 54,00—57,00 м. Плотные каменистые светло-серые алевриты с желтыми и бурыми железистыми пятнами.
6. 57,00—58,00 м. Плотно сцементированные окварцованные среднезернистые песчаники.

7. 58,00—62,00 м. Толща переслаивающихся плотных светлых желтовато-серых глин, среднезернистых окварцованных песчаников и алевроитов с охристыми пятнами.
8. 62,00—66,30 м. Плотные светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники, пятнисто окрашенные в малиновые и бурые тона.

На этой глубине скважина остановлена, не дойдя до коренных пород. В других скважинах, как, например, в описанной нами выше скв. 63, расположенной на междуречье Жезды и Каракингир, вскрывается полный разрез жездинской свиты, сверху представленной отложениями джартасской подсвиты, а в нижней части — каракингирской. Аналогичные разрезы наблюдаются и в ряде других скважин, расположенных на междуречье указанных рек. Из приведенных разрезов отложений джартасской, сарысуйской и каракингирской подсвит можно видеть, что по внешнему облику различить их очень трудно. В сарысуйской подсвите лишь иногда отмечается более грубообломочный состав, наличие песчаников, гравелистов и галечников. Возможно, она является русловой фацией джартасской подсвиты. Каракингирская подсвита отличается наличием зеленовато-серых монтмориллонитовых глин, а также присутствием в ее отложениях кремневых водорослей и спикул губок. Часто она подстилает отложения джартасской подсвиты.

Исходя из всего изложенного, мы не можем на данном этапе, как уже было сказано, разделить эти отложения по возрасту и объединяем их в одну жездинскую свиту. Нужно отметить, что не исключена возможность более древнего возраста каракингирской подсвиты, по сравнению с сарысуйской и джартасской. Если это так, то встает вопрос, каков же возраст жездинской свиты? Анализ имеющихся палинологических данных может указать лишь нижний и верхний возрастной предел отложений указанной свиты (от верхнего мела до нижнего олигоцена включительно).

На современном уровне наших знаний может быть было бы и правильным считать всю толщу отложений описанной нами жездинской свиты и ее подсвит континентальными аналогами морских палеогеновых осадков, развитых к югу и к северу от описанной территории, т. е. в пределах Чу-Сарысуйской и Тенгизской депрессий. Таким образом, нужно было бы считать их возраст в пределах от самых верхов мела — низов палеогена до нижнего олигоцена включительно. Некоторое сомнение в возможности такой датировки вносит лишь то обстоятельство, что в ряде естественных разрезов на отрезке среднего течения Сарысу от уроч. Каражар до зимовки Передержка 2-я и нижнего течения р. Каракингир, отложения эти перекрываются толщей мягких тонкозернистых песков и листоватых глин, по-видимому, относящихся к прибрежно-морским палеогеновым отложениям нижнеолигоценового времени (чеганская свита). Это обстоятельство позволяет, во-первых, поставить под сомнение нижнеолигоценовый возраст хотя бы части описанных отложений, что было предложено, правда в предварительном заключении, Е. Д. Заклинской, а во-вторых, считать отложения жездинской свиты континентальными аналогами более древних, чем чеганская свита, морских осадков. Поэтому на данном уровне наших знаний мы считаем наиболее правильным относить возраст осадков жездинской свиты к самым верхам мела — низам палеогена до верхнего эоцена, обозначая ее индексом Cg_2-Pg_{1-2} .

Последние данные Е. Д. Заклинской привели ее примерно к таким же выводам. Проведенные ею пыльцевые анализы из палеонтологически охарактеризованных верхнемеловых и дат-палеоценовых отложений, а также дополнительные пыльцевые анализы из отложений джартасской подсвиты различных скважин, показали, что общим для всех полученных спектров из отложений джартасской подсвиты является абсолютное преобладание пыльцы покрытосемянных растений (40—90%); подчиненное (за редким

исключением) количество пыльцы голосемянных (10—40%) и малое содержание спор. Флора представлена ассоциациями, состоящими преимущественно из покрытосемянных растений.

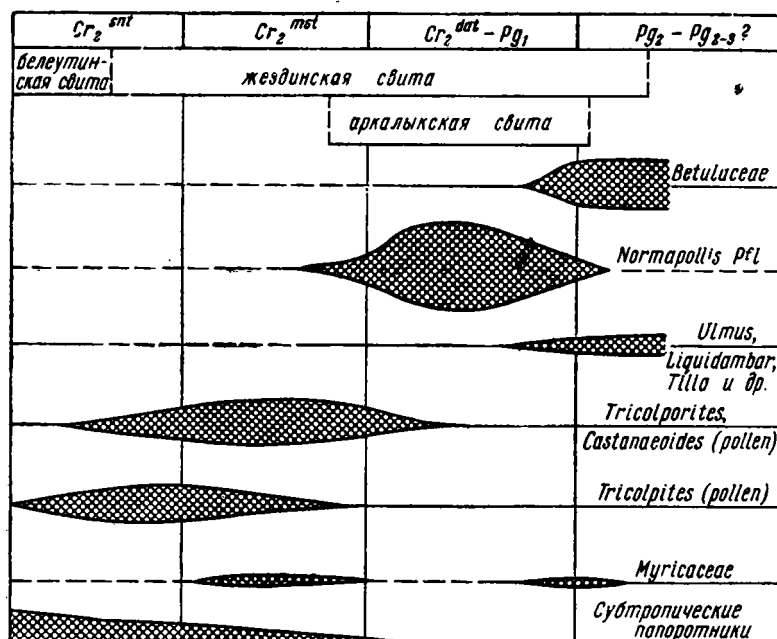
Состав компонентов, слагающих спектры, в общем сильно разнообразен и не совсем обычен для известных нам верхнемеловых или нижнетретичных флор Казахстана, что сильно затрудняет их сопоставление. По мнению Е. Д. Заклинской, можно выделить три группы спектров из отложений джартаасской подсыты.

Первый (скважины 63, 85, 108, 23), в котором содержание сережкоцветных составляет 25—50% от общей суммы покрытосемянных (различные виды родов *Alnus* и *Betula*). Участие пыльцы широколиственных листопадных пород здесь достигает 5—15% (роды *Ulmus*, *Acer*, *Quercus*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Juglans*), голосемянные не превышают 10—15%. Среди них обычны роды *Pinus* из секции *Cembrae*, *Pseudostrobus* и *Taeda* и роды *Podocarpus* (*P. selloviformis* Z a k l., *P. andiniiformis* Z a k l. и др.). Иногда встречаются обильные папоротники рода *Coniopteris* и значительное число видов *Podocarpus* (*P. decoda* B o l s c h., *P. cretacea* B o l s c h. и др.), которые известны из меловых отложений Казахстана и Сибири. Здесь же отмечены находки единичных зерен *Cytonica* (мезозойский род, не принимающий обычно участия в третичной флоре). За исключением этих последних, остальные роды из пыльцевых спектров этой группы являются представителями третичной флоры.

Из аналогичных по внешнему виду отложений той же джартаасской подсыты (скважины 106, 109, 50, 49 и 105) обнаружены спектры иного состава, довольно резко отличные от группы спектров, охарактеризованных выше. Здесь почти нацело отсутствуют споры папоротников, мхов и плаунов, а покрытосемянные представлены в основном пыльцой трехбороздного и трехбороздно-порового строения, условно относимого к формальному виду *Tricolporina*, *Castaneaoides* по чисто морфологическому сходству ее с видами пыльцы *Castanea* и подобных ей (от 35 до 85%). Комплекс широколиственных пород представлен в основном различными видами *Castanea*, *Quercus*, преобладает *Castanea* с незначительной примесью в виде единичных зерен пыльцы таких родов как *Tilia* и *Ulmus*. Для этой группы спектров характерно постоянное участие пыльцы триэкстрапоратного строения, относимой Пфлугом к группе *Normapollis* P f l. и широко представленных в дат-палеоценовых отложениях Казахстана и Сибири. Участие в данной группе спектров пыльцы *Cytonia*, *Trochodendraceae*, *Cercidiphyllum* и *Menispermaceae*, характерных для спектров верхнемеловых (кампан, маастрихт) и отчасти нижнепалеогеновых (дат-палеоцен) отложений, заставляет Е. Д. Заклинскую относить эту группу спектров к самым верхам верхнего мела или к самым низам палеогена. Некоторое отличие их от типичных нижнепалеогеновых спектров (Амангельды, Западная Сибирь, Чулым-Енисейская депрессия) заключается по существу не в качественной, а в количественной характеристике (различное процентное содержание пыльцы видов группы *Normapollis*).

Третья группа спектров, вернее, комплексов пыльцы и спор, так как процентные соотношения выяснить не удалось ввиду малой насыщенности проб пыльцой, относится к скважинам 99 и 47, где из углисто-глинистых пород выделено сравнительно небольшое число зерен пыльцы покрытосемянных, представленных в основном видами родов *Trudopollis* P f l., *Nudopollis* P f l., *Basopollis* P f l. и др., принадлежащих к классу покрытосемянных и неопределимых по естественной системе. Эта группа форм пыльцы является руководящей для палеоценовых и дат-палеоценовых отложений, что установлено по аналогии с отложениями так называ-

емой талицкой свиты в Западной Сибири, мурожинской свиты на Енисейском кряже, палеоцена восточного склона Урала и датированного макрофауной палеоцена на юге Европейской части СССР. В данных спектрах отсутствуют представители верхнемеловой флоры с *Menispermaceae* и *Cytopia*; отсутствует и пыльца рода *Alnus*, но сем. *Betulaceae* представлено несколькими видами (*Carpinus*, *Ostrya* и *Betula*). Примесь широколиственных пород незначительна (всего 5—6%), причем в основном это пыльца *Castanea*, *Pasania* и *Ostrya*.



Фиг. 29. Примерная схема распределения основных руководящих групп компонентов спектров в отложениях белеутинской, жездинской и аркалыкской свит. Составила Е. Д. Заклинская

Таким образом, суммируя изложенные данные, Е. Д. Заклинская приходит к выводу, что накопление джартаасской подсвиты (а по нашему мнению и всей жездинской свиты, поскольку остальные подсвиты, входящие в ее состав, являющиеся, видимо, ее фаціальными разновидностями) началось еще в верхнем мелу (кампан-маастрихт) и продолжалось почти до нижнего олигоцена.

Соотношение ее с белеутинской свитой верхнего мела и аркалыкской бокситоносной свитой дат-палеоцена представлено на прилагаемой схеме (фиг. 29), составленной Е. Д. Заклинской.

Значительное внимание аналогичным отложениям уделил в своей последней монографии В. В. Лавров (1957), который считал их континентальными эквивалентами морских эоценовых отложений. Остановимся более подробно на взглядах В. В. Лаврова по данному вопросу, так как выводы его во многом расходятся с нашими. Континентальных образований палеоценового и нижнеолигоценового возраста на Урале и на Казахском нагорье В. В. Лавров не находит. К континентальному эоцену на Урале он относит кремнистые песчаники с обильными пустотами — отпечатками растительных остатков, принадлежащих вечнозеленой ксерофильной флоре. На Казахском нагорье континентальными аналогами морских эоценовых

отложений В. В. Лавров считает широко развитые кремнистые образования, а также углисто-бокситовые толщи, приуроченные к депрессиям древнего рельефа и наиболее известные в Акмолинском районе и у западной окраины Казахского нагорья. Кремнистые породы залегают на размытой выровненной поверхности коры выветривания и представлены плотными сливными кварцитовидными песчаниками, которые автор относит к эоцену, основываясь на абсолютном тождестве их с эоценовыми окварцованными песчаниками Урала. Выше мы отмечали, что указанные окварцованные песчаники встречаются в различных стратиграфических горизонтах от нижней юры до верхнего олигоцена включительно, поэтому нельзя все их считать эоценовыми, как это делает В. В. Лавров.

Углисто-бокситовые породы, относимые В. В. Лавровым к тому же эоценовому возрасту, соответствуют отложениям выделенной нами жездинской свиты. Как уже было указано выше, возраст этих отложений в настоящее время может быть определен лишь в широких пределах от верхнего мела до верхнего эоцена. Во всяком случае, считать их только эоценовыми нет оснований.

Мы не можем признать правильными и выводы В. В. Лаврова о накоплении бокситовых пород в обстановке засушливого и жаркого климата. Этому противоречит совместное нахождение бокситов и углей. Кроме того, толща вмещающих бокситы отложений совершенно лишена карбонатов, обычно отсутствует гипс. Пыльцевые спектры содержат, наряду с миртовыми и протейными, которые В. В. Лавров считает показателями ксерофитной флоры, также березу, ольху, лещину, из хвойных — сосну, подокарпусы и др. Сем. *M u r t a c e a e* также нельзя считать показателем пустынности климата, так как представители его произрастают в настоящее время во влажных субтропиках.

Правда, В. В. Лавров приходит к выводу о непостоянной засушливости климата эоцена, сменяющейся периодами обильных дождей. Он указывает, что в засуху происходило засоление почво-грунтов и образование солонцов, в сезоны дождей — их промывание. Все это нужно ему для того, чтобы защитить так называемую щелочную теорию происхождения бокситов (в условиях щелочного выветривания). Но даже если признавать возможность происхождения бокситов в аридном климате в условиях сезонной смены засушливых и дождливых периодов, то и тут автору трудно свести концы с концами. Прежде всего потому, что в течение дождливого периода будут выноситься все основания K , Na , Ca , Mg и значительная часть SiO_2 ; Al_2O_3 и Fe_2O_3 как слабо подвижные компоненты и часть SiO_2 останутся. Какое же здесь может быть засоление почвы в сухое время, когда все соли выносятся из почвы в дождливый период. И если бы даже они скопились, то в последующий дождливый период они были бы вымыты, а образование солонцов требует многолетнего накопления солей, когда аккумуляция солей ежегодно превышает их вымывание. Поэтому теория образования солонцов сама по себе в данном случае вызывает сомнение.

Автор считает неоспоримыми факты, свидетельствующие об аридности климата во время бокситообразования. Действительно ли это «факты»? Автор оперирует несколькими данными о растворимости Al и SiO_2 в щелочных растворах. На самом деле положение иное. И. И. Гинзбург считает, что в условиях щелочного выветривания и повышенной концентрации SiO_2 в грунтовом растворе образуется монтмориллонит, при несколько пониженной концентрации SiO_2 — каолинит, а при ничтожной концентрации — гиббсид. Таким образом, концентрации или разбавлению раствора способствует количество дренируемой воды. Чем больше воды протекает через выветривающуюся породу, тем больше SiO_2 удаляется из нее, чем меньше — тем больше шансов на образование монтморилло-

нита. Следовательно, дело не в щелочности раствора, а в количестве воды, т. е. в концентрации раствора. Поэтому бокситы образуются во влажных климатических условиях, а не в сухих. Концентрация SiO_2 в этом случае будет фактором, препятствующим образованию свободных гидратов глинозема. Чем больше SiO_2 , тем больше усиливается монтмориллонитизация.

Эти замечания мы считаем нужным привести в качестве критики при разборе взглядов В. В. Лаврова на время образования и генезис бокситов, связанных с отложениями, которые он выделяет в качестве континентальных эквивалентов морской эоценовой — кремнистой формации Зауралья.

Что касается выделения последней, то речь о ней будет идти ниже в соответствующей главе.

Для районов приенисейской части Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа К. В. Боголеповым (1957) в пределах отрезка времени от верхов мела до нижнего олигоцена выделяется три континентальных свиты: антибесская (датский ярус) сымская (дат-палеоцен) и мурожнинская (палеоцен — эоцен). По внешнему облику все эти три свиты очень близки. Представлены они кварцевыми песками и галечниками с прослоями серых и пестрых глин, кремнистыми песчаниками и конгломератами, в мурожнинской свите появляются бокситы. Состав глинистой фракции галлуазит-каолинитовый. Все они выделяются К. В. Боголеповым в единую бокситово-кремнистую формацию. В северо-восточной части Западно-Сибирской низменности антибесская свита отсутствует и осадконакопление начинается только с отложений сымской свиты.

На Енисейском кряже осадконакопление начинается только с мурожнинской свиты, которой предшествует формирование коры выветривания. Непосредственного наложения указанных свит одна на другую нигде не наблюдается. Разновозрастность их устанавливается преимущественно по данным спорово-пыльцевого анализа. В нижней антибесской свите наблюдается резкое уменьшение пыльцы платановых, по сравнению с хасской свитой верхнего мела (сенон) при разнообразии пыльцы типа протейных, миртовых, казаириновых, восковниковых, березовых; значительно количество пыльцы таксодиевых, кипарисовых, кедров и сосны. Обилие спор *Schisazaea dorogensis* R. P. o. t. Сымская свита содержит разнообразный состав покрытосемянных с преобладанием пыльцы типа миртовых, вересковых, протейных. Среди хвойных преобладание кипарисовых и кедра. Обилие спор *Schisazaea dorogensis*. В макрофлоре исчезают платановые. Мурожнинская свита содержит лесную ксероморфную растительность субтропического типа, в низах свиты с миртовидными и восковниковыми. В верхах свиты отмечается появление широколиственных тургайских элементов. Как видно из приведенной характеристики, состав спорово-пыльцевых спектров всех трех свит в общем тоже близок (особенно первых двух) и различие их может быть объяснено наличием разнообразных типов растительных сообществ, которые могли формироваться одновременно.

Описанные отложения, выделенные нами в Джезказган-Улутавском районе в жездинскую свиту, имеют довольно широкое развитие в пределах Казахского массива. Благодаря близкому внешнему сходству их с верхнемеловыми, большинством исследователей возраст их относился к верхнему мелу. Так они даны и в последней сводной работе Б. А. Петрушевского (1955).

Лишь в сравнительно недавние годы, при разведке Амангельдинского бокситового месторождения (восточный борт Тургайского прогиба), приуроченного к подобным отложениям, ряд исследователей, оценивая содержащийся в них спорово-пыльцевой комплекс, высказались за более

молодой их возраст, хотя до сих пор точно он так и не установлен и разногласия продолжают оставаться (см. выше).

Подобные же отложения были, как мы уже упоминали, обнаружены и на территории приенисейской части Западно-Сибирской низменности, где к ним также приурочены бокситорудные месторождения.

Вероятно, они имеют более широкое распространение в пределах Урало-Сибирской эпигердинской платформы, на участках ее, оставшихся сухей в течение конца мела и палеогена, и, несомненно, будут, выявлены при более детальных исследованиях.

Сходство описываемых отложений с частью верхнемеловых континентальных отложений (как внешнее, так и по вещественному составу) объясняется близостью условий их образования. И те и другие входят в единую пестроцветную каолиновую формацию. В случае бокситоносности они представляют в этой формации бокситоносную подформацию. Более подробно об этом будет изложено ниже в соответствующей главе.

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Третичная система

Отложения третичной системы на описываемой территории представлены как морскими, так и континентальными фациями. Из морских отложений здесь присутствуют лишь палеогеновые (от среднего эоцена до нижнего олигоцена включительно). Возрастной интервал континентальных третичных отложений, развитых на данной территории гораздо, более широк. Кроме описанных выше континентальных аналогов морского палеогена, которые выделены в специальный раздел из-за невозможности точно установить их возраст, захватывающего, вероятно, и верхи меловой системы, широкое развитие получают здесь континентальные отложения среднего и верхнего олигоцена, а также неогена.

Описание морских и континентальных третичных отложений мы будем проводить раздельно.

При описании отдельных свит как морских, так, особенно и континентальных третичных отложений Чу-Сарысуйской депрессии и Бет-Пак-Далы, мы постараемся сопоставить их с различными свитами этих отложений, развитыми в других участках юга обширной Урало-Сибирской платформы, что имеет немаловажное значение для разработки единой стратиграфической схемы третичных отложений всей этой территории.

Морские отложения

Как уже было указано выше, морские третичные отложения, развитые на интересующей нас территории, представлены исключительно отложениями палеогенового возраста. Они имеют ограниченное распространение по сравнению с континентальными меловыми и третичными отложениями. Развиты морские отложения в северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии и лишь иногда заходят в пределы бортовых частей Казахского массива. Широкое развитие имеет морской палеоген на территории Приаралья, Тургайского прогиба и Западно-Сибирской низменности, где он детально изучен рядом исследователей.

В настоящей работе мы приведем лишь краткое описание отдельных свит морского палеогена, развитых на территории Бет-Пак-Далы и Чу-Сарысуйской депрессии, не вдаваясь в детальную их характеристику и не касаясь ряда спорных и до сих пор еще зачастую нерешенных вопросов, таких как возраст отдельных свит или фациальные взаимоотношения и переходы морских палеогеновых осадков в континентальные, тем более, что

все эти вопросы широко освещены для районов Северного Приаралья А. Л. Яшиным (1953) и Н. К. Овечкиным (1954), а для Западно-Сибирской низменности В. В. Лавровым (1957), хотя с последним автором мы во многом не согласны. Мы не склонны следовать В. В. Лаврову при зачислении им отдельных свит морского палеогена (так же как, впрочем, и отдельных горизонтов или свит континентальных отложений) в «формации», ибо под формациями мы понимаем не стратиграфические единицы, а придаем им более широкое значение. Одна и та же формация может повторяться неоднократно в стратиграфическом разрезе и в то же время один и тот же стратиграфический горизонт в различных районах своего распространения может относиться к разным формациям. Более подробно вопрос о формациях эпигерцинской платформы разбирается нами в соответствующей главе. Мы не согласны с В. В. Лавровым также и в отношении возрастной датировки отдельных выделенных им свит морского палеогена, что будет изложено при описании той или иной свиты.

Ниже мы переходим к описанию отдельных свит морского палеогена, развитых на территории Чу-Сарысуйской депрессии.

Морские палеогеновые отложения трансгрессивно налегают на размытую поверхность меловых пород или непосредственно на породы палеозоя. Среди них можно выделить три свиты: тасаранскую, саксаульскую и чеганскую, возраст которых обнимает отрезок времени от среднего эоцена до нижнего олигоцена включительно. Более древних морских палеогеновых отложений, чем среднеэоценовые, на исследованной нами территории не установлено.

Тасаранская свита (Pg₂²⁻³)

Тасаранская свита широко распространена на территории Западно-Сибирской низменности, в Тургайском прогибе и в Северном Приаралье, где она представлена мощными, в основном глинистыми толщами. На описываемой нами территории тасаранская свита сохранилась лишь в пределах северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии. На севере (в приобортовой части депрессии) она выходит на поверхность; к югу от 46° 10' с. ш. отложения тасаранской свиты залегают под толщей более молодых отложений палеогена, неогена и четвертичного периода. У западного борта депрессий, вблизи выходов на поверхность палеозойских пород, по рекам Жмийке, Буланты, Майлисай, Миор Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский (1950) указывают на наличие в ее основании базального конгломерата, состоящего из кварцевой, кремневой и кремнево-сланцевой гальки размером до 1—2 см и кварцевого гравия. Этот же горизонт базального конгломерата был прослежен нами в сае Бозинген (правый приток р. Белеуты), где он трансгрессивно перекрывает отложения белеутинской свиты верхнего мела (турон-сантон). Есть он также на левом берегу Белеуты, где залегают непосредственно на породах палеозоя, а также в сае Караэспе (правый приток Сарысу) и в долине Сарысу, вблизи лога Аксай, где горизонтально залегающие базальные конгломераты палеогена трансгрессивно и несогласно перекрывают полого падающие отложения кырккудукской свиты (альб-сеноман). Мощность указанных конгломератов не превышает 2 м, обычно 0,5—1 м. Возраст указанных отложений определяется на основании зубов акул и скатов, которыми переполнены базальные конгломераты. Среди них В. В. Меннером определены: *Carcharodon disaurus* Ag., *Otodus obliquus* Ag., *Hypotodus* sp., *Odontaspis* sp., (ex gr. *crassiolens* Ag.), *Oxyrhina desori* mut. *praecursor* L e r., *Carcharodon* sp., *Odontaspis macrota* Ag., *Odontaspis* n o v. sp., *Aetobatis* sp., *Myliobatis* sp., (cf. *toliapticus* Ag.), *Odontaspis winkleri* L e r., *Odontaspis hopei* Ag., *Alopecias* sp.

Формы эти встречаются в среднем и низах верхнего эоцена, таким образом, упомянутые конгломераты могут быть сопоставлены по возрасту с отложениями тасаранской свиты Северного Приаралья. В Сыр-Дарьинском районе в основании морского палеогена, перекрывающего с размывом континентальные отложения турон-сантонского возраста, прослеживается слой фосфоритовых конкреций, окатанных костей меловых динозавров и гальки кремнистых пород.

Выше описанных базальных галечников или конгломератов обычно залегает толща кварцево-глауконитовых песков мощностью до 4—5 м с прослоями глауконитовых песчаников.

В низовьях Сарысу низы палеогенового разреза представлены мало-мощным слоем глауконитовых кремнистых песков с галькой фосфоритовых конкреций, содержащих зубы тех же видов акул и скатов, что приведены выше. На толще глауконитовых песков и песчаников, а иногда непосредственно на меловых отложениях, замещающая глауконитовые пески по простиранию, лежит толща однородных голубовато-серых и синеватых слоистых, плитчатых глин с большим количеством гипса в верхних горизонтах, образующегося за счет разложения пирита; характер их аналогичен глинам тасаранской свиты Северного Приаралья. Глины выходят на поверхность у подножья столовых останцов правобережья нижнего течения Сарысу до $46^{\circ}23'$ с. ш. Залегают они с наклоном от периферии к центру впадины. Мощность их также соответственно увеличивается, достигая в центральных частях 70 м, что обнаружено в скважинах 4 и 10, пробуренных Муюнкумской гидрогеологической партией на левобережье Чу в песках Муюнкум близ пос. Сузак. Здесь в нижних горизонтах глинистой толщи встречен прослой бурого угля мощностью 4 м. В подошве толщи залегают средне- и крупнозернистые пески, являющиеся аналогами базальных горизонтов разреза более северных районов.

Минералогический анализ указанных отложений проделан В. Н. Разумовой. Гравийно-галечные базальные конгломераты под микроскопом обнаруживают разномасштабное сложение и состоят из обломков пород и минеральных зерен, скрепленных кремнистым, глинистым или карбонатным цементом. Среди галек различаются обломки кварца, кварцитовидных пород, кварцевых сланцев, кремнистых и яшмовидных пород. В отдельных образцах была отмечена мелкая, хорошо окатанная овальная галька фосфоритизированных костей.

Песчаные зерна представлены кварцем с примесью микроклина, пирита, кислого плагиоклаза и единичных чешуек пелитизированного биотита. Цемент в конгломератах контактивного типа, реже базальный, карбонатного (кальцит), кремнистого (опал, халцедон) или глинистого (опало-бейделлитового) состава. Минералы тяжелой фракции концентрируются в основном в алевритовой фракции (2—2,5%), в мелкопесчаной фракции встречаются лишь в виде следов. В мелкопесчаной фракции встречаются ильменит, лейкоксен и метаморфические минералы: ставролит и гранат. В виде примеси присутствуют эпидот, роговая обманка, ромбический пироксен, силлиманит, дистен, турмалин, апатит, рутил и циркон. Все зерна минералов хорошо окатаны, за исключением розового граната.

В алевритовой фракции основная роль переходит к ильмениту, лейкоксену, циркону и эпидоту. В качестве второстепенных компонентов присутствуют метаморфические минералы: гранат, ставролит, дистен и турмалин. В виде примеси встречаются роговая обманка, рутил и сфен. В виде единичных зерен были отмечены анатаз и брукит.

Под микроскопом глины обнаруживают тонкочешуйчатое сложение и состоят из зеленоватой глинистой массы бейделлитового состава, в той или иной степени обогащенной мельчайшими зернышками опала, иногда

алевритовыми зернышками кварца ($< 0,1-0,05$ мм). Содержание алевритового материала достигает 10—40%. Зернышки кварца редко рассеяны в породе или образуют неправильной формы скопления. Форма зерен угловатая и угловато-округлая. Преобладают зерна кварца, что характерно для глин тасаранской свиты. Изредка встречаются обломки полевых шпатов. В виде единичных зерен отмечен глауконит. Основная глинистая масса сложена минералом бейделлит-монтмориллонитовой группы с примесью опала. Кое-где различаются мелкие тельца и обломки радиолярий и точечные зернышки углистого или рудного вещества. Опал встречается в породе в виде мельчайших ксеноморфных зернышек, пронизывающих глинистую массу породы. Опал хемогенный, одновременен седиментации глин.

Комплекс минералов тяжелой фракции глинистой толщи довольно разнообразен. Они концентрируются в основном в алевритовой фракции. Здесь преобладают ильменит, лейкоксен, циркон, энстатит, турмалин и гранат. В виде примеси отмечаются: эпидот, ставролит, дистен, рутил, роговая обманка и фосфаты. В мелкопесчаной фракции акцессорные минералы представлены ильменитом, лейкоксом и метаморфическими минералами: ставролитом и гранатом. В виде примеси встречаются циркон, турмалин, рутил, апатит, эпидот, энстатит, роговая обманка, силлиманит, дистен и фосфаты (обломки костной ткани).

Как видно из сказанного, самые нижние горизонты морского палеогена Чу-Сарысульской депрессии, как и в Северном Приаралье, датируются средним или низами верхнего эоцена. Это обстоятельство, а также характер глинистой толщи аналогичной как по внешнему облику, так и по своему вещественному составу глинам тасаранской свиты Северного Приаралья, позволяет нам относить описанные выше отложения также к тасаранской свите, а не выделять их в самостоятельную свиту.

Интересно отметить, что и в других районах Казахстана, в Тургае и на обширной территории Западно-Сибирской низменности нижние горизонты морского палеогена также представлены отложениями, датируемыми как средний — низы верхнего эоцена и по характеру своему тождественны отложениям тасаранской свиты.

Так, в Павлодарском Прииртышье к тасаранской свите относятся глауконитовая и опоковая толщи (Никифорова, 1953), общая мощность которых в центральных частях Прииртышской впадины достигает 70 м. Глауконитовая толща мощностью до 40 м представлена кремнисто-глауконитовыми песчаниками с горизонтом песчано-фосфоритовых конкреций в низах слоя. Они с размывом залегают на толще песчаных слюдистых глин, алевритов и песков, подстилаемой грубозернистыми конгломерато-видными песчаниками или мергелистыми сильно выветрелыми конгломератами, вероятно, верхнемелового возраста.

В центральных частях Прииртышской впадины над глауконитовой толщей, а местами замещающая ее по простирацию, залегают толща глинистых опок и опокovidных глин мощностью 25—30 м с редкими прослоями кремнистого песчаника с примесью зерен глауконита. В ней обнаружены диатомовые водоросли и пыльца. В пыльцевых спектрах опоковой толщи преобладает пыльца покрытосемянных растений, хвойные играют подчиненную роль (от 7 до 35% от общего количества цветковых). Спор мало (от 2 до 20% от общего количества зерен). Появляется пыльца широколиственных пород *Ulmaceae*, *Fagaceae*, а также *Betula* и *Alnus*. Флора в целом имеет субтропический облик с *Myrtales*, *Magnolia*, *Rubus*, *Malus*, *Prunus* и др. Диатомовые водоросли, по определению А. П. Жузе, характерны для отложений верхнего эоцена (киевский ярус).

В низовьях р. Селеты опокovidные глины замещаются толщей тонкоплитчатых шоколадных глин. Мощность отложений тасаранской свиты

увеличивается от южной границы их распространения (у выступа Казахского нагорья) в северном и северо-восточном направлениях.

Отложения тасаранской свиты имеют хорошо выраженный наклон от южной границы своего распространения на север и северо-восток. По данным Б. Е. Антышко (1957), абсолютные отметки кровли тасаранской свиты у южной границы ее распространения +50, +60 м, на северо-западе —150, —160 м, падение осадков превышает 1,5 м на 1 км.

В Западной Сибири для тасаранской и залегающей выше нее саксаульской свит выделен богатый комплекс радиолярий, изученных Р. Х. Липман и выделенных ею в «верхнюю радиоляриевую толщу», возраст которой датируется нижним и средним эоценом.

Б. Е. Антышко (1957) приводит данные по анализу глин тасаранской свиты, вскрытых в скважине у зерносовхоза «Черниговский», сделанные Е. Я. Уманской. В глинах определены следующие формы: *Cenosphaera kuschuari* L i p m., *Cenosphaera valentiane* L i p m., *C. maria* L i p m., *C. stilloformis* L i p m., *Xiphosphaera irinae* L i p m., *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp., *Ellipsoxiphus* sp., *Stylotrochus* sp., *Spongodiscus* sp., *Xiphosphaera* sp.

Исходя из этих данных, следует, что здесь встречен несколько обедненный видовым составом комплекс фауны этой зоны. Кроме радиолярий, в указанных отложениях присутствуют единичные фораминиферы *Globulina* sp., песчаные фораминиферы, ежи и спикулы губок.

Определяя возраст отложений нижней части разреза морского палеогена в южной части Тургайской впадины и в Сарысуйской депрессии, Б. А. Петрушевский и Н. С. Зайцев относили его к палеоцену на основании находки в фосфоритово-глауконитовом слое сопки Кызымчек устричной банки, состоящей из одного вида устриц *Ostrea massagetica* V i a l. e t B o r n. (определение О. С. Вялова), которая впервые была установлена в палеоцене Казалинского района. Кроме того, упомянутые авторы указывают, что на реках Каргале и Киякты в фосфоритах часто встречаются фосфоритизированные ядра пелеципод *Cyprina* (?), окатанные губки *Ventriculites* и обломки зубов акул, из которых определены *Carcharodon* sp., *Odontaspis* sp., *Otodus obliquus* Ag.

Из приведенной фауны, как указывают и сами авторы, только *Ostrea massagetica* говорит о палеоценовом возрасте отложений. Но она является явно эндемичной формой. Остальная фауна, особенно зубы акул, скорее указывает на эоценовый и не древнее среднего эоцена, а частично и верхнеэоценовый возраст содержащих ее отложений.

Мы не занимались специально изучением осадков морского палеогена, поэтому не считаем возможным высказывать определенное суждение по этому поводу. Укажем лишь, что А. Л. Яншин (1953), подробно разбирая вопрос о возрасте тасаранской свиты, приходит к выводу, что она относится к среднему эоцену (лютецкий ярус Западной Европы) и захватывает низы верхнего эоцена. Он считает, что горизонты базальных конгломератов и фосфоритово-глауконитовые слои являются прибрежными фациями того же возраста, что и основная толща отложений, представленная глинами. Данные, приведенные А. Л. Яншиным, кажутся нам достаточно убедительными, поэтому мы в данной работе присоединяемся к его мнению в определении возраста тасаранской свиты как средний — низы верхнего эоцена. К этому же выводу пришел и Н. К. Овечкин (1954₂) для отложений тасаранской свиты Тургайской впадины и Северного Приаралья.

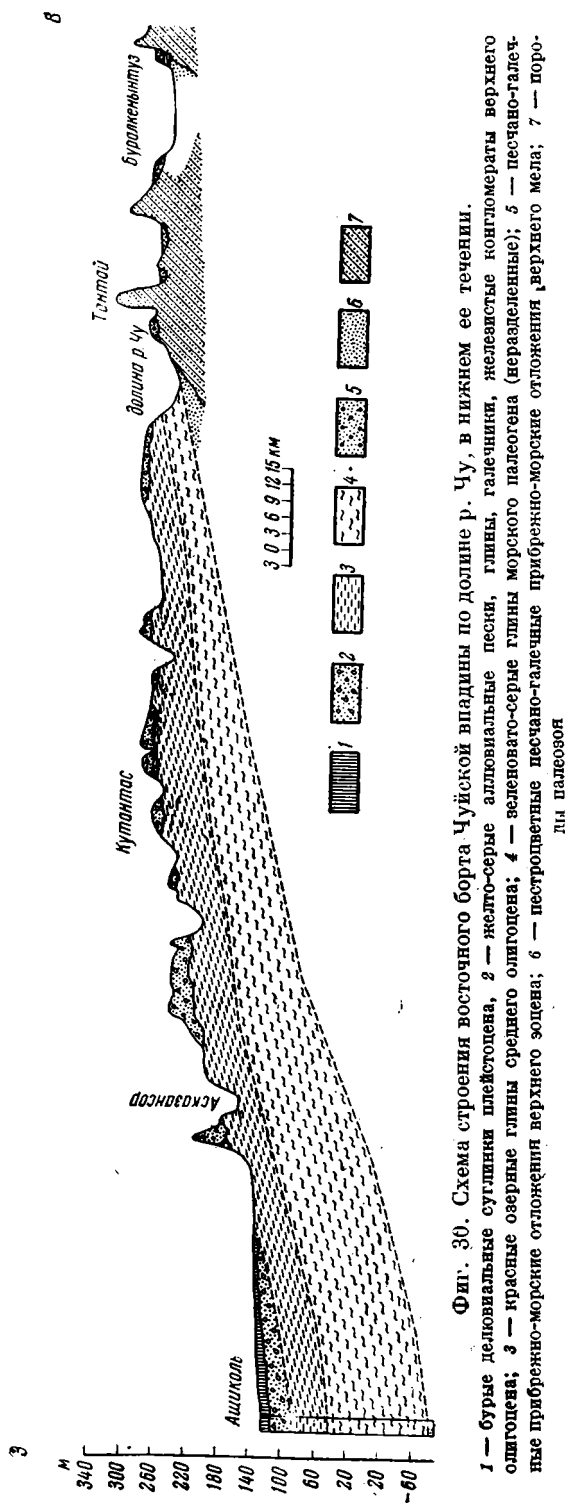
В. В. Лавров (1957) в монографии, вышедшей много позднее, не давая в тексте никаких пояснений и по существу никак не опровергая данные А. Л. Яншина и Н. К. Овечкина, сопоставляет тасаранскую свиту с бухарским ярусом Ферганы или мозерским ярусом Западной Европы (палеоцен).

Поэтому мы не можем считать выводы В. В. Лаврова о стратиграфическом положении тасаранской свиты достаточно обоснованными.

Саксаульская свита (Pg₂³)

Выше глини верхней части тасаранской свиты на всем пространстве северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии залегает толща песков и песчанистых глин, относимых нами к саксаульской свите. В основании этой свиты, а иногда и в более высоких ее горизонтах часто бывают развиты белые сливные и массивные кварцитовидные песчаники. Отложения саксаульской свиты выходят на поверхность на нагорье Восточной Бет-Пак-Далы у солончака Буралкынтуз и в прибортовых частях Чу-Сарысуйской депрессии. В центральных частях депрессии (в низовьях Сарысу, в скважинах у оз. Ащиколь и у колодца Чолакэспе) белые кварцевые пески саксаульской свиты, залегающие под зелеными и серыми глинами вышележащей чеганской свиты, встречены были на глубине около 200 м от поверхности (фиг. 30).

Падение слоев этой свиты от периферии к центру депрессии устанавливается около 2 м на 1 км. В Улутавском районе (Джезказганская мульда) большое развитие имеют кварцитовидные песчаники, залегающие в виде развалов непосредственно на породах палеозойского фундамента. Часть их, особенно тяготеющая к восточному борту Тургайского прогиба, несомненно, относится к саксаульской свите морского палеогена. Другие же



Фиг. 30. Схема строения восточного борта Чуйской впадины по долине р. Чу, в нижнем ее течении.

1 — бурые делювиальные суглинки плейстоцена, 2 — желто-серые аллювиальные пески, глины, галечники, железистые конгломераты верхнего олигоцена; 3 — красные озерные глины среднего олигоцена; 4 — зеленовато-серые глины морского палеогена (неразделенные); 5 — песчано-галечные прибрежно-морские отложения верхнего эоцена; 6 — нестроупчатые песчано-галечные прибрежно-морские отложения верхнего эоцена; 7 — породы палеозоя

являются, видимо, их континентальными аналогами, а частично отвечают и более древнему верхнемеловому возрасту (сай Бозинген). В районе Байконура и Кияктов аналогичные кварцитовидные песчаники залегают в верхах разреза юрской угленосной толщи (J_{1-2}). В районе Тенгизской мульды подобные песчаники встречаются и в отложениях верхнего олигоцена. Таким образом, возраст кварцитовидных песчаников определяется в интервале от нижней юры до верхнего олигоцена включительно, и в случае, если они залегают непосредственно на палеозое и перекрывающие их отложения отсутствуют, решить вопрос о принадлежности их к тому или иному возрасту довольно трудно.

На нагорье Восточной Бет-Пак-Далы отложения саксаульской свиты имеют наибольшую мощность до 4—5 м и представлены розоватыми и палевыми песками с включениями гравия и мелкой прекрасно окатанной и уплощенной гальки. Местами пески цементируются в песчаники и содержат банки пелеципод и устриц: *Ostrea*, *Pecten*, *Corbulomya*. Таковые были встречены Д. И. Яковлевым в районе гор Тантай (правобережье Чу) и М. И. Александровой в западном углу южного борта солончака Буралкенынтуз. Кроме того, в верхней части толщи М. И. Александрова указывает находку *Corbula helmersenii* Mikschail., на основании чего делает вывод об олигоценовом или даже миоценовом возрасте верхней части толщи. Описанное обнажение было осмотрено нами в 1951 и 1952 гг. Нами было установлено, что обнажение сложено сверху донизу единой толщey желтовато-розовых грубозернистых песков с прослоями гравия, гальки и тонкозернистых песков с диагональной слоистостью, местами сцементированных в песчаники и содержащих банки пелеципод и устриц. Несмотря на тщательные сборы фауны *Corbula helmersenii* Mikschail. среди них обнаружено не было. А. Г. Эберзиным была определена лишь *Corbulomya Janischewskii* Ruch., которая, несомненно, указывает на более древний возраст слоев, чем верхний олигоцен — миоцен.

Р. Л. Мерклин определил среди указанной фауны *Pectunculus aralensis* Rom., и *Corbulomya* sp.; *Pectunculus aralensis* Rom. является руководящей формой для саксаульской свиты верхнего эоцена, наиболее широко развитой в Северном Приаралье. Вообще нужно отметить, что фауна представлена исключительно ядрами, поэтому вполне возможно, что в определение М. И. Александровой вкралась ошибка и *Corbula helmersenii* Mikschail., вероятно, была определена ошибочно. Вряд ли можно ожидать здесь наличие морского бассейна в миоцене.

Описание обнажения у солончака Буралкенынтуз было приведено выше, при характеристике верхнемеловых (турон-сантонских) отложений буралкенынтузской свиты. Напомним, что на южном берегу солончака Буралкенынтуз обнажается толща белых алевроитов, серых и пестроокрашенных глин верхнего мела, на которые трансгрессивно налегает толща слоистых тонко- и грубозернистых кварцевых песков с линзами песчаника и прослоями галечников. В верхней части галечники преобладают. Гальки преимущественно кварцевые, хорошо окатанные, уплощенные. На северном берегу солончака, в его восточном углу обнажается та же верхняя песчано-галечная толща мощностью 3 м, трансгрессивно налегающая на вишнево-красные песчаники и глины карбона.

В юго-западном углу солончака мощность верхней песчано-галечной толщи увеличивается и она уходит под уровень солончака, обнажаясь в русле прорезающего берег лога. В ней, в нижней и верхней частях разреза, были обнаружены отмеченные выше банки устриц. Описанные песчано-галечные отложения прослеживаются по левому берегу Чу довольно далеко на восток, почти до Гуляевских разливов. Залегают они или на отложениях буралкенынтузской свиты верхнего мела, что прослежено в шурфах

на левом берегу Чу, или трансгрессивно налегают непосредственно на различные породы палеозоя.

Из них в ряде обнажений В. И. Елисеевым были собраны зубы акул, которые были определены Л. С. Гликман. Так, у западной оконечности острова Кызылжайма (левый берег Чу) были определены следующие виды: *Odontaspis Vinkleri* L e r i c h e, *Odontaspis macrota* A g a s s i z, *Odontaspis crassidens* A g., *Odontaspis cuspidata* A g., *Physodon tertius* W i n k l e r, *Lamna vincenti* W o o d., *Lamna elegans* A g., *Lamna macrota* A g., *Lamna verticalis* A g., *Oxyrhina desori* A g., var. *praecursor* L e r i c h e, *Myliobatis* sp., *Hypotodus trigonalis* J a c k., *Notidanus primigenius* A g., *Aetobatis irregularis* A g.

По возрасту отложения, содержащие зубы, могут быть отнесены к верхнему эоцену. Из аналогичных отложений на правобережье Чу определены: *Oxyrhina desori* A g., var. *praecursor* L e r i c h e, *Notidanus primigenius* A g., *Odontaspis crassidens* A g., *Odontaspis acutissima* A g., *Lamna elegans* A g., *Odontaspis cuspidata* A g., *Myliobatis* sp., *Rhinoptera* sp., *Aetobatis irregularis* A g., *Scyllium* sp.

В среднем течении Сарысу у мыса Аяккасаун к отложениям, относимым нами к саксаульской свите, приурочены линзы песчанистого устричника. В уроч. Аманжолсай (близ Джезказгана) в аналогичных отложениях в большом количестве найдены *Ostrea* ex gr. *cariosa* D e s h. (определение О. С. Вялова). В песках встречаются стволы хвойных растений обистинового типа и зубы акул верхнеэоценового возраста. У колодца Кырккудук (Караэспесай) на глинах тасаранской свиты залегают мелкозернистые кварцевые пески, среди которых встречаются прослой сливных кварцитовидных песчаников, типичных для отложений саксаульской свиты, перекрытые местами опоковидными зеленовато-серыми глинами.

В глубоких частях Чу-Сарысульской депрессии отложения саксаульской свиты вскрыты Мугоджарской гидрогеологической партией (скв. 4 расположена между пос. Сузак и руслом Чу). В данной скважине указанные отложения залегают на зелено-серых глинах тасаранской свиты и достигают мощности 44 м. Представлены они темно-зелеными и зелеными листоватыми глинами с редкими гнездами глауконитового песка. В глинах встречаются чешуя рыб и зубы акул верхнеэоценового возраста. В восточном борту Тургайского прогиба, по данным В. Н. Разумовой (1958), выше глауконитово-кварцевых песчаников тасаранской свиты, или непосредственно на палеозое лежат зелено-серые тонкослоистые глины саксаульской свиты. Литологически они аналогичны вышележащим глинам чеганской свиты, почему эти две толщи часто сливаются в одну, но местами на их границе появляется маломощный (0,1—0,15 м) прослой фосфоритового галечника с зубами акул (р. Тастытургай). Выше этого галечника Н. К. Овечкин (1954) указывает богатый комплекс фауны нижнеэоценового возраста, на основании чего покрывающие фосфоритовый горизонт глины восточного борта Тургайского прогиба он относит к чеганской свите, а подстилающие — к саксаульской свите. Состав глин саксаульской свиты восточного борта Тургайского прогиба бейделлитовый. Минералогический анализ отложений саксаульской свиты, развитой на территории Бет-Пак-Далы и в Чу-Сарысульской депрессии, был проделан В. Н. Разумовой. Ниже мы приводим результаты этого анализа.

Пески саксаульской свиты обычно олигомиктовые, чисто кварцевые желтовато-белые, тонкозернистые, очень однородные, хорошо отсортированные. Содержание мелкопесчаной фракции составляет 91,7% от общей массы породы. Примесь алевритового и пелитового материала незначительна и в сумме не превышает 8%. Состав песков кварцевый. В виде единичных зерен были отмечены обломки кремнистых пород, зерна

полевого шпата, глауконита и пластинки мусковита. Форма зерен неправильно округлая. Акцессорные минералы концентрируются в алевритовой фракции породы. Тяжелые минералы в мелкопесчаной фракции представлены ставролитом и дистеном. В алевритовой фракции преобладают пльменит, лейкоксен и силлиманит. В качестве второстепенных минералов присутствуют гранат, эпидот и циркон. В виде примеси отмечаются ставролит, дистен, турмалин и рутил.

Сливные окварцеванные песчаники, встречающиеся в виде караваев или прослоев среди песчаных отложений саксаульской свиты, представляют собой светло-серые очень плотные и крепкие породы с ребристо-раковистым изломом и жирным стекловидным блеском. Под микроскопом сливные песчаники обнаруживают равномерно-зернистое сложение и состоят из плотно прилегающих друг к другу, хорошо окатанных кварцевых зерен, спаянных опало-халцедоновым цементом. Зерна кварца довольно хорошо окатаны, размер их от 0,2 до 0,35 мм, форма овальная и угловато-округлая. Отдельные зерна несут следы растворения и корродированы опалом основной цементирующей массы.

Цемент песчаников халцедоно-опаловый поровый. Местами коррозия зерен кварца выражена очень резко, в отдельных случаях от кварцевой песчинки сохраняется лишь сердцевина, которая как бы тонет в зернистой гелевидной массе опала.

Глины саксаульской свиты как макроскопически, так и под микроскопом чрезвычайно сходны с глинами подстилающей их тасаранской и покрывающей чеганской свит и имеют бейделлитовый состав. Нужно отметить, что в большинстве случаев песчаные фации саксаульской свиты развиты в прибортовых частях депрессии, а глинистые — в центральных ее частях. Но в ряде случаев и в центральных частях Чу-Сарысуйской депрессии мы встречаем осадки саксаульской свиты, представленные кварцевыми песками (скважины у солончака Ащесор и колодца Чолакэспе). Вероятно, можно говорить о существовании песчаных отмелей внутри саксаульского моря.

Как уже было сказано выше (при описании нерасчлененных континентальных отложений мел-палеогенового возраста) на Казахском нагорье встречаются кварцитовидные песчаники с отпечатками узколистной ксерофильной флоры верхнего эоцена, являющиеся континентальными аналогами саксаульской свиты морского палеогена. Залегают они в виде отдельных глыб непосредственно на коре выветривания палеозойских пород. На северо-восточной окраине Казахского массива у Такырсора и Жамантуза В. В. Лавровым и Л. Ю. Буданцевым в 1951 г. была собрана большая коллекция листовой флоры кремнистых песчаников, которая описана Л. Ю. Буданцевым (1956) и В. С. Корниловой (1955). По своему видовому составу флора оказалась сходной с таковой кремнистых песчаников Южного Урала верхнеэоценового возраста.

Мы не будем приводить списки форм, встреченных в этих двух местонахождениях, так как они приведены в работе В. В. Лаврова (1957, стр. 58, 59), а также в указанных работах Л. Ю. Буданцева и В. С. Корниловой. Некоторые различия флоры Такырсора и Жамантуза В. В. Лавров объясняет отличиями условий их местообитания, хотя не исключает возможности и некоторого возрастного их различия, считая флору Жамантуза несколько более древней.

Аналогичные песчаники с растительными остатками известны из ряда других мест Казахстана; они развиты у оз. Селетытенгиз, в бассейне р. Чидерты и в ряде других мест Павлодарского Прииртышья. В них В. А. Вахрамеевым были определены отпечатки листьев вечнозеленого дуба (*Quercus* sp.), *Andromeda protogaea* Ung. и *Cinnamotum* sp.

К северу от борта Казахского нагорья они сменяются морскими фа-

циями саксаульской свиты. Так, в низовьях Селеты на шоколадных глинах тасаранской свиты залегает толща белых, серых и желтоватых кварцевых песков саксаульской свиты, нередко сцементированных в плотные кварцитовидные песчаники. Иногда рыхлые пески содержат прослои или караван таких песчаников (Никифорова, 1953).

К северо-западу отсюда, на западном берегу оз. Селеты-Тенгиз, по данным Б. Е. Антипо (1957), обнажается кварцевый слабоглинистый мелкозернистый песчаник, со значительной примесью глауконита и мелких обломков темноцветных минералов. Несколько южнее эти же песчаники вскрываются буровой скважиной в пос. Краснокутском на глубине 27 м. Покрываются они здесь зелеными листоватыми глинами чеганской свиты, а подстилаются опоковидными глинами тасаранской свиты. В песчаниках встречены позвонки рыб, иглы ежей, спиккулы губок и радиоларии из комплекса верхней радиолариевой зоны верхнего эоцена.

Аналогичные песчаники разрабатываются в каменоломне на правом берегу Селеты, в 20 км к востоку от рудника Бестюбе.

В удалении от борта Казахского нагорья отложения саксаульской свиты постепенно погружаются под мощную толщу вышележащих отложений чеганской свиты и континентальных третичных отложений. Изменяется и характер отложений (возрастает их глинистость). Границы между саксаульской свитой и покрывающей ее чеганской и подстилающей тасаранской свитами становятся нечеткими с постепенными переходами.

По определениям Е. Д. Заклинской (1957₁), в глинистых разностях саксаульской свиты содержится в основном пыльца покрытосемянных субтропических растений, среди которых около 30% составляют представители пустынной флоры. Особенно отмечает Е. Д. Заклинская обилие и разнообразие пыльцы ксерофильных форм, в том числе до 15% миртовых; наряду с этим присутствует пыльца мезофитов из семейства березовых, буковых и ореховых.

Возраст отложений саксаульской свиты А. Л. Яншин (1953) относит к самым верхам эоцена, исходя из ее стратиграфического положения в разрезе. Подстилается она отложениями тасаранской свиты, возраст которой датируется как средний и низы верхнего эоцена, а перекрывается осадками чеганской свиты, датируемой нижним олигоценом.

Этот критерий А. Л. Яншин считает единственно правильным для установления возраста отложений саксаульской свиты. Н. К. Овечкин (1954₂) приходит к выводу, что вопрос о возрасте саксаульской свиты до сих пор нельзя считать решенным, но соглашается, что ряд фактов говорит за верхнеэоценовый ее возраст.

В. В. Лавров (1957) относит саксаульскую свиту ко всему верхнему эоцену, также исходя в основном из ее стратиграфического положения. Но поскольку тасаранская свита датируется им палеоценом, постольку вышележащая саксаульская свита занимает, по его мнению, весь эоцен, а не только верхний, как это принимается А. Л. Яншиным.

Чеганская свита (Pg^1_3)

На огромной территории так называемой Урало-Сибирской эпигерцинской платформы от Урала на западе, через Северное Приаралье, Тургай и Западно-Сибирскую низменность до Енисейского кряжа на востоке непрерывно прослеживается довольно однообразная толща серо-зеленых, часто гипсоносных и пиритноносных глин чеганской свиты, являющейся самой верхней морской свитой палеогена на указанной территории. В свежем состоянии глины обычно плотные, массивные, неслоистые, при выветривании становятся сланцеватыми и листоватыми. В Чу-Сарысуйской депрессии эти глины, залегающие на отложениях саксаульской

свиты, выходят на поверхность в обрывах столовых возвышенностей Тасбулак, Аяккасаун, Шолакнур, Ортакасаун и Баскасаун, а также в обрывах Арыскуля и столового плато Белеутынура, где достигают более 20 м мощности (фиг. 31). К югу от могилы Бескемпир в долине Сарысу и в пределах низовий Чу они погружены под красные глины среднего олигоцена. В долине Чу они появляются на поверхности лишь вблизи бортовой части Чу-Сарысуйской депрессии. На территории Джезказганской мулдьы, в низовьях р. Каракингир и по долине Сарысу (от уроч. Каражар до зимовки Передержка 2-я) к прибрежно-морским отложениям чеганской свиты мы условно относим мягкие тонкозернистые палевые пески с включением хорошо окатанной кварцевой и кремнистой гальки, залегающие на континентальных пестроцветных отложениях мел-палеогенового возраста и перекрывающиеся красными глинами среднего олигоцена. Мощность отложений чеганской свиты различна и зависит от глубины залегания палеозойского фундамента. В районах неглубокого залегания последнего и в прибортовых частях депрессии она не превышает 20—30 м, в центральных частях северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии, судя по скважинам, пробуренным у оз. Ащиколь и у колодца Чолакэспе, мощность глин чеганской свиты достигает 120—130 м.

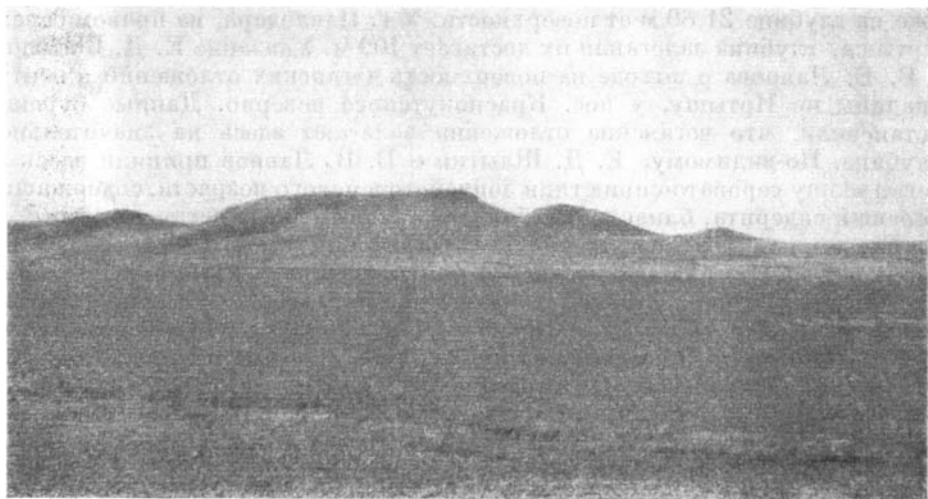
Согласно данным В. Н. Разумовой, глины чеганской свиты Чу-Сарысуйской депрессии под микроскопом обнаруживают ориентированную структуру, связанную с однообразной ориентировкой волокон из глинистого минерала. Основная глинистая масса имеет зеленоватый цвет и состоит из агрегата бейделлита с примесью опала. Алевритовые частицы представлены кварцем, ортоклазом, кислым плагиоклазом, мусковитом и глауконитом. Минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, цирконом, турмалином, рутилом, сфеном, апатитом, гранатом, дистеном, ставролитом и эпидотом; преобладает эпидот-циркон-ильменитовая ассоциация. Местами в значительном количестве появляется турмалин (оз. Арыс).

Поскольку детальное изучение отложений чеганской свиты не являлось непосредственной задачей наших исследований, так же как и вообще морских палеогеновых отложений, мы не будем давать подробного описания ее разрезов; остановимся лишь на вопросе о возрасте чеганской свиты, что необходимо для уточнения возраста вышележащих континентальных отложений.

В связи с малым количеством палеонтологических данных, необходимых для обоснования возраста чеганской свиты в пределах интересующего нас района Чу-Сарысуйской депрессии, ниже мы приводим данные, имеющиеся и по соседним районам Казахстана, Тургайского прогиба и Северного Приаралья.

В обрывах уроч. Кендерлык (юго-западная часть Бет-Пак-Далы) Н. С. Зайцевым и Б. А. Петрушевским (1950) в зеленых глинах чеганской свиты были найдены устрицы, принадлежащие, по определению О. С. Вялова, к верхнеэоценовому — нижнеолигоценовому возрасту. В уроч. Кызылкия из этих же отложений Н. С. Зайцев указывает *Isocardia eichwaldiana* Rom., *Is. multicostata* (Nyst.), *Turritella sulcifera* Desh., *Crassatella deshayesiana* Nyst., *Cardita* sp.

На восточном склоне Тургайского прогиба по р. Тастытургай глины чеганской свиты отделены от глин саксаульской свиты тонким (0,15 см) прослоем фосфоритового галечника и содержат богатый комплекс фауны нижнеолигоценового возраста (Овечкин, 1954₂). По р. Каракол (приток р. Ишим) в глинах чеганской свиты обнаружена пыльца *Quercus*, *Cupressaceae*, *Rhus*, *Rhamnus*, *Myrtaceae*, *Ginkgo*, *Cedrus*, *Liquidambar*, *Leguminosae*.



Фиг. 31. Обрывы столовых возвышенностей южного борта Арыскульской депрессии, сложенные глинами морского палеогена

Южнее, по р. Каракудук обнаружены *Ginkgo*, *Magnolia*, *Myrtaceae*, *Juglandaceae*, *Tilia*, *Acer*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Leguminosae*. Здесь же был найден отпечаток водного папоротника *Asolla vera* Kryshch. (определение В. А. Вахрамеева).

В Павлодарском Прииртышье чеганская свита представлена почти исключительно глинами различных оттенков зеленовато-серого цвета обычно тонкослоистыми, с тонкими пропластками тонкозернистого песка в верхней части. На глубине глины содержат пирит, а на поверхности в зоне выветривания — гипс. Толща характеризуется включением многочисленных каравеев сидерита, присутствием ярко-желтых примазок ярозита и наличием остатков древесины. Вблизи береговой линии в верхних частях к ней приурочены целые стволы хорошо сохранившейся древесины и даже торфяники с неразложившимися ветками и семенами растений (р. Чидерты). В названной толще часты зубы акул (*Lamna vincenti* Winkler).

Пыльцевые спектры нижней части чеганских глин, по данным Е. Д. Заклинской (1957), характеризуются преобладанием пыльцы покрытосемянных, среди которых большую роль играют широколиственные. Появляется большое количество *Rhus*, *Nyssa*, *Liquidambar*. Влияние умеренной тургайской флоры проявляется в увеличении количества пыльцы *Fagaceae*, *Betulaceae* и *Juglandaceae*, хотя еще в большом количестве присутствуют ксерофиты (*Myrtaceae*, *Laugaceae*, *Oleaceae*, *Palmae*, *Moraceae*). Среди хвойных увеличивается удельный вес *Taxodium*, количество которого заметно повышается к середине разреза.

Мощность отложений чеганской свиты в Павлодарском Прииртышье постепенно увеличивается от периферии к центру Прииртышской впадины. У края Казахского нагорья мощность достигает 1—2 м, в 11 км к северу — 44 м, а в 35 км — 90 м. В центральной части впадины мощность чеганской свиты достаточно выдержана.

В этом же направлении наблюдается и постепенное падение слоев чеганской свиты. Так, в районе оз. Кудайкуль чеганские отложения

обнажаются в береговых обрывах; в 6 км к северо-востоку они залегают уже на глубине 21,80 м от поверхности. У г. Павлодара, на правом берегу Иртыша, глубина залегания их достигает 109 м. Указание Е. Д. Шлыгина и В. В. Лаврова о выходе на поверхность чеганских отложений в центре впадины по Иртышу, у пос. Краснокутского неверно. Данные бурения установили, что чеганские отложения залегают здесь на значительной глубине. По-видимому, Е. Д. Шлыгин и В. В. Лавров приняли здесь за чеган толщу серовато-синих глин эоплейстоценового возраста, содержащих лепешки сидерита, близкие по облику к таковым среди чеганских глин.

По данным Б. Е. Антыпко для территории листа L—43—В, южная граница распространения чеганской свиты сложна и извилиста. В районе оз. Айдарбек и уроч. Актасты (западнее оз. Шелаксор) и у северо-западной окраины оз. Селетытенгиз, чеганские глины ложатся непосредственно на породы палеозоя. На остальной территории листа чеганские отложения уходят далеко вглубь от выступов палеозойского фундамента.

Органические остатки в отложениях чеганской свиты указанного района довольно немногочисленны. Здесь встречаются позвонки, чешуя и зубы акул, многочисленные остатки папоротников *Azolla vera* Kryscht. Несколько богаче микрофауна. Б. Е. Антыпко из чеганских глин разреза зерносовхоза «Горьковский» (определение Е. Я. Уманской) приводит фораминиферы: *Cibicides kharabadensis* Mjasnikova, *Cibicides nikolaevi* Lipman sp.n., *Elphidium usentanicum* N. Bykova и редкие остракоды: *Pterygocythereis permira* Mandelstam., *Pterygocythereis semiculata* Suzin, *Schizocythere* ex gr. *gradata* Mandelstam, *Cytheridea* sp.

Чеганская свита детально описана А. Л. Яншиным (1953) для Северного Приаралья и Н. К. Овечкиным (1954₂) для Тургая. В данных районах чеганская свита прекрасно охарактеризована богатой фауной моллюсков, которая распределена по всей толще неравномерно. А. Л. Яншин, подробно разбирая фауну моллюсков, рыб и фораминифер чеганской свиты, приходит к выводу об ее олигоценовом возрасте, в связи с этим он считает что в Северном Приаралье границу чеганской и саксаульской свит можно принимать за границу олигоцена и эоцена. Такого же мнения держится и А. П. Ильина.

Верхнюю возрастную границу чеганской свиты на основании детального анализа фаунистических данных А. Л. Яншин проводит под основанием среднего олигоцена, считая, таким образом, что «чеганская свита целиком укладывается в стратиграфические границы нижнего олигоцена и может быть признана стратотипом нижнеолигоценовых отложений для обширных площадей развития палеогена в Западной Сибири, Казахстане и Средней Азии» (Яншин, 1953, стр. 431). К нижнему олигоцену относит отложения чеганской свиты и В. В. Лавров (1957). Н. К. Овечкин (1954₂) считает, что нижняя часть отложений чеганской свиты относится к верхнему эоцену, а верхняя — к нижнему олигоцену (латторфский ярус). В то же время Н. К. Овечкин ставит под сомнение принадлежность латторфского яруса к нижнему олигоцену, не считая, однако, этот вопрос окончательно решенным. Вслед за А. Л. Яншиным и А. П. Ильиной мы считаем чеганскую свиту нижнеолигоценовой.

Континентальные отложения

Отличительной чертой континентальных третичных отложений огромной территории Урало-Сибирской эпигерцинской платформы от Урала на западе до Енисейского края на востоке является их сходный литологический характер (в случае одинаковых фациальных условий), близкий состав фауны и флоры и сходная стратиграфическая последовательность

напластования, что указывает на сходные условия их образования. Несмотря на это до последнего времени существовали различные взгляды на возраст тех или других свит, развитых на различных территориях, но близких по характеру, поэтому отсутствовала возможность их сопоставления. Сравнительный анализ материалов по стратиграфии, литологии, флоре и фауне континентальных кайнозойских отложений на всей указанной территории показал возможность их сопоставления и позволил наметить единую стратиграфическую схему континентальных отложений для всей указанной территории (табл. 1). Такое сопоставление облегчается также тем обстоятельством, что везде на указанной территории, как это было указано выше, в основании толщи континентальных третичных отложений непрерывно прослеживаются морские отложения, представленные так называемой чеганской свитой серо-зеленых глин, возраст которых одними авторами относится к верхнему эоцену — нижнему олигоцену, другими — целиком к нижнему олигоцену, к чему присоединяемся и мы. Таким образом, чеганской свитой определяется нижняя возрастная граница континентальных третичных отложений.

Кендерлыкская свита и ее стратиграфические аналоги (Pg₃²)

В Чу-Сарысуйской депрессии выше морских нижнеолигоценовых отложений чеганской свиты располагается толща плотных, красных однородных глин с гипсом, залегающих на глинах чеганской свиты с четким контактом. Иногда среди красных глин можно проследить осветленные прослои или участки желтовато-зеленоватого цвета. Глины эти дают прекрасные обнажения в уступах плато Бет-Пак-Дала, у родника Кендерлык, почему мы и дали им название «кендерлыкская свита». местными геологами эта свита в 1959 г. была названа бетпакдалинской. Обнажаются они также по р. Бахтыкарын и в столовых останцах, прослеживающихся по правому и левому берегам Сарысу в нижней части ее течения, где они залегают на глинах чеганской свиты и достигают мощности 12—18 м. В северном борту Чу-Сарысуйской депрессии красные глины кендерлыкской свиты, как бы окаймляют южные отроги Улутавских гор. В районе Джезказганской мульды они выполняют эрозионные депрессии, залегая обычно на отложениях жездинской свиты. Они также имеют падение с севера на юг и с востока на запад к центральному частям депрессии. Мощность их на севере, в прибортовых частях депрессии, в долине Сарысу достигает 10—12 м, на юге в скважинах у оз. Ащиколь и Чолакэспе они залегают на глубине 36,5 м и мощность их здесь 40,71 м; на востоке, в пределах нагорья Восточной Бет-Пак-Далы на правобережье Чу аналогичные глины были встречены лишь в виде отдельных пятен в ряде шурфов на глубине 3—4 м от поверхности под галечниками верхнего олигоцена и имеют мощность 7—7,5 м.

Никаких органических макроостатков среди описанных красных глин мы не находили. Однако Ю. А. Орлов (1941) указывает на находку в низовьях Сарысу скудных остатков солоноватоводных водорослей.

О возрасте описанных красных глин мы можем судить по следующим данным.

При движении на запад красноцветные отложения постепенно замещаются пестроцветными, затем сероцветными. На западе, в Приаралье и некоторых районах Тургая они целиком уже замещаются толщей белых и серых каолиновых, часто углистых глин с прослоями песков, содержащих гипс, включения пирита и марказита. В Северном Приаралье они получили название чиликтинской свиты. В ней были обнаружены кости *Indricotherium* и *Schisotherium*. В районе оз. Челкарнур лигнитоносная

свита замещается плотными зеленоватыми глинами, в которых были обнаружены кости *Indricotherium asiaticum* В о г., *Allacerops turgaicum* В о г. и другие (Борисяк и Беляева, 1948). Отсюда она получила название индрикотериевой свиты¹. В районе Челкар-Тенгиза (Мынсай) в аналогичных отложениях содержится флора *Sequoia Langsdorfii* Н е е r, *Phragmites oeningensis* А. В r., *Juglans acuminata* А. В r., *Alnus nostratum* У n g., *Carpinus grandis* У n g., *Corylus insignis* Н е е r, *Quercus Alexevii* Р о j a r k., *Zelkova Ungerii* К о v., *Liquidambar europaeum* А. В r., *Quercus Gmelini* А. В r. (Поляркова, 1932).

В более восточных районах юга Тургайской впадины из аналогичных отложений также известна флора, которая почти не отличается от вышеприведенной: *Carpinus grandis* У n g., *Corylus insignis* Н е е r, *Salvinia Reussi* Е t t. и др. (Зайцев и Петрушевский, 1950). Находки *Allacerops turgaicum* В о r i s. позволили А. А. Борисяку (1915₂) определить возраст содержащих его отложений как среднеолигоценовый.

Находки остатков фауны млекопитающих и флоры были сделаны в более северных районах Тургая в чиликтинской свите. Так, на правом берегу р. Каратургай в уроч. Алуа и по р. Сарытургай у могилы Сатый в желто-бурых глинах и алевролитах чиликтинской свиты были обнаружены кости *Indricotherium asiaticum* В о г. (Лавров, 1951). В верховьях Сарысу по данным В. Н. Разумовой (1957), отложения этого возраста сложены лигнитоносными породами. Лигнитоносные глины среднего олигоцена отмечаются ею также в разрезах восточного склона Тургайского прогиба на правобережье р. Шагырлыжилянчик по рч. Кналы и Жиланды. В районе верховьев Сарысу в разрезе лигнитоносных пород этого возраста, по данным Т. В. Погодаевой, преобладает пыльца смешанных широколиственных листопадных пород: *Fagaceae*, *Juglandaceae*, *Tiliaceae* и *Betulaceae*. В незначительном количестве встречается пыльца вечнозеленых растений: *Ilex*, *Rhus*, *Magnolia*, *Muttaceae*, *Eucalyptus*, *Sapindaceae*.

Пыльца голосемянных представлена *Taxus*, *Tsuga*, *Cupressaceae*, *Taxaceae*, *Ephedra*, *Taxodium*.

Все указанные выше свиты: чиликтинская, лигнитоносная (или болаттамская) и кендерлыкская — связаны друг с другом постепенными переходами. Таким образом, возраст кендерлыкской свиты так же, как индрикотериевой и лигнитоносной, определяется как средний олигоцен.

В Павлодарском Прииртышье им отвечает II свита, выделенная автором (Никифорова, 1953). Представлена она толщей шоколадных глин и песков с пиритом, ярозитом и гипсом, с большим количеством янтаря и несколькими прослоями лигнита. Глины темно-серого, коричневатого, иногда розоватого цвета, а также почти белые тонкослоистые, местами сланцеватые с тонкопесчаной присыпкой по плоскостям напластования и тонкими прослоями кварцевого алевролита. Иногда глины содержат более мощные прослой мелкозернистого гумусированного кварцевого песка или алевролита, обычно сильно водоносного (пльвуны).

На плоскостях слоистости глин обычны скопления обильного растительного детрита и отпечатки листовой флоры. Описанные отложения распространены главным образом в пределах прибортовой части Прииртышской впадины, непосредственно примыкающей к Казахскому нагорью. Ближе к центральной части впадины они замещаются белыми, лиловатыми, сероватыми и пестроцветными каолиновыми глинами, содержащими до нескольких прослоев лигнита. В более центральных частях впадины они уже не содержат лигнитовых прослоев, а в верхней их части

¹ В. В. Лавров под индрикотериевой свитой понимает совокупность чиликтинской и нижележащей кутанбулакской свит.

появляются прослой тонкозернистых кварцевых песков, переполненных мелкими оолитами гидрогетитового состава.

Определения отпечатков листовой флоры, обнаруженные в лигнитовых глинах, были проделаны В. А. Вахрамеевым. Среди них в обрывах р. Чидерты обнаружены многочисленные отпечатки листьев осоковых (*Cyperites* sp.), узких листьев ивы (*Salix tenera* A. Br.), обрывки листьев тополя (*Populus balsamoides* Goerrp.) и лопухи (*Pterocarya* cf. *castaneifolia* (Goerrp.) Menzel).

В обрывах берега оз. Кемиртуз определены отпечатки водного папоротника (*Salvinia Reussi* Ett.), обрывки листьев осок (*Cyperites* sp.) и наземного папоротника (*Adiantum* sp.).

По данным Б. Е. Антышко (1957), И. В. Васильевым из керна ряда скважин, пересекших отложения данного возраста, определена флора: *Alnus* sp., *Typha latissima* A. Br., *Carpolithes* sp., *Poacites* sp., *Phyllites* sp., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Phyllites* sp. (*Dicotyledonae*), *Corylus* sp., *Juglans* sp. Спорово-пыльцевой комплекс из этих же отложений изучался Э. А. Копытовой. Он характеризуется преобладанием покрытосемянных, причем господствует пыльца представителей тургайской широколиственной флоры: *Tilia*, *Quercus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Fagus*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*. В сравнительно небольшом количестве встречается жестколистная вечнозеленая флора: *Murtasea*, *Palmae*, *Morus*, *Magnolia* и др. Количество пыльцы *Pinales* уменьшается, *Taxodiales* возрастает. Среди травянистых повышается значение пыльцы растений болотных и речных ассоциаций — *Typha*, *Sparganium*, *Myriophyllum*, *Potamogeton* и др.

Таким образом, данные пыльцевого анализа II свиты позволяют говорить об общем преобладании тургайской широколиственной флоры, но все еще с довольно большим участием жестколистной вечнозеленой флоры.

В Западно-Сибирской низменности к отложениям этого возраста нужно отнести так называемую верхнюю миоценовую свиту В. А. Николаева (1947¹, 1949) или часть некрасовской свиты — новомихайловскую подсвиту, выделяемую И. Г. Зальцманом (1957²), представленных толщей переслаивающихся серых и коричневых глин, суглинков и светло-серых песков, насыщенных растительными остатками с прослоями и линзами бурых углей. Нижние и верхние части этой свиты более глинисты, средние более песчанисты.

В долине р. Шиш, правом притоке Иртыша, к нижней части этой свиты, представленной толстослойными плотными жирными коричневыми глинами, приурочена богатая листовая флора, названная С. В. Суховым (1954) шишским комплексом. Среди нее определены: *Salvinia Mildeana* Goerrp., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Salix* sp., *Populus glandulifera* Heer, *Populus balsamoides* Goerrp., *Populus latior* var. *cardifolia* Lindl., *P. latior* var. *grossedentata* Heer, *P. latior* var. *subtruncata* Heer, *Pterocarya castaneifolia* (Goerrp.) Menzel, *Quercus* cf. *Alexeevi* Pokark., *Quercus* sp., *Castanea atavia* Ung., *Nelumbium* ex gr. *Buchii* Ett., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Nyssasp.*, *Trelupa praecnocarpa* V. Vassil.

Известная тарская флора приурочена к верхней части разреза той же новомихайловской свиты. В ней А. Н. Криштофовичем и М. О. Борсуком (1939) описаны следующие виды: *Salvinia Mildeana* Goerrp., *Spirimatospermum Wetzleri* (Heer) Chandle., *Populus balsamoides* (Goerrp.), *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus keferstenii* (Goerrp.) Ung., *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br.

А. Н. Криштофович и М. О. Борсуком (1939) в свое время пришли к выводу о миоценовом возрасте тарской флоры, С. В. Сухов (1951) считал миоценовой

и шишскую флору. Миоценовыми считал обе эти флоры и П. А. Никитин (1935а). Сопоставление разрезов континентальных третичных отложений Тарского Прииртышья с таковыми Павлодарского Прииртышья и со всеми другими описанными районами Казахстана, содержащими те же флористические комплексы и, как мы видели выше, охарактеризованными фаунистически, позволили нам (в настоящее время к этому выводу пришли и западносибирские исследователи) отнести отложения, содержащие шишский и тарский комплексы, к среднему олигоцену¹.

На Урале аналогом этой свиты является толща, выделенная Е. Н. Щукиной (1959) как олигоцен-миоценовая. Представлена она в основании галечниками, выше сменяющимися пачкой слоистых песков, суглинков и глин. Во всей толще преобладают зеленовато-серые глины, местами содержащие конкреции сидерита и кусочки выветрелого янтаря. Некоторые прослой глин обогащены растительными остатками, а иногда прослоями лигнитовых глин, из которых были определены богатые комплексы пыльцы. В горной области Среднего Урала описанная толща распространена обычно в эрозионных депрессиях и представлена аллювиальными фациями. В области увалисто-холмистого рельефа осадки того же возраста занимают, по наблюдениям Е. Н. Щукиной и А. П. Сигова (Щукина, 1959), более широкую площадь и представлены слоистыми глинами озерного генезиса. Растительность описанной толщи, представленная в спорово-пыльцевых комплексах, легко сопоставляется с типичной тургайской флорой, известной для районов Тургая, Казахстана и Западной Сибири. Преимущественная роль здесь принадлежит широколиственной флоре, но еще встречаются и представители вечнозеленых форм.

На Енисейском кряже к среднему олигоцену относится нижняя подсвита бельской свиты (Боголепов, 1957). Бельская свита впервые была выделена К. В. Боголеповым в 1951 г. в Бельско-Рыбинской котловине, а затем осадки ее были установлены в широкой полосе тектонических погружений фундамента на Енисейском кряже (Тасеевская и Кулаковская котловины, Казачинская депрессия и др.). Отложения ее известны и в южной части Енисейского кряжа и на его северной окраине в устьевой части Подкаменной Тунгуски. По минералогическому составу бельская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю (мощность более 60 м) и верхнюю (мощность более 40 м).

Нижняя подсвита, которую К. В. Боголепов относит к среднему олигоцену, сложена тонкослоистыми алевритовыми глинами, чередующимися с мощными пачками бурого гумусового угля, тонко- и мелкозернистыми песками, реже гравийно-галечными отложениями. Осадки принадлежат болотным, озерным, дельтовым и аллювиальным типам. В составе спорово-пыльцевых спектров отмечается растительность широколиственно-хвойного леса. Среди широколиственных пород наряду с преобладанием сем. *Fagaceae* (*Castanea*, *Quercus*, *Fagus*) и значительным участием *Betulaceae* и *Juglandaceae*, постоянно распространены *Ulmus*, *Celtis*, *Acer*, встречаются *Liquidambar*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Zelkova*, а также присутствуют более ксерофитные формы: *Nyssa*, *Sterculia*, *Rhus* и широко развит *Ilex*. Среди хвойных устанавливается несколько видов *Pinus* и значительное место занимают *Sequoia*, *Taxodium*, *Cupressaceae*. Широким распространением пользуется водяной

¹ Это доказывает необходимость критического пересмотра состава тарской флоры. Растительные остатки с самого начала изучения определялись под миоценовыми видовыми названиями, в то время как в действительности они относятся, возможно, к викарствующим олигоценовым формам, по морфологическим признакам не отличающимся от миоценовых форм.

орех (не только в пылевых спектрах, но и по многочисленным остаткам плодов).

В ряде районов указанной территории между отложениями описанной свиты среднего олигоцена и глинами чеганской свиты прослеживается еще одна свита. В Северном Приаралье она получила название кутанбулакской (Формозова, 1949; Янин, 1953), в ряде районов Тургай (Шинтузсай) ей отвечают так называемые «пристинотериевые слои», в районе Павлодарского Прииртышья это так называемая I свита (Никифорова, 1953), на территории Западно-Сибирской низменности ей отвечает нижняя миоценовая свита В. А. Николаева (1949) или атлымская подсвита (нижняя часть некрасовской свиты) И. Г. Зальцмана (1957²). Представлена она почти во всех случаях песчаными фациями, иногда переходящими в железорудные (Северное Приаралье, Павлодарское Прииртышье).

В Чу-Сарысуйской депрессии она отсутствует и времени ее накопления, по-видимому, соответствуют низы кендерлыкской свиты.

По возрасту отложения описанной свиты также относятся к среднему олигоцену, что определяется залеганием их в эрозионных депрессиях с размывом на поверхности нижнеолигоценовых глин чеганской свиты и перекрыванием среднеолигоценовыми отложениями с *Indricotherium asiaticum* Вог. Кроме того, в районе Тургай (овраг Шинтузсай) в этих отложениях были найдены кости гигантского носорога пристинотерия¹.

Флора здесь также широколиственная тургайская, но с еще большей примесью жестколистной, ксерофитной. На р. Жаманкаинды В. С. Корниловой и В. В. Лавровым (1949) в аналогичных отложениях были обнаружены отпечатки листьев *Rhus turcomanica* (K r y s h t.) Eug. Ког., *Myrica turgaica* sp. n. и др.

В Павлодарском Прииртышье вблизи границы с Казахским нагорьем она представлена белыми кварцитовидными песчаниками, косослоистыми, иногда переходящими в железистые песчаники. В нижнем течении р. Карасу (Шидерты) и по балкам, пересекающим восточные склоны озер Жамантуз и Кызылкак, она представлена оолитовыми железняками и железистыми конгломератами с оолитовым цементом.

В них встречены линзы битой ракуши, состоящей либо исключительно из створок одного вида *Cyrena* cf. *semistriata* Desh., либо с примесью пресноводных и морских гастропод. Обычно эти линзы ракуши сцементированы марганцовистым сидеритом и содержат также зубы акул. В обрывах оз. Жамантуз в омарганцованных песчаниках верхней части описанной свиты был встречен отпечаток обломка кожистого листа, относящегося к группе вечнозеленых дубов *Quercus* sp. (определение В. А. Вахрамеева). Из осадков кутанбулакской свиты различных разрезов Павлодарского Прииртышья определены: *Poacites* sp., *Phyllites* sp., *Juglans* sp., *Phragmites* sp., *Phyllites* sp., (*Dicotyledonae*). Спорово-пыльцевой комплекс отложений первой или кутанбулакской свиты из этих же районов показал резкое увеличение по сравнению с чеганской свитой количества пыльцы *Betula* сее (до 50% от общей суммы покрытосемянных) и преобладание пыльцы *Taxodiaceae* в группе хвойных, среди которых появляется пыльца *Pinus* из секции *Strobilus* (Заклинская, 1953), хотя еще в большом количестве присутствуют вечнозеленые формы.

Э. А. Копытова в спорово-пыльцевых комплексах отложений этой свиты определила большое количество голосемянных, представленных различными видами *Pinus*, встречается пыльца *Picea*, *Abies*, *Cedrus*,

¹ В последней работе В. И. Громовой (1959) этот гигантский носорог пристинотерий (откуда пошло и название «пристинотериевые слои», вошедшее в литературу) отнесен к роду *Indricotherium*.

появляется *Tsuga*. Среди покрытосемянных встречаются *Pterocarya*, *Ulmus*, *Fagus*, *Acer*, *Corylus*, *Carpinus*, *Carya* и др. Продолжают встречаться вечнозеленые и субтропические формы.

На Среднем Урале с кутанбулакской свитой среднего олигоцена легко сопоставляется толща так называемых черных глин Александровского лога, выделенная Е. Н. Щукиной (1959). Представлена эта толща пачкой обогащенных карбонатами черных глин с прослоями коричневых глин, богатых крупными конкрециями сидерита, а местами и включениями известняка. Приурочены они к древнему руслу и принадлежат, по мнению Щукиной, к пойменной фации древних аллювиальных отложений.

Спорово-пыльцевые анализы этой толщи указывают на преобладание во время ее накопления покрытосемянных (до 83%), основной частью которых являлась ольха (до 66,5%); к ней была примешана береза (до 7,5%), ореховые представлены *Juglans*, в единичных экземплярах встречается *Carya*. Представители голосемянных составляют 29% (Щукина, 1959).

Комплекс растительности из глин Александровского лога легче всего может быть сопоставлен, по мнению Е. Н. Щукиной, с комплексом тургайской флоры, относимой А. Н. Криштофовичем к верхнему олигоцену. Е. Н. Щукина (1959) пишет, что И. М. Покровская (1947) намечает три фазы развития растительности по анализам глин, залегающих, по Е. П. Бойцовой, выше морских осадков, датированных по фауне средним олигоценом. По представлениям И. М. Покровской, возраст этой флоры — миоценовый. Возможно, что наиболее древняя фаза принадлежит олигоцену.

В настоящее время возраст морских отложений Тургайской впадины датируется, как известно, не средним, а нижним олигоценом, а слои с тургайской флорой, на основании изучения многочисленных остатков фауны млекопитающих, относятся, как мы видели, к свитам среднего и верхнего олигоцена, причем нижние горизонты их, несомненно, определяются как среднеолигоценовые.

Таким образом, толща черных глин Александровского лога относится, по нашему мнению, к среднему олигоцену и сопоставляется нами с кутанбулакской свитой Северного Приаралья.

В Северном Приаралье выше чиликтинской свиты залегает еще одна свита — жаксыклычская, которая, по исследованиям А. Л. Яншина (1953), местами фациально замещает чиликтинскую. Поэтому возраст ее А. Л. Яншин также считает среднеолигоценовым. Аналогом ее в Павлодарском Прииртышье является так называемая III свита, выделенная автором настоящей работы (Никифорова, 1953), представленная слоистыми серовато- и голубовато-зелеными алевритовыми глинами, алевритами, часто неравномерно ожелезненными пятнистыми, содержащими конкреции лимонита, залегающими с размывом на отложениях II свиты. В отложениях жаксыклычской свиты встречаются тонкие прослои и линзы песка с зубами рыб и битой ракушки пресноводных моллюсков, вивипарид, унионид, вальватид (*Viviparus* cf. *kweilinensis* H s ü.). Свита эта встречается спорадически, поэтому, может быть, правильнее называть ее слоями. В районе Чу-Сарысуйской депрессии жаксыклычская свита отсутствует.

В. Н. Разумовой был проведен минералогический анализ кендерлыкской свиты Сарысуйской депрессии и Джезказганской мульды, лигнитонной свиты верховой Сарысу и чиликтинской свиты восточного борта Тургайского прогиба.

Кендерлыкская свита Сарысуйской депрессии и Джезказганской мульды макроскопически представляет собой, как мы уже указывали, красно-бурые, более или менее плотные глинистые породы, часто мергелистые, иногда заметно опесчаненные. Среди красно-бурых глин в виде прослоев и линз встречаются глины голубовато-зеленого цвета, нередко мергелистые. Мергелистые разности глин каменисты; бескарбонатные разности

имеют творожистое сложение и часто обогащены мелкими известковистыми стяжениями, размером от булавочной головки до 5 см. В отдельных разрезах отмечены марганцовые бобовины (до 2 см) с неровной шиповидной поверхностью. Чаще встречаются примазки и дендриты гидроокислов марганца.

Под микроскопом в шлифах красно-бурые глины состоят из бурой более или менее интенсивно окрашенной глинистой массы чешуйчато-волокнутого сложения, обогащенной мельчайшими зернышками и стяжениями карбоната и редко рассеянными песчаными и алевритовыми зернышками кварца, полевого шпата и чешуйками слюды. Структура породы псаммитопелитовая, алевропелитовая или пелитовая. Содержание глинистой фракции $< 0,01$ мм колеблется от 42,0 до 97,2%. Примесь песчаного материала обычно незначительна. Состав глинистых агрегатов гидрослюдистый. В мергелистых разностях глин содержание карбоната достигает 60%, а в слабо мергелистых колеблется от 0 до 24%. Карбонатная часть породы сложена кальцитом; песчаные и алевритовые примеси представлены кварцем, микроклином и кислым плагиоклазом. Кварц, как правило, преобладает. Изредка встречаются иголки мусковита, биотита, хлорита и обломки кремнистых пород.

Для определения состава глинистого вещества красно-бурых глин кендерлыкской свиты была выделена тонкая глинистая фракция ($< 0,001$ мм). Оптические и термические данные указывают на гидрослюдистую природу глин; эту же природу подтверждают и данные химического анализа. В некоторых образцах листочки гидрослюды, судя по электронной микрофотографии, заметно бейделлитизированы. Примесь бейделлита проявляется и на кривой нагревания и подтверждается анализами.

Основными минералами тяжелой фракции красно-бурых глин Сарысу является ильменит, лейкоксен и эпидот, а в низовьях Чу к ним присоединяется роговая обманка (5,6—27%). В виде примеси здесь встречаются циркон, сфен, турмалин, рутил, гранат и гематит. По Чу к перечисленным минералам присоединяются ставролит, андалузит, силлиманит, глаукофан, пироксен (моноклинный и ромбический), шпинель, брукит (?), магнетит и единичные зерна дистена. Из аутигенных минералов, кроме кальцита, были отмечены барит, целестин и ангидрит.

Лигнитоносная свита верховий Сарысу представлена светло-серыми и темно-серыми тонкослоистыми глинами и разнотекстурными кварцевыми песками. Под микроскопом глины лигнитоносной свиты обнаруживают ориентированное волокнистое сложение и состоят из вытянутых по слоистости бесцветных чешуек и волоконцев гидрослюды, среди которых различаются слегка буроватые криптоволокнустые продукты разрушения биотита. Алевритовые зернышки кварца и полевого шпата встречаются в виде редко рассеянных включений или образуют вытянутые по слоистости линзовидные скопления. Довольно часто встречаются гумусированные растительные остатки и единичные чешуйки гидратированного мусковита.

Кривая нагревания пелитовой фракции ($< 0,001$ мм) глины обнаруживает три термические остановки. Первые две носят эндотермический характер, максимум первой из них при 110° , второй — при 540° . Третья остановка носит экзотермический характер, максимум ее при 895° .

По общему облику термокривая близка кривым нагревания глин каолинового и каолин-гидрослюдистого состава. Однако примесь каолинита микроскопически не установлена. Пересчет химического анализа глины дает отношение основных окислов $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,1 : 1$, характерное для гидрослюды. На электронной микрофотографии глинистой фракции серой слоистой глины видны дисперсные сильно разложенные чешуйки гидрослюды.

В песках лигнитоносной свиты в значительном количестве встречаются обломки кремнистых и кварцитовидных пород и в виде отдельных мелких зерен — микроклин. Песчаный материал плохо окатан. Форма зерен угловатая и неправильная. Цемент глинистый, базального типа, по составу гидрослюдистый, аналогичен составу глин.

Для тяжелой фракции пород лигнитоносной свиты характерна эпидот-циркон-лейкоксен-ильменитовая ассоциация, обогащенная турмалином, рутилом, андалузитом, гранатом и аутигенным брукитом и анатазом. В отдельных образцах были встречены зональные кристаллики и агрегатные сростки целестина и шарики марказита.

Чиликтинская свита, развитая по восточному борту Тургайского прогиба, сложена глинами и глинистыми алевроитами белого и зеленоватого цвета, окрашенными с поверхности в светло-бурые тона. В некоторых разрезах отмечаются линзы косослоистых галечных песков, а в верхних горизонтах — прослой фиолетовых, малиново-красных и пятнисто-окрашенных глин. Общая мощность отложений достигает 20—40 м. Состав глин чиликтинской свиты гидрослюдисто-каолиновый, алевроитовые частицы представлены, кварцем в виде примеси, в небольшом количестве встречаются кислый плагиоклаз и мусковит.

Под микроскопом глины состоят из тонкочешуйчатого глинистого агрегата слюдисто-каолинового состава. Почти постоянно присутствуют алевроитовые зернышки кварца в виде мелких, редко рассеянных зерен или отдельных песчинок. Форма зерен неправильная или угловато-округлая. Размер зерен колеблется от 0,2 до 0,1 мм. С увеличением количества песчаного материала глины постепенно переходят в глинистые алевроиты. В некоторых разностях глин в значительном количестве встречаются тонкие иголки мусковита. В цветных разностях глин вся глинистая масса пигментирована мельчайшими точечными зернышками окислов железа. Кривые нагревания глин характеризуются тремя термическими остановками. Первые две остановки с максимумом при 120—170° и 580—585° носят эндотермический характер, а третья носит экзотермический характер и имеет максимум при 930—980°. Наиболее резко выражена вторая эндотермическая остановка. По общему облику термокривая глин чиликтинской свиты приближается к глинам каолинового типа. На электронной микрофотографии глины видны мелкие полупрозрачные листочки и чешуйки, среди которых различаются единичные псевдогексагональные кристаллики каолинита. Химический анализ глинистой фракции ($< 0,001$ мм) глины подтверждает каолиновую природу глин. Чешуйки гидрослюды концентрируются в крупной пелитовой и тонкой алевроитовой фракциях глины.

Глинистые алевроиты обычно белесо-бурые или светло-бурые с остаточными белыми пленками, в отдельных участках белые. Изредка среди алевроитов встречаются линзы грубозернистого песка и небольшие линзовидные прослой железистых песчаников. Местами встречаются корки песчанистого лимонита. В песках иногда видна горизонтальная или косая слоистость. Под микроскопом алевроиты обнаруживают неравномерное зернистое сложение и состоят из зерен кварца, размером от 0,02 до 0,1 мм. В виде примеси встречаются зерна кислого плагиоклаза и единичные листочки мусковита. Зерна плагиоклаза иногда заметно изменены. Из аксессуарных минералов был обнаружен турмалин. Цемент в алевроитах глинистый, слюдисто-каолинового состава, аналогичный составу глин.

Как видно из вышензложенного, литолого-минералогический состав отдельных свит разновозрастных отложений различен. Различие объясняется принадлежностью их к формациям, сформированным в различных климатических условиях и за счет материала различных источников сноса.

Так, отложения кендерлыкской свиты мы относим к красноцветной аллохтонной формации аридной климатической зоны, формирование которой происходило за счет материала от разрушения Среднеазиатского горного пояса.

Чиликтинская свита Тургайского прогиба и лигнитоносная свита верховьев Сарысу, имеющие каолиновый или каолиново-гидрослюдистый состав, принадлежат к формациям гумидного типа (а именно, к пестроцветной каолиновой формации), автохтонного происхождения, т. е. сформировались в основном за счет материала самой эпигерцинской платформы.

Более подробно вопрос о континентальных формациях мезо-кайнозойского чехла юга Урало-Сибирской платформы мы разберем ниже в специальной главе.

Описание разрезов отложений кендерлыкской свиты среднего олигоцена будет приведено нами вместе с описанием разрезов вышележащих отложений асказансорской свиты верхнего олигоцена.

Асказансорская свита и ее стратиграфические аналоги (Pg₃³)

Стратиграфически выше отложений среднего олигоцена на всей территории эпигерцинской платформы с размывом залегает толща песчано-галечных отложений верхнего олигоцена. Возраст ее наиболее четко устанавливается на территории Чу-Сарысульской депрессии и Бет-Пак-Далы.

В Чу-Сарысульской депрессии выше красных глин кендерлыкской свиты с глубоким размывом залегает светлая, преимущественно песчано-галечная толща, которую мы выделили под названием асказансорской свиты по названию солончака Асказансор, где впервые среди ее отложений Д. И. Яковлевым (1941) была обнаружена богатейшая фауна млекопитающих. В области нагорья Восточной Бет-Пак-Далы она залегает с резким размывом преимущественно на породах палеозоя, реже подстилается незначительными по мощности отложениями более древних горизонтов палеогена или мела. В строснии ее принимают участие галечники, а также мелко- и среднезернистые косослоистые главным образом кварцевые пески, иногда с гравием. Основание толщи сложено галечниками. Выше залегают пески с прослоями гравия и галечника. Общая мощность отложений обычно не превышает 10—12 м (фиг. 32). Описанные отложения выполняют здесь древнюю речную долину по правому берегу р. Чу, протягивающуюся на расстояние 140 км от уроч. Андассай до оз. Сарычеганак. Далее на запад они обнажаются в пределах Чу-Сарысульской депрессии (по правому берегу Чу и обоим берегам Сарысу), где слагают широкую аллювиальную равнину. Представлены они здесь преимущественно кварцевыми песками и песчаниками с прослоями мелкогалечных железистых конгломератов, залегающими с глубоким размывом на красных глинах среднего олигоцена и слагающими наиболее возвышенные части рельефа.

В более южных районах северо-западной части Чу-Сарысульской депрессии (у солончака Асказансор) мощность их увеличивается, и разрез представлен наиболее полно, но здесь они нередко перекрыты сверху более молодыми неогеновыми и четвертичными осадками.

Ниже мы приводим ряд наиболее характерных разрезов асказансорской и описанной выше кендерлыкской свит, развитых на территории Чу-Сарысульской депрессии и прилежащих к ней территориях Казахского массива.

Описание разрезов ведется с востока на запад и далее на север, что дает возможность проследить закономерное изменение состава отложений

аллювиальной асказансорской свиты в различных геоморфологических районах.

На востоке (в области нагорья Восточной Бет-Пак-Далы) она представлена преимущественно грубым песчано-галечным материалом; при переходе в область Чу-Сарысуейской депрессии материал, слагающий ее отложения, мельчает, и асказансорская свита представлена там мелкозернистыми песками и алевроитами, иногда с прослоями глин.

В более северных районах (на территории южных отрогов Улутау) отложения указанной свиты вновь приобретают грубообломочный характер и представлены преимущественно крупнозернистыми песками и галечниками.

Характер отложений кендерлыкской свиты, имеющей преимущественно озерное происхождение, остается, как мы это увидим из описания разрезов, на всей указанной территории без особых изменений.

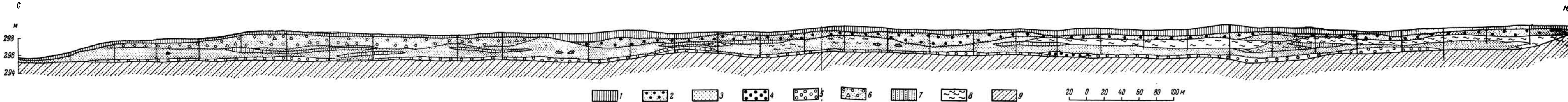
Верхнеолигоценовые аллювиальные отложения древней долины, протягивающейся по правому берегу Чу от уроч. Андассай до оз. Сарычеганака, т. е. в пределах области нагорья, вскрываются рядом шурфов и канав, вырытых поисковой партией Андассайской экспедиции Министерства геологии и охраны недр. Характер отложений верхнего олигоцена, выполняющих древнюю долину по правобережью Чу, показан на фиг. 32. В одной из канав на северном борту впадины Сарой под аллювиальными плейстоценовыми отложениями, представленными светло-серыми, крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песками с галькой мощностью 1,3 м, залегают следующие отложения асказансорской свиты (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Галечники, состоящие из галек красноцветных пород готландия, эффузивов, порфиринов, яшм, кварцитов, песчаников и конгломератов, реже жильного кварца (последний наиболее хорошо окатан). Размер галек до 2 см в поперечнике. Галечники заключены в глинистом среднезернистом песке. | 0,7 |
| 2. Желтые, слабо ожелезненные крупно- и среднезернистые кварцевые пески, хорошо сортированные, с косой и горизонтальной слоистостью. Среди песков прослой и лизы галечника того же состава, что и в слое 1. | 1,0 |
| 3. Галечники те же по составу, что и описанные в слое 1, но более крупные. Преобладающий размер гальки 2—3 см в поперечнике, но встречаются и крупные валуны до 10 см в поперечнике. Отмечаются плитки железистого песчаника и конгломерата (вторичная цементация). Цементом является крупнозернистый железистый песок. Среди галечников обнаружены зубы и кости индикотериев. Окатанность галечников слабая и средняя. | 0,5 |
| 4. Разрушенный выветрелый песчаник карбона. | |

В стенке одного из шурфов, расположенного на правом борту впадины Сарой, под аллювиальными отложениями плейстоцена, представленными мелкогалечными песками и супесями серовато-голубоватого цвета, мощностью 1,5 м, залегают крупные слабо окатанные галечники. Среди последних встречаются глыбы до 0,3 м в поперечнике. Гальки представлены породами кислых эффузивов, кварца, кварцитов, кремния и включены в бурый кварцевый ожелезненный песок. Видимая мощность 1,0 м. Среди галечников найдены кости и зубы индикотериев. Большая примесь местных пород среди галечников объясняется здесь, видимо, частичным приносом материала боковыми притоками.

Восточнее, к западу от оз. Сарычеганака, отложения асказансорской свиты были вскрыты шурфами на левом берегу Чу, восточнее уроч. Уланбель. Разрез этих отложений почти аналогичен таковому, описываемому для правобережья Чу, но на левобережье галечники, залегающие в основании толщи, обычно лучше окатаны и среди них преобладают устойчивые



Фиг. 32. Строение асказансорской свиты в области нагорья Восточной Бет-Пак-Далы (правый берег р. Чу).
 1 — плейстоценовые делювиальные суглинки; 2 — нижнеплейстоценовые разнозернистые пески с гравием и галькой; верхне-олигоценовые; 3 — разнозернистые пески; 4 — гравелистые пески; 5 — галечники; 6 — гравелистые пески с галечником и щебнем; 7 — песчаники; 8 — зеленовато-серые глины; 9 — палеозойские породы

породы (кварц и кварцит). Материал местных пород здесь в подчиненном количестве. Встречаются остатки костей индрикотериевой фауны, которые были обнаружены В. И. Елисеевым в ряде шурфов Андассайской экспедиции на нагорье Восточной Бет-Пак-Далы, по правобережью Чу.

Среди них Е. И. Беляевой определены: *Indricotheriidae*, *Rhinocerotidae* (подсемейство *Allaceropinae*), *Entelodontidae*, *Antracotheriidae*, *Brachyodus* (?) *Carnivora* (подотряд *Creodonta*), *hyaenodontidae* (*hyaenodon* sp.).

Еще далее на запад отложения асказансорской свиты обнажаются уже в пределах Чу-Сарысуйской депрессии, где прослеживаются по правобережью Чу и слагают широкую аллювиальную равнину, местами сильно расчлененную. Здесь они залегают на наиболее возвышенных элементах рельефа. Так, ими сложена возвышенность, вытянутая параллельно долине Чу, называемая на карте «хребтом» Кутантас. Разрез южного склона этой возвышенности следующий (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Окварцованные ноздреватые кавернозные песчаники мелко- и среднезернистые, белые и серовато-желтоватые. Залегают горизонтально в виде карнизов среди толщи кварцевых песков того же цвета и состава и дают россыпи обломков глыб по склону, среди которых найдены плечевая кость, обломки таза и других костей, принадлежащих крупному индрикотерию. | 10,5 |
| 2. Красные песчаные глины кендерлыкской свиты. Видимая мощность до подножья «хребта». | 6,5 |

На протяжении всей возвышенности Кутантас у подошвы ее южных склонов прослеживаются выходы красных песчаных глин кендерлыкской свиты, а на них с размывом лежит толща кварцевых песков с глыбами окварцованных песчаников асказансорской свиты.

Аналогичные отложения прослеживаются по правобережью Чу вплоть до солончака Асказансор (фиг. 33).

Сводный разрез асказансорской свиты у южного берега Асказансор (выс. 205) представляется в следующем виде. Под толщей неогеновых и четвертичных отложений общей мощностью 7,40 м залегают (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Светлые зеленоватые средне- и мелкозернистые кварцевые пески . . . | 0,8 |
| 2. Мелкозернистые слюдистые кварцевые обожженные пески | 9,0 |
| 3. Белые и зеленоватые горизонтально-слоистые мелкозернистые кварцевые слюдистые пески и алевроиты с прослоями уплотненных глинистых песков, ожелезненные по плоскостям напластования. В них обнаружены единичные обломки костей индрикотериев | 5,2 |
| 4. Слоистая толща крупно- и среднезернистых кварцевых песков с прослоями гравия и мелкой, преимущественно кварцевой и кремневой, гальки. Среди песков встречаются прослои, линзы и конcretionные стияжения крупнозернистых кварцевых песчаников и мелкогалечных конгломератов, часто сливных, к которым в основном приурочены костеносные горизонты. Они встречаются в верхней части слоя, но есть и в нижней, где выдаются в разрезе в виде карнизов окварцованных песчаных плит. Из этих песчаников собрано большое количество костей млекопитающих. Раскопками палеонтологической экспедиции под руководством Ю. А. Орлова здесь были обнаружены: <i>Phyllotillon betpakdalensis</i> (Flerow), <i>Brachypotherium</i> sp., <i>Suidae</i> . Обломки щитов черепах <i>Clemmys kasachstanica</i> Khodz. (?); хищники <i>Amphecyoninae</i> , <i>Machairodontinae</i> , <i>Dicerorhinus tagicus</i> Rom., <i>Hemimeryx turgaicus</i> Boris., <i>Brachyodus</i> sp., <i>Antracotherium</i> sp. Из сборов Д. И. Яковлева А. А. Борисяком определены остатки <i>Indricotherium</i> | 5,1 |



Фиг. 33. Обрывы южного берега солончака Асказансор, сложенные отложениями асказансорской свиты верхнего олигоцена

	Мощность, м
5. Плотные зеленовато-серые, светлые песчаные слоистые глины с ожелезненными пятнами и бобовинами лимонита, с гипсом в виде белой присыпки. В нижней части толща приобретает розовато-желтоватую пятнистость и в ней появляются известковые журавчики	2,0
6. Та же толща глин, но зеленовато-бурой окраски, также с известковыми журавчиками	3,4
7. Пестроцветные зеленовато-бурые крупно- и среднезернистые гравелистые пески с глинистым цементом	1,2

В северо-восточном углу солончака Асказансор в обрыве берега кварцевые пески слоя 7 с размывом залегают на буровато-красных плотных песчаных глинах с зеленоватыми пятнами кендерлыкской свиты, содержащей большое количество гипса. Видимая мощность глин кендерлыкской свиты 1 м.

Широкое распространение имеют отложения асказансорской свиты в долине Сарысу, прослеживаясь по обоим ее берегам, где они слагают вершины столовых останцов, залегая на сильно размытой поверхности красных глин кендерлыкской свиты (фиг. 34). Ниже мы приводим ряд разрезов континентальных олигоценовых отложений, прослеживающихся по берегам Сарысу.

На правом берегу Сарысу у столового останца Аяккасаун залегают (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Светлые, слегка желтоватые крепко сцементированные окварцованные мелкогалечные конгломераты асказансорской свиты. Гальки преимущественно кварцевые, встречаются кремнистые, яшмовые. Окатанность галек слабая и средняя. В осыпи среди галечников встречены отдельные обломки костей <i>Indricotherium</i> sp.	1,0—1,5
2. Белые и светло-серые тонкозернистые алевроиты, слоистые, ожелезненные по плоскостям напластования, той же асказансорской свиты. Содержат отдельные марганцовые бобовины. Наблюдается чередование мелко- и среднезернистых песков и алевроитов. По плоскостям напластования встречены отпечатки широколиственной флоры. По определению В. А. Вахрамеева, она принадлежит листопадным древесным растениям. Среди растительных остатков определены: <i>Alangium aequalifolium</i> (G o e p p.) K r y s h t. et B o r., <i>Betula prisca</i> Ett., <i>Quercus</i> sp., <i>Cercidiphyllum</i> sp. (?)	5,0
3. Красные очень плотные комковатые песчанистые глины с зеленоватыми пятнами (кендерлыкская свита)	14,5

Подстилаются они отложениями морского палеогена, представленного в верхней части зеленовато-серыми плотными глинами с гипсом и ирозитом чеганской свиты, мощностью 12 м, а еще ниже — белыми кварцевыми песками с банками устриц, зубами акул и скатов саксаульской свиты.

В обрыве плато Бет-Пак-Дала у родника Кендерлык можно наблюдать следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Толща белых и желтых ожелезненных мелкозернистых кварцевых слюдистых песков асказансорской свиты с гравелистыми ожелезненными прослоями. Пески горизонтально-слоистые. Содержат обломки костей индрикотериевой фауны. С разрывом залегают на слое 2 | 4,0 |
| 2. Красные плотные песчаные каменистые глины кендерлыкской свиты с тонкими прослоями (до 0,3 м) светло-зеленых мергелистых глин и отдельными осветленными пятнами, к которым приурочены марганцевые стяжения. В толще глин много гипса | 10,0 |

Глины лежат с резким четким контактом на подстилающих отложениях чеганской свиты морского палеогена, представленных зелеными, внизу плотными, выше листоватыми глинами видимой мощностью 5 м.

Примерно аналогичный разрез мы наблюдаем и в обрыве уроч. Тамгалы на правом берегу р. Бахтыкарын, против могилы Бескембир. Здесь под толщей зеленоватых и буроватых песчанистых глин неогена мощностью 7 м залегают (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|---|-----------|
| 1. Железистые песчаники и конгломераты асказансорской свиты . . . | 10,0—12,0 |
| 2. Светлые, слегка зеленоватые слюдистые кварцевые пески и слоистые ожелезненные по плоскостям напластования алевроиты той же свиты | 6,0 |
| 3. Белые кварцевые разнозернистые пески с прослоями и караваями окварцованных грубозернистых песчаников и конгломератов, в которых содержатся обломки костей <i>Indricotherium</i> sp., <i>Hemimeris</i> sp. Та же свита — аналог костеносному слою Асказансора (?) | 7,0 |
| 4. Красные песчаные плотные глины кендерлыкской свиты с осветленными зеленоватыми участками и прослоями, содержащие марганцовые бобовины и натеки | 9,0—10,0 |

С резким четким контактом они залегают на зеленовато-серых, в верхней части листоватых глинах с гипсом и ирозитом чеганской свиты видимой мощностью 35—40 м. В осыпи обнаружены зубы акул, вымытые из глин чеганской свиты.

На правом берегу Сарысу на южном склоне возвышенности Тасбулак, в юго-западном углу, также обнажаются отложения асказансорской свиты (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Плотно сцементированные железистые песчаники и конгломераты, слагающие вершины столовых возвышенностей. В осыпи обнаружена окаменелая древесина и кости позвоночных <i>Indricotheriidae</i> , <i>Hyracodontidae</i> , <i>Chalicotheriidae</i> , <i>Schisotherium turgaicum</i> Boris., <i>Schisotherium</i> sp., <i>Equidae</i> , <i>Antilocaprae</i> , <i>Gelocidae</i> , <i>Prodremotherium</i> sp., хищников <i>Carnivora</i> (?) и черепах (определение Е. И. Беляевой). В ряде случаев кости обнаружены в самих железистых песчаниках. | 2,0 |
| 2. Мелко- и тонкозернистые желтовато-палевые пески, преимущественно кварцевые с ожелезненными прослоями. | 8,0 |
| 3. Белые кварцевые пески с прослоями белых и голубоватых алевроитов. Пески гравелистые, иногда с мелкой галькой. В нижней части пески приобретают желтоватую окраску и становятся мелкозернистыми с глинистым цементом | 3,0 |

В этом обнажении красные глины кендерлыкской свиты отсутствуют и песчаная толща асказансорской свиты залегает непосредственно на

зеленых слоистых глинах чеганской свиты с ярозитом и гипсом, видимая мощность которых здесь 16,5 м.

На северном склоне возвышенности Тасбулак, к востоку от родника того же названия разрез выглядит следующим образом (сверху вниз):

Мощность, м

1. Толща светлых (белых, розоватых, зеленоватых и желтоватых) кварцевых песков асказансорской свиты. Пески слоистые, в верхних горизонтах среди них отмечаются глыбы железистых и окварцованных песчаников и конгломератов размером до 1,5 м. В нижних частях песчаной толщи, на границе ее с красными глинами кендерлыкской свиты, наблюдается омарганцевание 15,0
В осыпи среди песков и песчаников встречены в большом количестве обломки костей позвоночных той же индрикотериевой фауны, древесины и щитки черепах. Отложения асказансорской свиты с размывом залегают на нижележащих.
2. Красные песчаные глины кендерлыкской свиты. Местами среди глин встречаются осветленные и зеленоватые участки. Глины сильно размыты. 6,5
В южном направлении мощность их уменьшается и на южном склоне останда, как видно из описания предыдущего обнажения, они выклиниваются совсем. С четкой границей красные глины кендерлыкской свиты залегают на зеленовато-серых слоистых глинах чеганской свиты, содержащих гипс и ярозит 16,5

В области Казахского массива, на территории южного погружения Улутау, отложения асказансорской свиты сильно размыты и сохранились только в виде маломощного галечного покрова на красных глинах кендерлыкской свиты. Лишь на некоторых участках этой территории можно наблюдать отложения асказансорской свиты, имеющие несколько большую мощность.

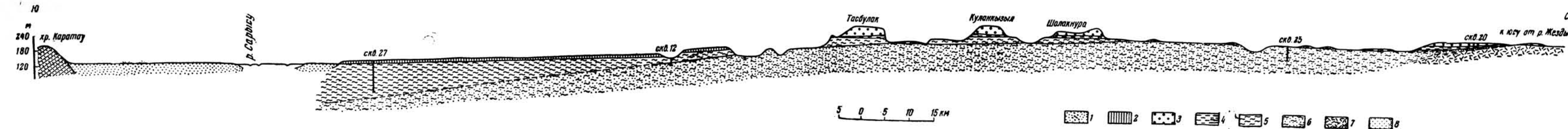
Так, южнее широтного отрезка р. Жезды асказансорская свита, представленная в основном песчано-галечными отложениями мощностью 5—6 м, по данным Н. А. Константиновой, слагает широкую аллювиальную равнину.

Здесь, в логу Тенкесай (правый приток Сарысу), в 1957 г. геологом Центрально-Казахстанского геологического управления Н. Л. Габаем в ряде шурфов в базальном горизонте песчано-галечной толщи были обнаружены кости млекопитающих, среди которых Е. И. Беляевой были определены парнокопытные представители мелких парнопалых и более крупных парнопалых из сем. *Suidae*, точнее не определимые. Из непарнопалых встречен носорог, очень близкий к *Dicerorhinus tadicus* Rom a n. Кроме того, были обнаружены остатки мастодонта, очень близкие к *Serridentinus inopinatus* Boris. et Belj.

В сборах доминировали остатки носорога, тогда как представители других копытных и хоботные представлены единичными фрагментами.

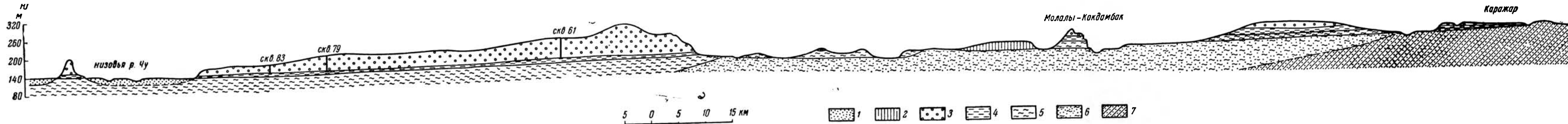
Минералогический анализ отложений асказансорской свиты, проведенный В. Н. Разумовой, показал, что состав песков и песчаников полевошпатово-кварцевый. Под микроскопом они состоят из слабо окатанных кварцевых зерен размером от 0,2 до 0,6 мм. В виде примеси в значительном количестве присутствуют зернышки микроклина, кислого плагиоклаза и зерна кварцитовидных и кремнистых пород. Форма зерен угловатая со слабо округленными углами. Зерна минералов с поверхности часто покрыты мало прозрачным железистым налетом, что и обуславливает желтоватую окраску песков. В известковистых плотно сцементированных песчаниках цемент обычно карбонатный.

Глинистые алевриты и алевритовые глины в сыром состоянии плотные и вязкие. Алевриты обычно тонкослоистые и сравнительно рыхлые.



Фиг. 34. Геологический разрез через Чу-Сарысуйскую депрессию

1 — плейстоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения древней долины р. Сарысу, с поверхности перевесные; 3 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 4 — среднеолигоценовые озерные отложения (нендерлыкская свита); 5 — отложения морского палеогена (неразделенные); 6 — верхнемеловые озерно-аллювиальные отложения; 7 — кора выветривания; 8 — породы палеозоя



Фиг. 35. Геологический разрез через Чу-Сарысуйскую депрессию.

1 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнезоплейстоценовые аллювиальные отложения, с поверхности перевейанные; 3 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения; 4 — среднеолигоценовые озерные отложения; 5 — отложения морского палеогена (без разделения); 6 — верхнемеловые озерные и аллювиальные отложения; 7 — породы палеозоя

Под микроскопом глинистые алевроиты и алевроитовые глины состоят из разнозернистого агрегата кварцевых зерен и буроватого глинистого агрегата слюдяного состава. Среди зернышек кварца в виде примеси присутствуют: микроклин, кислый плагиоклаз и единичные листочки слюды. Из акцессорных минералов встречены лейкоксен, сфен, турмалин и эпидот. Из аутигенных минералов отмечены гидроокислы марганца.

Форма алевроитовых и песчаных зерен угловатая и угловато-округлая. Состав глин гидрослюдистый. В алевроитах гидрослюдистый агрегат играет роль цемента базального или пленочного типа. Просмотр тяжелых фракций пород асказансорской свиты бассейна Сарысу и низовий Чу показал, что ассоциация акцессорных минералов здесь довольно постоянна. Основными минералами тяжелой фракции являются ильменит (лейкоксен) и эпидот. В подчиненном количестве, но постоянно присутствует циркон. В виде примеси встречаются: турмалин, сфен, рутил, гранат и ставролит. Кроме перечисленных минералов, в разрезах Сарысу отмечен дистен и андалузит, а в низовьях Чу в отдельных образцах была встречена зеленая роговая обманка. Окатанность зерен слабая. В тяжелых фракциях мергелистых глин в большом количестве появляется аутигенный барит.

Возраст асказансорской свиты Чу-Сарысу́йской депрессии и прилегающих территорий Казахского нагорья определяется ее стратиграфическим положением, а также на основании приведенной выше фауны млекопитающих и флоры, содержащихся в ее отложениях. Во флоре асказансорской свиты уже много миоценовых элементов, а фауна млекопитающих носит олигоценовый облик.

Еще до наших исследований в ряде пунктов описываемой территории были известны находки фауны млекопитающих и черепах. Они были найдены в уроч. Тамгалы (в долине р. Бахтыкарын), у родника Тасбулак, в обрывах плато Бет-Пак-Дала, у родника Кендерлык, у солончака Асказансор и в ряде других мест в долине Сарысу. На основании фауны млекопитающих (*Indricotherium* sp., *Hemimeris* sp.) отложения, встреченные на р. Бахтыкарын, были отнесены к среднему олигоцену; аналогичные отложения у Асказансора с остатками *Indricotheriidae*, *Phyllotilon betpakdalensis*, *Dicerorhinus tagicus*, *Brachypotherium* sp., *Machairodontinae* и других хищников были отнесены к нижнему миоцену — верхнему олигоцену. Нашими исследованиями были обнаружены остатки млекопитающих в тех же и ряде других местонахождений в отложениях, покрывающих красные глины среднего олигоцена («хребет» Кутантас, Аяккасаун, Баскасаун, родник Тасбулак, Бахтыкарын, Асказансор и др.). Отложения, содержащие указанные остатки, очень близки по внешнему облику и составу и представляют собой единую толщу. Условия их залегания в пределах Чу-Сарысу́йской депрессии показаны на фиг. 35.

Состав фауны, по мнению Е. И. Беляевой и Ю. А. Орлова, соединяет в себе элементы средне- и верхнеолигоценовой, а частично и миоценовой (Асказансор), фауны. Так, с одной стороны, нами были встречены остатки мелкого халикотерия, носорогообразных и индрикотерия (определение Е. И. Беляевой), что свидетельствует как бы о среднеолигоценовом возрасте отложений (Тасбулак, Кутантас, Бахтыкарын), с другой стороны, у солончака Асказансор в аналогичных отложениях встречены остатки более молодого облика, но совместно с индрикотерием (находки Д. И. Яковлева).

В 1952 г. были получены новые материалы по олигоценовой фауне млекопитающих, собранные на нагорье Восточной Бет-Пак-Далы, по правобережью Чу (В. И. Елисеев), которые приведены нами выше при описании разрезов.

Здесь присутствуют формы, также характерные и для среднего, и для верхнего олигоцена.

На правом берегу Сарысу, в обрыве столового останца Аяккасаун, в песчано-галечной толще, залегающей с размывом на красных глинах, как уже было указано выше, нами были обнаружены отпечатки листовой флоры. Присутствующий среди них вид *Alangium aequalifolium* (G o s s r p.) K r u s c h t. et B o r s. описан из континентальных отложений Тары (Иртыш). В последнее время, по данным М. Г. Горбунова, он обнаружен в верхнем олигоцене Томска. П. А. Мchedlishvili (1948) указывает на находку этого вида в улькоякской свите междуречья Тургая и Иргиза. В. А. Вахрамеев и А. Л. Яншин относят улькоякскую свиту к верхнему олигоцену. Другой вид (*Betula prisca* Ett.) найден в отложениях среднего и верхнего олигоцена Северного Приаралья.

Таким образом, по палеонтологическим остаткам возраст асказансорской свиты может быть датирован как верхний — средний олигоцен, но поскольку она залегает с глубоким размывом на отложениях кендерлыкской свиты, датированной нами средним олигоценом, ее возраст нужно считать верхним олигоценом¹.

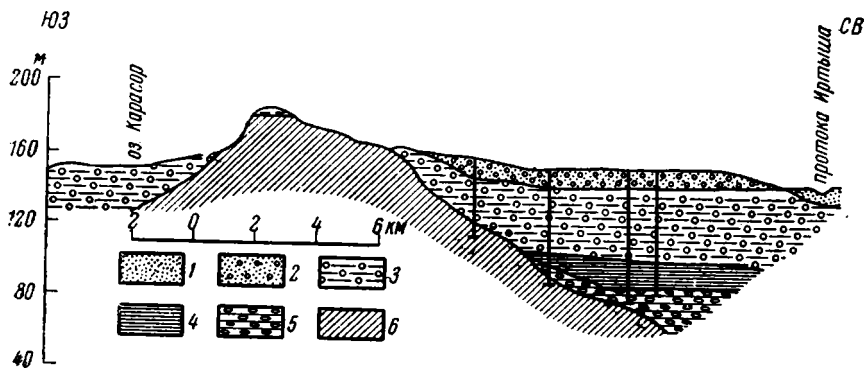
Осадки асказансорской свиты относятся нами к сероцветной полимиктовой аллохтонной формации, образование которой связано с поднятием и эрозией в области Бурунтаусского горного пояса (об этом говорит наличие в тяжелой фракции малоустойчивых минералов эпидота, роговой обманки и других и примесь материала палеозойских пород среди галечников, слагающих горы Бурунтау). Формирование ее происходило в условиях гумидного климата, на что указывает характер осадков, а также наличие индрикотериевой фауны и широколиственной тургайской флоры. Генетически отложения асказансорской свиты являются осадками аллювиальных равнин и речных русел.

В Тургае, на меридиональном отрезке р. Жиланчик у могилы Болаттам, на отложениях среднего олигоцена (лигнитоносная, болаттамская свита) с размывом залегают отложения, относимые В. В. Лавровым (1951) к песчано-глинистой или тургайской свите. В нижней части отложений указанной свиты нами совместно с Е. И. Беляевой и А. Л. Яншиным в 1954 г. были обнаружены кости скелета гигантского носорога из сем. *Indricotheriidae* gen. Отложения этой свиты непосредственно переходят в песчано-галечные отложения Мынескесуек, где также обнаружена индрикотериевая фауна.

Таким образом, эта песчано-глинистая свита Тургая по возрасту может быть сопоставлена с описанной выше асказансорской свитой Чу-Сарысуйской депрессии. В Северном Приаралье им соответствует чаграйская свита, выделенная А. Л. Яншиным и содержащая широколиственную тургайскую флору. В ряде мест Чаграйского плато в железистых песчаниках чаграйской свиты, по данным А. Л. Яншина (1953), были встречены отпечатки листьев, среди которых определены *Juglans acuminata* A. Br., *Fagus Antipofii* Heer, *Liquidambar europaeum* A. B r a u n., *Alnus nostratum* U n g., *Corylus Macquarrii* (F o r b e s), *Phragmites oeningensis* A. B r a u n., *Poacites* sp., *Monocoxyledones* gen. sp. (?) (типичная ассоциация тургайской флоры, которая ранее относилась к так называемой аквитанской флоре, переходной от верхнего олигоцена к нижнему миоцену). В последнее время в ее осадках в северо-восточном углу Аральского моря обнаружена верхнеолигоценовая морская фауна.

¹ На это же указывает и состав фауны из отложений солончака Асказансор, который позволяет считать их наиболее верхними горизонтами верхнего олигоцена, переходными к миоцену (наличие крупного халикотерия, *Phyllotilon* и оленя типа *Dicrocerus*).

Тургайская, или песчано-глинистая свита В. В. Лаврова, развитая в Тургайском прогибе и по его восточному борту, представлена в нижней части толщей песчано-галечных отложений, соответствующих чагайской свите, а в верхней, преимущественно толщей песчано-глинистых пород, соответствующих наурзумской свите (Яншин, 1953), которая местами фациально замещает чагайскую. По восточному борту Тургая чагайская свита, по В. Н. Разумовой (1957), представлена белыми косослоистыми, плохо сортированными кварцевыми песками и галечниками с линзами кварцитовидных и железистых песчаников и прослоями сильно песчаных



Фиг. 36. Схема залегания кайнозоя по линии: депрессия озера Карасор — протока р. Иртыша у пос. Кызылэнбек.

1 — голоценовые отложения поймы Иртыша (пески, галечники); 2 — нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения II надпойменной террасы Иртыша (глины, пески, галечники); 3 — верхне-олигоценые озерно-аллювиальные отложения (пестроцветные песчаные и каолиновые глины, отбеленные кварцевые пески, алевроиты, галечники); 4 — среднеолигоценые озерно-аллювиальные отложения (шоколадные глины, слоистые глины и пески с лигнитом, яровитом и гипсом); 5 — нижнеолигоценые морские отложения чеганской свиты (зеленые слоистые глины с песчаной пригипкой, с караваями сидерита, марказитом и гипсом); 6 — палеозойские отложения

каолиновых глин. Наурзумская свита представлена белыми, иногда фиолетовыми, розовыми и пестроокрашенными каолиновыми глинами, глинистыми алевроитами и песками с прослоями кремнистых пород и бобовых железняков.

В уроч. Сарбас, на правом берегу р. Сарытургай, из горизонта белых слоистых алевроитов наурзумской свиты В. С. Корниловой (1956) определены *Salvinia mildeana* Goerr., *Glyptostrobus europaeus* Ung., *Pterocarya castaneifolia* (Goerr.) Schlecht, *Acer monoides* Schap., *Acer* sp., *Rhus quercifolia* Goerr., и др.

В Павлодарском Прииртышье чагайской свите соответствует IV свита, выделенная автором настоящей работы (Никифорова, 1953). В основании ее залегают преимущественно кварцевые, плохо сортированные галечники и грубозернистые, гравелистые пески, также существенно кварцевые с линзами белых и пестрых каолиновых глин, которые выше сменяются мелкозернистыми кварцевыми песками и алевроитами. Условия их залегания вблизи оз. Карасор показаны на фиг. 36. Кварцевые пески часто цементируются кварцевым или железистым цементом, образуя толщи кварцитовых или железистых песчаников и конгломератов. Конгломераты этой свиты часто представляют собой сильно каолинизированные отбеленные породы, в которых сохранились лишь гальки кварца и других устойчивых пород, тогда как гальки менее устойчивых пород превращены в каолиновую глину.

Пыльцевой анализ отложений IV свиты Павлодарского Прииртышья показывает, что во время ее отложения еще существовала на открытых

водораздельных пространствах вечнозеленая флора, но преобладающее значение играла уже широколиственная листопадная флора. Кроме того, в это время появляются и остепненные участки с *Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и др., которые в миоцене начинают играть ведущую роль. Схема строения третичных отложений Павлодарского Прииртышья показана на фиг. 37.

На территории Западно-Сибирской низменности к верхнему олигоцену мы относим бещеульскую свиту В. А. Николаева (1949), которую он считал нижнеплиоценовой, или туртасскую подсвиту С. Б. Шацкого, содержащих широколиственную тургайскую флору так называемого бичетуртасского флористического комплекса.

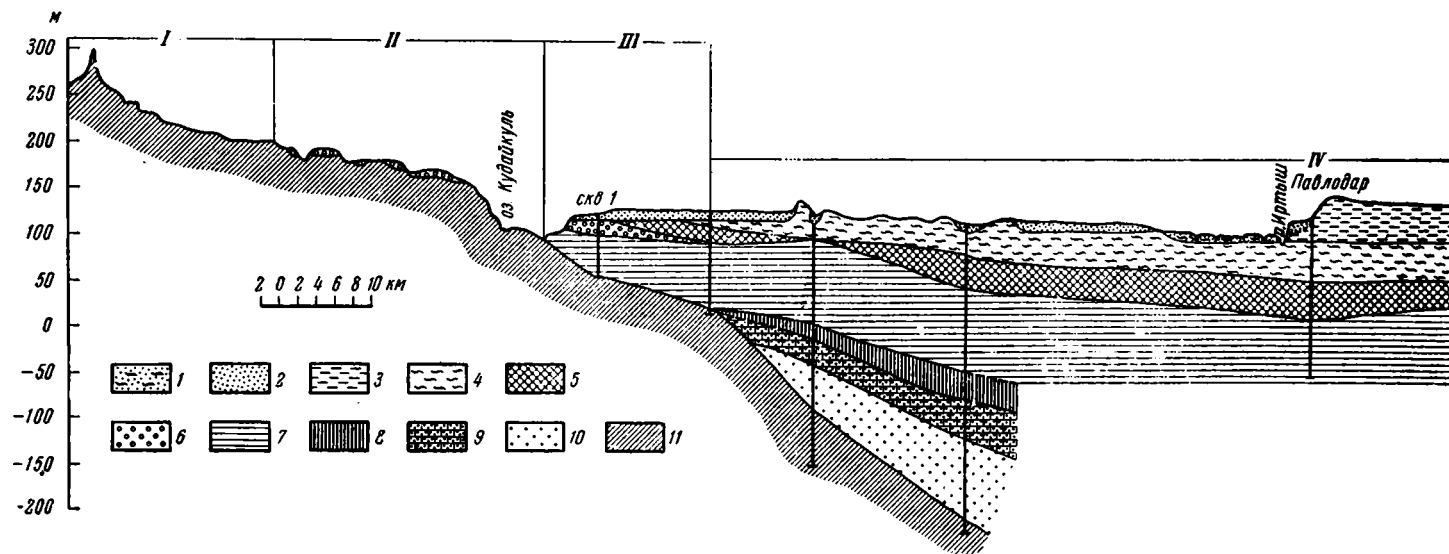
Туртасская подсвита С. Б. Шацкого складывается зелено-серыми, реже коричневато-серыми плитчатыми слюдистыми глинами и супесями. Она содержит так называемый бичетуртасский флористический комплекс, выделенный С. В. Суховым (1954), который он считал миоценовым. В нем присутствуют *Osmunda* sp., *Aspidium* aff. *valdense* Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Salix varians* Goerpp., *Populus balsamoides* Goerpp., *Pterocarya castaneifolia* (Goerpp.) Menzel., *Betula macrophylla* Heer, *Betula* sp., *Alnus* sp., *Ulmus* cf. *carpinoides* Goerpp., *Acer trilobatum* A. Br., *Acer* sp., *Alangium aequalifolium* Krysh. et Bors., *Trapa praeconocarpa* V. Vassil., *Spermatospermum Wetzleri* (Heer) Chancel.

В верхнем течении рек Ваха и Тыма и в бассейне р. Пура новомихайловской и туртасской подсвитам, по данным С. Б. Шацкого, отвечает так называемая корликовская подсвита, содержащая известную в литературе тымскую флору, которую М. Г. Горбунов (1951) относит также к миоцену. Из уроч. Белый Яр на р. Тым М. Г. Горбунов (1951) приводит следующий список этой флоры: *Salvinia Mildeana* Goerpp., *Azolla* sp., *Taxodium distichum* var. *miocenum* Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Poacites* sp., *Salix angusta* A. Br., *Salix macrophylla* Heer, *Salix tenera* A. Br., *Salix varians* Goerpp., *Populus latior* A. Br., *Pterocarya acuminata* A. Br., *Juglans miomanshurica* Gorb., *Ulmus carpinoides* Goerpp., *Magnolia* sp., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Rosa lignitum* Heer, *Sophora Schimdtiana* Heer, *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br., *Rhamnus* cf. *inaequalis* Heer, *Tilia distans* Nath., *Nyssa europaea* Heer, *Trapa* sp., *Cornus orbifera* Heer.

Комплекс флоры здесь очень сходен с тарским, но в бассейне р. Вах в отложениях корликовской подсвиты, заключающей не менее богатую и разновозрастную флору с таковой на р. Тым, обнаружены и элементы более молодого бичетуртасского комплекса, описанного нами выше.

В районе Енисейского края, по данным К. В. Боголепова (1957), к верхнему олигоцену относятся осадки верхней подсвиты, упомянутой нами выше, бельской свиты. Представлены они тонкими пластичными глинами бейделлитово-монотермитового состава с отдельными прослоями более грубых алевроитовых, преимущественно каолинитовых и каолинит-монотермитовых глин. Особенностью осадков является высокая дисперсность отлагавшегося материала, отсутствие правильной слоистости и линзовидное чередование глин, окрашенных в светло-серые, синие, зеленоватые тона. Особенностью верхней подсвиты является приуроченность к ней крупнейших залежей тугоплавких и огнеупорных глин, широко развитых на Енисейском крае.

В составе спорово-пыльцевых спектров выделяются две флористические зоны. В нижней на первое место по количеству выступает пыльца *Betulaceae* (до 85%) и в том числе *Alnus* (53—57%). Одновременно увеличивается количество пыльцы *Pinus*, появляются *Artemisia* и



Фиг. 37. Геологический профиль по линии оз. Кудайкуль — г. Павлодар.

I — голоценовые отложения современной поймы Иртыша (пески, супеси, глины); 2 — эоплейстоценовые и плейстоценовые аллювиальные отложения древней долины Иртыша (пески, галечники); 3 — верхнемиоценовые озерно-аллювиальные отложения (глины с мергелями и округлыми друзами гипса); 4 — нижне-среднемиоценовые озерные отложения (глины с мергелями и округлыми друзами гипса); 5 — средне- и верхнеолигоценовые континентальные отложения (глины, пески, кварцевые и железистые песчаники и конгломераты, лигниты); 6 — нижнеолигоценовые и верхнеэоценовые прибрежные отложения (кварцевые пески, песчаники и кварциты); 7 — нижнеолигоценовые и верхнеэоценовые морские отложения (илватые плотные и тонкослоистые глины с песчаной присыпкой); 8 — среднеэоценовые морские отложения (опок, опоконидные глины, пески); 9 — среднеэоценовые морские отложения (кремнистые и кремнисто-глауконитовые песчаники, частично опок, пески); 10 — нижнемеловые континентальные отложения (красноцветные глины, аркозовые песчаники); 11 — нерасчлененные палеозойские отложения

I — мелкогодный рельеф с выходами палеозойских пород на поверхность — область преимущественного сноса в мезозое и кайнозое; II — приподнятое плато краевой зоны Казахского нагорья, сложенное породами палеозоя с островными участками размытого палеогена — область преимущественного сноса в мезозое и кайнозое, аккумуляция лишь во внутренних тектонических впадинах; III — приподнятая палеогеновая равнина с выходами палеогена на поверхность — область аккумуляции в мезозое и палеогене; IV — неогеновая озерно-аллювиальная равнина — область аккумуляции в мезозое и кайнозое

Chenopodiaceae. Постоянно присутствует травянистая пыльца. Постепенно исчезает пыльца водяного ореха, которая в большом количестве отмечается в отложениях нижней подсвиты бельской свиты, датированной К. В. Боголеповым средним олигоценом.

В верхней флористической зоне устанавливается уменьшение количества пыльцы тепло- и влаголюбивых растений. Характерным является преобладание пыльцы нескольких видов *Betula* (68% пыльцы древесных), присутствует пыльца *Pinus* и пыльца трав, впервые достигающая 15—20% от общего числа пыльцевых зерен. Пыльцы мезофильных широколиственных растений становится все меньше.

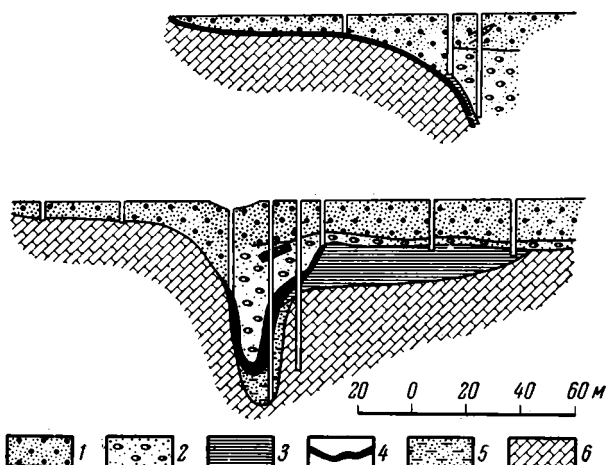
Стратиграфически выше отложений бельской свиты залегают отложения кирнаевской свиты, также выделенной К. В. Боголеповым, который установил ее неогеновый возраст (нижний миоцен). Представлена она разнозернистыми, слабо сортированными мучнистыми глинистыми песками с маломощными прослоями белых и охристо-желтых глин и горизонтными галечниками, железистых конгломератов и песчаников. В песках содержатся многочисленные стяжения бурого железняка. Местами в основании свиты залегают галечники с многочисленными обломками древесины и конкрециями сидерита. Генезис их аллювиальный.

Отложения этой свиты пользуются широким распространением в южной и северной частях Енисейского края. В пределах древних котловин Приангарья кирнаевская свита налегает на бельскую свиту с размывом. Мощность свиты до 30—40 м. Отложения ее еще содержат широколиственную тургайскую флору, особенно в нижних горизонтах. На этом основании В. И. Баранов считает эту свиту верхнеолигоценовой.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют говорить, что к началу неогена аридизация климата распространилась на всю южную окраину территории Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и прилежащих к ней частей древних платформ. Это время характеризуется отложением на всей этой территории монотонной и однообразной толщи зелено-серых карбонатных глин с гипсом, выделяемых в аральскую свиту, и вряд ли только на Енисейском крае продолжают формироваться осадки гумидного типа, каковыми являются отложения кирнаевской свиты. Поэтому мы скорее согласны с В. И. Барановым, который, исходя из флористических данных, датирует кирнаевскую свиту верхним олигоценом. Что касается верхней подсвиты бельской свиты, то по характеру отложений она может быть сопоставлена с жаксыкычской свитой, залегающей на чиликтинской, но относящейся еще также к среднему олигоцену.

На Урале отложениям верхнего олигоцена отвечает так называемая белоцветная толща, описанная на Среднем Урале Е. Н. Щукиной (1959), а на Южном Урале—автором настоящей работы (Никифорова, 1948), и относимая ими ранее к миоцену. Представлена она светлыми, почти белыми, иногда светло-розоватыми или палевыми кварцевыми галечниками, песками и светлыми, почти белыми глинами каолинит-монотермитового состава с подчиненными им прослоями более темных серовато-коричневых глин с небольшими линзочками лигнитов, содержащими обломки древесины и богатые спорово-пыльцевые комплексы. Из древесины упоминаются *Taxodium distichum* Mercl. sp., *Cupressinoxylon uralense* Jarom. (в окрестностях Челябинска), *Juniperoxylon uralense* Jarom. (р. Чусовая, Пестерихинское месторождение глин), *Abies* sp., *Betula* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., *Pterocarya* sp., *Taxodium sequoianum* Mercl. (Макропольское месторождение глин на р. Чусовой) — определение А. В. Ярмоленко. Эти отложения залегают обычно в карстовых депрессиях среди палеозойских известняков. Условия их залегания на прииске «Колчин» (восточный склон Южного Урала) показаны на фиг. 38.

Спорово-пыльцевой анализ белочетных третичных пород Среднего Урала, по данным Е. Н. Щукиной (1959), позволяет прийти к выводу, что состав растительности в общем остается близким к ее составу в более ранние эпохи. Меняется лишь процентное содержание отдельных групп растений и отдельных их представителей. Увеличивается количество хвойных, среди которых много *Pinus* (подрод *Harpoxylon*), постоянно присутствует *Taxodium*, иногда *Sequoia*. Среди покрытосемянных сокращается количество ольхи, увеличивается количество березы, сравнительно меньше становится ореховых, особенно *Carya* и *Juglans*, всегда присутствует *Pterocarya*. Кроме того, встречается липа, граб, клен, падуб, вяз. В небольшом количестве встречаются споры папоротников.



Фиг. 38. Схема залегания континентальных мезо-кайнозойских отложений на прииске «Колчии» (Южный Урал).

Верхний олигоцен: 1 — пестроцветные песчано-глинистые отложения; 2 — белые пески и галечники; 3 — серые глины с лигнитом; 4 — золотоносные пески и галечники; 5 — пестроцветные песчано-глинистые отложения мезовоя; 6 — палеозойские известняки

Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы приведены из белочетной толщи отложений Южного Урала (Никифорова, 1948). При сравнении их со списками флоры из верхнеолигоценных отложений Северного Приаралья, Тургай, Казахстана и Западно-Сибирской низменности не вызывает сомнения принадлежность их к тому же возрасту. Растительные остатки, встречающиеся в различных районах Урало-Сибирской платформы в свитах, — стратиграфических аналогах асказансорской свиты, являются типичными представителями широколиственной тургайской флоры, характерной для аквитанского яруса, что подтверждает верхнеолигоценный возраст отложений всех этих свит.

Некоторое сомнение вызывают лишь указанные выше остатки мастодонта и носорога, близкие *Serridentinus inopinatus* Boris. et Belj. и *Dicerorhinus tagicus* Roman. (лог Тенкесай на правобережье Сарысу). Е. И. Беляева, определявшая эти остатки, считает, что точная датировка отложений лога Тенкесай по ним затруднительна, однако скорее всего, по ее мнению, можно говорить об их нижнемiocеновом возрасте. Такое заключение Е. И. Беляевой, несомненно, заслуживает внимания, особенно, если основываться на находках мастодонта, близкого к *Serridentinus inopinatus* Boris. et Belj., который как будто действительно

не был известен из отложений более древних, чем нижний миоцен. Что касается остатков носорога *Dicerorhinus tagicus* Rom an., то таковые, как это явствует из вышеприведенного, были встречены в ряде разрезов асказансорской свиты Чу-Сарысуйской депрессии в составе индрикотериевой фауны (солончак Асказансор и др.).

Кроме того, характер отложений, слагающих аллювиальную равнину к югу от широтного отрезка р. Жезды, и условия их залегания (непосредственное продолжение к северу отложений типичной асказансорской свиты Чу-Сарысуйской депрессии, охарактеризованной индрикотериевой фауной) склоняют нас считать отложения Тенкесая принадлежащими той же асказансорской свите и относить их к верхнеолигоценовому возрасту.

Что касается находок костей мастодонта, близкого к *Serridentinus inopinatus* Boris., et Belj., то таковые были обнаружены на широтном отрезке р. Жиланчик, в 8 км ниже пос. Рахмет из так называемых кушукских слоев, резко отличающихся по характеру от вышележащих отложений аральской свиты, возраст которой датируется как нижний миоцен — низы среднего миоцена (обоснование возраста аральской свиты будет приведено нами ниже при характеристике неогеновых отложений).

Кроме указанных остатков *Serridentinus inopinatus* Boris. et Belj., здесь, по определению Е. И. Беляевой, были обнаружены из хоботных еще остатки *Mastodon angustidens* var. *atavus* Boris., указывающие на нижнемиоценовый (бурдигал) возраст содержащих их отложений; остаточная фауна, а именно *Aceratherium depereti* Boris., *Brachypotherium aurelinense* var. *gailiti* Boris., встречается и в составе индрикотериевой фауны асказансорской свиты Чу-Сарысуйской депрессии.

Мы не склонны только на основании находок остатков хоботных (*Mastodon angustidens* Boris. и *Serridentinus inopinatus* Boris. et Belj.) относить их к нижнемиоценному возрасту, так как этому противоречат все геологические данные и характер самих осадков, резко отличающихся от таковых вышележащей аральской свиты. Отложения кушукских слоев и аральской свиты принадлежат к качественно различным формациям, сформированным в совершенно различных климатических и тектонических условиях, поэтому совместное нахождение их в одних и тех же разрезах не позволяет относить их к одному возрасту. В противном случае необходимо повышать возраст отложений аральской свиты, как это и делает группа работников ВСЕГЕИ (Бойцова и др., 1955), что, по нашему мнению, было бы неправильно.

Во-первых, этого делать нельзя потому, что в ряде других местонахождений, которые будут указаны в соответствующем разделе, фауна аральской свиты несомненно нижнемиоценового возраста и даже тяготеет к верхам олигоцена (аралотерии). Во-вторых, потому, что на огромном пространстве территории Урало-Сибирской платформы в ряде пунктов отложения верхней части тургайской серии, как это уже выше было упомянуто, охарактеризованы фауной верхнего олигоцена (индрикотерии).

Вероятнее всего отложения, встреченные на широтном отрезке р. Жиланчик, в 8 км ниже пос. Рахмет и в логу Тенкесай и содержащие фауну хоботных, нужно относить также к верхнему олигоцену. Не исключена возможность, что примитивные хоботные могли появиться и ранее, чем низы миоцена. Ведь указывает же Арамбур (Arambourg, 1934) на совместное нахождение в Абиссинии динотерия (миоцен Европы) и слона из группы *Antiquus* (четвертичный период). Известно также, что гиппарион, характерный для так называемых понтических отложений Европы и Азии, в Африке встречается в стоянках палеолитического человека. Таким образом, при определении геологического возраста тех или иных отложений, кроме фаунистических данных, необходимо учитывать и геологические факторы: характер отложений, условия среды, физико-геогра-

фическую и геохимическую обстановки времени их отложения. Во всяком случае этот вопрос нужно изучить дополнительно.

На этом заканчивается тургайская серия осадков, заключающая в себе ряд свит средне- и верхнеолигоценового возраста, характеризующихся в общем присутствием широколиственной тургайской флоры и индрикотериевой фауны. В Западной Сибири ей отвечает так называемая некрасовская серия, которая местными геологами называется свитой и в свою очередь делится на ряд подсвит, которые, как показано выше, также содержат в себе ту же тургайскую флору и легко сопоставляются с отдельными свитами Казахстана, Урала, Тургай и Северного Приаралья. Как в Казахстане, так и в Западной Сибири хорошо прослеживаются различия флористических комплексов внутри тургайской флоры, соответствующие различным свитам тургайской и некрасовской серий. Так, если в низах тургайской и некрасовской серий наряду с типичной широколиственной, листопадной тургайской флорой еще большую роль играют жестколистны́е ксерофильные элементы, характеризующие более засушливые климатические условия эоцена и нижнего олигоцена, то в верхних частях этих осадочных серий они почти исчезают. Вновь появляются ксерофильные элементы уже в начале миоцена, когда климат становится более засушливым и огромные пространства всей указанной территории превращаются в открытые степные пространства с участками ленточных лесов.

А. Л. Янин (1953) высказал предположение, что отложения тургайской серии осадков выделяются в определенную геологическую формацию, резко отличную от нижележащей морской формации палеогена и вышележащих неогеновых отложений.

Проведенные нами исследования показали, что эти отложения входят в состав по крайней мере двух формаций: каолиновой пестроцветной и полимиктовой сероцветной, в зависимости от преобладания того или иного источника сноса (см. главу V), но обе они относятся к одному типу гумидных формаций и в этом отношении действительно резко отличаются как по вещественному составу слагающих их осадков, так и по содержащейся в них флоре и фауне от вышележащих неогеновых отложений, принадлежащих к типу аридных формаций. Так же резко отличаются они и от формации морского палеогена. Исключение представляют лишь отложения кендерлыкской свиты среднего олигоцена, развитые в Чу-Сарысу́йской депрессии и по ее окраинам, которые относятся к красноцветной формации аридного типа (см. главу V). Появление ее в среднем олигоцене связано с изменением границ климатических зон в течение мезо-кайнозоя на территории южной окраины Урало-Сибирской платформы.

* * *

Миоценовые отложения на описываемой нами территории присутствуют исключительно в континентальных фациях и представлены осадками трех свит: аральской, андассайской и павлодарской.

Возраст аральской свиты обнимает отрезок времени от нижнего до низов среднего миоцена включительно. Возраст андассайской и павлодарской свит, являющихся стратиграфическими аналогами, датируется нами верхним миоценом, возможно, захватывая и самые верхи среднего миоцена.

Аральская свита (N_1^{1-2})

Стратиграфически выше тургайской серии осадков в Северном Приаралье, Тургае, Казахстане и Павлодарском Прииртышье залегает так называемая аральская свита нижнего миоцена, представленная однородной

толщей серо-зеленых глин монтмориллонитового состава с прослоями и включениями известняков и друзами гипса, с железисто-марганцовым бобовником. На территории Западно-Сибирской низменности фации ее несколько меняются, там она представлена так называемой бурлинской серией И. Г. Зальцмана (1957₂) и С. Б. Шацкого.

Впервые аральская свита (именно как свита) была выделена А. Л. Яншиным (1953) по месту наиболее полного ее развития в Северном Приаралье, где отложения ее богато охарактеризованы палеонтологически и содержат фауну *Corbula helmersenii* Mikhail. Содержащие указанную фауну слои были выделены в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта еще в 1907 г. С. Н. Никитиным, который отнес их к нижнему миоцену. В 1909 г. Г. П. Михайловский предложил называть этот горизонт аральским ярусом. Руководящей формой этого горизонта он считал *Corbula helmersenii* Mikhail. (Михайловский, 1912). А. Л. Яншин считал необходимым заменить строгое понятие «яруса» менее определенным в стратиграфическом отношении термином «свита». Вместе с аральской свитой, т. е. слоями, содержащими *Corbula helmersenii* Mikhail., А. Л. Яншин описывает и тесно связанные с ними более молодые отложения, уже не содержащие этой характерной раковины, считая, что верхняя их часть может быть отнесена к низам среднего миоцена.

На большей части Чу-Сарысуйской депрессии они отсутствуют, что объясняется, видимо, их размывом в связи с последующим поднятием этой территории, и лишь в наиболее южной части Чу-Сарысуйской депрессии они встречаются в виде остаточных пятен небольшой мощности на вершинах столовых останцов или гряд, где перекрывают отложения асказансорской свиты (например, у Асказансора). В расположенных к северу от Чу-Сарысуйской депрессии районах Улутавского антиклинория осадки аральской свиты обычно приурочены к узким долинообразным эрозионным депрессиям, где перекрывают континентальные отложения палеогена и мел-палеогена или залегают непосредственно на коре выветривания различных палеозойских пород. Мощность их во всех указанных районах не превышает 20—30 м, обычно достигая 8—15 м.

В большинстве районов осадки аральской свиты распространены как во впадинах, так и на положительных элементах рельефа. На склонах к Тургайскому прогибу они залегают в виде сплошного покрова на отложениях верхнего олигоцена на отметках 230—250 м; к востоку отсюда и в Тенгизской впадине они поднимаются на отметки 300—350 м, выполняя пологие широкие депрессии рельефа, врезанные в более древние отложения. На Сарысу-Тенгизском водоразделе высотные отметки залегания отложений аральской свиты достигают уже 400—600 м. Здесь они так же, как и на территории Улутау, выполняют узкие долинообразные депрессии или встречаются на участках водоразделов в виде маломощных, уцелевших от размыва пятен.

Широким распространением пользуются отложения аральской свиты в центральных частях Прииртышской впадины. Отсюда они распространяются далеко за пределы Западно-Сибирской низменности, где уже не всегда четко отделяются от вышележащих отложений павлодарской свиты. Местными исследователями аральская и павлодарская свиты объединяются в так называемую бурлинскую серию (Зальцман, 1957₂). К югу от Прииртышской впадины, в сторону Казахского нагорья (примерно южнее озер Табылгасор, Жалаулы, Кзылкак, Селетитенгиз) осадки аральской свиты встречаются лишь в виде размытых остаточных пятен. Генезис отложений аральской свиты преимущественно озерный. Преобладает глинистый состав осадков. Нужно предполагать, что в это время существовала система крупных сообщающихся между собой озерных бассейнов, располагавшихся на огромной территории Урало-Сибирской платформы.

На западе (в Северном Приаралье) в это время, как известно, существовал замкнутый солоноватоводный бассейн (Яншин, 1953).

Весьма вероятно, что частично осадки аральской свиты, особенно в ее нижних горизонтах, имеют и аллювиальное происхождение, о чем говорит приуроченность отложений в ряде районов к эрозионным ложбинам, сохранившим конфигурацию древней речной сети, и появление в низах аральской свиты песчаного и алевроитового материала кварцевого состава (Улутавский район, Сарысу-Тенгизский водораздел).

Минералогический анализ глин аральской свиты, проделанный В. Н. Разумовой, показал, что под микроскопом глины эти состоят из однородной, часто слегка буроватой глинистой массы чешуйчато-волокнистого сложения, среди которой в небольшом количестве встречаются зернышки кварца размером до 0,1 мм. Отдельные участки породы ожелезнены, и в связи с этим глины часто пятнисто или неравномерно окрашены окислами железа в различные оттенки бурого цвета. В нижних горизонтах толщи иногда наблюдается примесь каолинита.

В мергелистых разностях глин вся основная масса породы пронизана криптокристаллическими сростками карбоната. В слабо мергелистых разностях выделения карбоната имеют вид округлых комковатых сростков. Состав глин бейделлит-монтмориллонитовый.

Осадки аральской свиты мы считаем наиболее типичными представителями зеленоцветной автохтонной формации аридного типа, образовавшейся в спокойной тектонической обстановке в стабильных субаквальных условиях. На аридные условия климата времени ее формирования (сухие степи) указывает вещественный состав осадков аральской свиты, а также характер фауны и флоры (травянистая растительность и фауна обитателей степных ландшафтов: грызуны, стадные копытные, страусы, наземные черепахи).

Вопрос о возрасте аральской свиты до последнего времени не решен всеми исследователями однозначно, отсюда различными авторами по-разному определяется возраст отдельных слоев тургайской серии осадков.

Какие же существуют критерии для определения возраста отложений аральской свиты?

1. Резко отличный состав ее от подлежащих отложений тургайской серии: а) преимущественно каолиновый или гидрослюдистый состав тургайской серии и бейделлит-монтмориллонитовый состав аральской свиты; б) в большинстве случаев отсутствие карбонатов в тургайской серии осадков и обильная карбонатность аральской свиты; в) преимущественно грубообломочный состав тургайской серии и глинистый — аральской.

2. Различная физико-географическая и геохимическая обстановка времени отложения тургайской серии и аральской свиты.

3. Принадлежность тургайской серии осадков и отложений аральской свиты к различным типам формаций, образованным в резко различных климатических и тектонических условиях.

4. В большинстве случаев резкая граница размыва между аральской свитой и подлежащими слоями тургайской серии.

Таким образом, все геологические данные указывают на резкое отличие отложений аральской свиты от нижележащей тургайской серии осадков. Особенно важно учитывать это обстоятельство при геологическом картировании.

5. Фауна аральской свиты указывает на миоценовый (нижний и низы среднего) возраст ее отложений. Так, на северном берегу залива Перовского (Аральское море), близ пос. Агыспе, в слоях аральской свиты в 1930 г. А. К. Алексеевым были обнаружены кости млекопитающих *Palaeoscaptor acridens* M a t t h., *Aralomys gigas* A r g., *Schaubeumys aralensis* A r g., *Sch. woodi* A r g., *Eumysodon spurius* A r g., *E. orlovi* A r g., *Protalactaga* (?)

borissiaei Arg., *Palaeocastor* sp., *Steneofiber* (?), *Agispelagus simplex* Arg., Felidae, *Aceratherium aralense* Bor is., *Aralotherium prochorovi* Bor is., *Lophiomeryx* sp., *Miomeryx* sp. (Алексеев, 1936)¹, кроме того, обнаружена утка *Anas oligocaena* Tug. и черепахи *Testudo aralensis* K h o z. и *Chelonia aralis* K h o z. Кости *Aralotherium* были обнаружены А. Л. Яншиным (1953) близ ст. Тугуз (западный берег сора Чиликты). На широтном отрезке р. Жиланчик (Тургай) в 11 км ниже пос. Рахмет из отложений аральской свиты известны *Dicrocerus* sp. *Anchitherium aurelianense* C u v. В Павлодарском Прииртышье, у оз. Калкаман, были встречены остатки *Mastodon* sp., носорога, медведя (сем. *U r s i d a e*), грызунов, парнокопытных, *Anchitherium* sp. и черепах.

Из приведенного списка фауны, кроме уже упомянутых нами трагулид (*Lophiomeryx* и *Miomeryx*), только аралотерий может быть сопоставлен с верхнеолигоценовым гигантским носорогом Монголии (белуджитерий). Но белуджитерий найден также и в миоценовых отложениях Белуджистана, а кроме того, он менее специализованная форма, чем аралотерий. Поэтому находки аралотерия в аральской свите Северного Приаралья еще не дают основания считать ее верхнеолигоценовой, тем более, что все остальные формы, особенно мелкий олень *Dicrocerus*, указывают на ее миоценовый возраст (нижний и низы среднего миоцена), т. е. время ее формирования обнимает бурдигальский и часть гельветского ярусов.

Детальное обоснование миоценового возраста аральской свиты приведено в работе А. Л. Яншина (1953).

Андассайская и павлодарская свита и их стратиграфические аналоги (N_1^3)

В области Бурунтауских гор стратиграфически выше аральской свиты залегают красноцветные отложения, слагающие так называемые торткули или столовые возвышенности, обрамляющие подножья гор Чагырлы, Майжарылган, Джамбул и Хантау и протягивающиеся далее на восток через Копинский грабен в долину Или. В нижней части они представлены галечниками эффузивных и кремнистых пород, гранитов и кварца, залегающими в разнозернистых песках, местами сцементированных известковым цементом в конгломераты. Выше залегают кварцевые, слюдистые мелко- и среднезернистые пески. Перекрываются они серовато-желтыми и серовато-сиреневыми известковистыми глинами, в верхних горизонтах постепенно переходящими в желтовато- или буровато-красные глины, которые и образуют торткули. Мощность глин здесь обычно около 15 м. Возраст их до наших исследований был отнесен к эоцену, а нижележащие галечники считались прислоненными к глинам и относились к четвертичному периоду.

Описанные отложения выделены нами в андассайскую свиту по месту наиболее полного их развития в логу Андассай, где впервые в 1951 г. нами была обнаружена фауна млекопитающих и черепах как в самих глинах, так и в подстилающих их песках и галечниках. По определению Е. И. Беляевой, она содержит остатки мастодонтов, парнокопытных и черепах и по возрасту относится к неогену (верхний миоцен?). В устьевой части лога Андассай из серовато-сиреневых и красно-бурых глин описываемой толщи отложений Г. Ф. Шнейдер по сборам В. И. Елисеева определила следующие формы ostracod: *Candoniella ex gr. marcilea* M a n d., *Candona kirgisica* M a n d., *Candoniella albicans* Br., *Jliocypris gibba*

¹ Возможно, что включение А. К. Алексеевым в фауну Агыспе двух последних форм (*Lophiomeryx* и *Miomeryx*) основано на ошибке в определении, так как они характерны для нижнего и среднего олигоцена.

(Ramdohr), *Limnocythere* sp. Из них *Candoniella* ex gr. *marcilea* M and. и *Candona kirgisica* M and. являются характерными для неогена. Более точное определение возраста затруднительно. Характер отложений андассайской свиты, обнажающихся в Кеншагыр-Торткульской депрессии (лог Андассай), показан на фиг. 39.

К югу от гор Бурунтау, на территории юго-восточной части Чу-Сарысуйской депрессии, отложения андассайской свиты постепенно погружаются под более молодые антропогеновые отложения, и в центральной части депрессии залегают уже на глубине свыше 160 м. В северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии в нижних частях долин рек Сарысу и Чу андассайская свита отсутствует, что связано с последующим ее размывом, вследствие поднятия территории Чу-Сарысуйской депрессии. К северу отсюда, на южном и юго-восточном склонах Улутау, в эрозионных депрессиях на отложениях аральской свиты или непосредственно на более древних отложениях палеогена залегают красновато-бурые и зеленовато-бурые песчаные глины с марганцовыми примазками и бобовинами марганца, с прослоями желто-бурых и зеленовато-бурых алевроитов. В низах толщи иногда встречаются прослой грубых гравелистых кварцевых и кремнистых песков и галечников, часто ожелезненных и омарганцованных. В отдельных разрезах среди кварцевых песков встречаются глыбы окварцованных сливных песчаников. Мощность всей толщи достигает 120—130 м. Характер отложений близко напоминает отложения так называемой павлодарской свиты, которая наиболее полно развита на правом берегу Иртыша под Павлодаром. Разрез ее отмечался в литературе еще со времен Н. К. Высоцкого (1896), но особенно широко стал известен после раскопок Ю. А. Орлова в 1928—1930 гг., обнаружившего здесь богатейшую гиппарионовую фауну.

В 1953 г. В. В. Лавров выделил эти отложения под названием павлодарской свиты. Несмотря на внешнее сходство андассайской и павлодарской свит они четко отличаются одна от другой как по характеру отложений, так и по фауне млекопитающих. Так, в андассайской свите не были найдены гиппарионы, типичные представители павлодарской свиты, хотя остальная фауна сходна. Условия образования этих свит также несколько отличались. Андассайская свита образовалась в субаэральных условиях, павлодарская — преимущественно в субаквальных. Распространены они в различных структурно-фациальных зонах. На основании всех этих данных мы и выделили их в разные свиты.

Более подробная характеристика отложений павлодарской свиты, развитой под Павлодаром, будет приведена ниже. К западу и юго-западу от Джезказгана отложения павлодарской свиты, по данным Н. А. Константиновой (1958), слагают Кумула-Жездинский водораздел; здесь они представлены аллювиальными фациями и достигают мощности 4—10 м. К северу от Джезказгана отложения ее имеют, видимо, делювиально-пролювиальное происхождение. Представлены они толщей желтовато-бурых песчаных глин и алевроитов, часто сильно загипсованных и омарганцованных. В низах толщи обычны прослой грубообломочного галечного материала. Мощность 10—12 м. Среди указанной толщи галечников и глин в ряде шурфов В. М. Потапочкиным из Центрального Казахстанского геологического управления были обнаружены окатанные кости гиппариона (определение В. И. Громова). Окатанность костей заставляет предполагать возможность их переотложения, поэтому не исключена возможность отнесения вмещающей их толщи к более молодому возрасту.

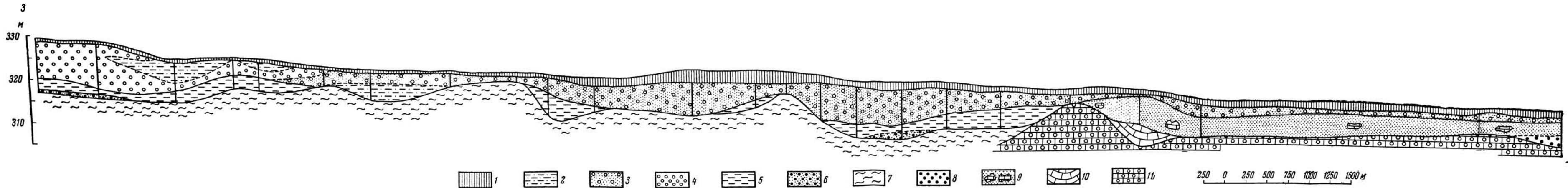
Минералогический анализ красно-бурых мергелистых глин андассайской свиты, проведенный В. Н. Разумовой, показал их гидрослюдистый состав. На электронных микрофотографиях тонких глинистых фракций хорошо видны изометрические листочки гидрослюды и игольчатые кристаллы магнезиального силиката, по данным рентгеноанализа, типа серпентина.

Минералогический анализ отложений павлодарской свиты, вскрытых буровыми скважинами на междуречье рек Жезды и Каракингир, также проведенный В. Н. Разумовой, показал, что в случае, если глины бескарбонатны, они обнаруживают чешуйчато-волокнутое строение и состоят из глинистых агрегатов со свойствами бейделлита. В виде примеси в небольшом количестве встречаются мелкие угловатые зернышки кварца. В мергелистых разностях глин вся глинистая масса пронизана тончайшими, криптокристаллическими выделениями карбоната, которые более или менее равномерно пронизывают глинистую массу породы, или образуют неправильной формы скопления и сгустки, приобретающие местами форму стяжений. Некоторые разности глин довольно сильно опесчанены. Зернышки песчаного и алевроитового размеров принадлежат почти исключительно кварцу с примесью единичных обломков кремнистых пород и полевых шпатов. С увеличением примеси песчаного материала глины переходят в тонкие глинистые пески. Состав песчаного материала полевошпатово-кварцевый с примесью обломков кремнистых пород, кислых эффузивов и единичных листочков слюды. Форма зерен угловатая, иногда с округленными углами. Цемент в песках базального типа, слабо развитый, глинистого состава.

На основании палеонтологических остатков, встреченных в отложениях андассайской свиты, нельзя точно судить о ее возрасте; можно говорить лишь о принадлежности ее к неогену.

Тот факт, что она с размывом залегает на глинах аральской свиты (нижний миоцен, низы среднего миоцена) и перекрывается отложениями кеншагырской свиты, возраст которой, как мы увидим из дальнейшего описания, определяется как низы эоплейстоцена, по новой предлагаемой нами схеме стратиграфического деления четвертичной системы (бывший верхний плиоцен), указывает на возможный возрастной интервал ее в пределах от верхов среднего миоцена до низов антропогена. Более точно ее возраст определяется при сопоставлении с другими свитами, развитыми на территории Урало-Сибирской платформы и являющимися ее стратиграфическими аналогами, о чем речь будет идти ниже.

Как мы уже указывали, наиболее полный разрез павлодарской свиты вскрывается на правом берегу Иртыша под Павлодаром (черлакская свита по В. А. Николаеву, 1949). В верхней части она представлена толщей монотонных песчаных комковатых глин и алевроитов зеленовато-серых, коричневатых и бурых с большим количеством известково-мергелистых конкреций; местами глины приобретают красную окраску. Мощность верхней глинистой части толщи 6—7 м. Нижняя часть павлодарской свиты сложена песками мощностью 8—10 м, нередко крупнослудистыми то тонкими пылеватыми, то грубозернистыми с галькой. Отложения павлодарской свиты залегают непосредственно на глинах аральской свиты. В верхней части указанного разреза в отложениях светло-серой плотной мергелистой глины и подстилающих их серых песчанистых суглинках, книзу переходящих в плотные цементированные пески, было обнаружено громадное количество костей ископаемых млекопитающих. При этом, как указывает Ю. А. Орлов (1930₂), наряду с раздавленными и сломанными черепами и костями, встречаются конечности с естественным взаимным расположением составляющих конечность костей. Это обстоятельство важно потому, что оно говорит о синхроничности костеносного горизонта с найденной в нем фауной. Павлодарская фауна, собранная Ю. А. Орловым в 1930 г., а еще раньше Н. К. Высоцким в 1894—1896 гг., но обработанная лишь 35 лет спустя также Ю. А. Орловым, представляет собой типичную фауну гиппариона. Кроме нескольких видов гиппариона, А. Ю. Орловым (1930₂) были определены носороги, жирафы, разнообразные олени и антилопы. Сравнительно немногочисленны хищники и почти отсутствуют хоботные. Подробное палеонтологическое обоснование возраста рассматриваемых



Фиг. 39. Схематический продольный разрез Кеншагыр-Торткульской депрессии. Составлен В. И. Елисеевым.

Стратиграфия кайнозоя по К. В. Никифоровой.

К. В. Никифорова

1 — бурые делювиальные суглинки верхнего плейстоцена; 2 — палевые мелкозернистые полимиктовые пески верхнего плейстоцена; 3 — гравелистые полимиктовые пески верхнего плейстоцена с галькой; 4 — галечники полимиктовые верхнего плейстоцена; 5 — серые глины нижнего эоплейстоцена; 6 — крупнозернистые полимиктовые пески и галечники нижнего эоплейсто-

цена; 7 — красные глины верхнего миоцена; 8 — грубообломочные полимиктовые галечники верхнего миоцена; 9 — тонкозернистые кварцевые пески верхнего миоцена с известковыми желваками; 10 — известняки слоистые (натечные) верхнего миоцена;

11 — известковые конгломераты верхнего миоцена

отложений приведено в работе В. И. Громова (1940), который так же как и Ю. А. Орлов относит их к нижнему плиоцену.

Во время наших исследований в 1948 и 1950—1951 гг. в отложениях описываемой свиты под Павлодаром, а также выше и ниже по Иртышу, было собрано большое количество дополнительного фаунистического материала, который был обработан В. И. Громовым и Е. И. Беляевой, определившими среди них *Chilotherium Schlosseri* (Web.), *Hipparion* cf. *ele-gans* W. Grom., *Hipparion* cf. *longipes* W. Grom., *Giraffidae*, *Mastodon* sp., *Bovidae*, *Cervidae*, *Testudo* (черепаха). На правом берегу старицы Иртыша в 1 км вниз от с. Железинского (примерно на полпути между Омском и Павлодаром) Ю. А. Орловым в серой глине из той же павлодарской свиты были собраны пресноводные моллюски, среди которых В. А. Линдгольм (1932₂) определил: *Viviparus* (*Viviparus*) *tenuisculptus* (Martens) subsp., *Orlovi* nov., *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* (O. F. Müller), *Bithynia* (?) *aenigmatica* nov. sp. *Gyraulus albus* (O. F. Müller), *Limnoscapha* nov. sp., *Unio protractus* Lindh., *U. subpictorius* subsp. nov., *U. sibiricum* nov. sp., *U. distinguendus* nov. sp., *U. humilior* nov. sp., *U. fissidentatus* nov. sp., *U. irtyschensis* nov. sp., *U. bituberculosus bituberculosus* V. Martens, *U. bituberculosus trigonoides* nov. subsp., указывающие, по его мнению, на нижнеплиоценовый возраст содержащих их отложений или самые низы среднего плиоцена. Остатки рыб из этих же отложений (определение Б. Д. Штылько) указывают на среднеплиоценовый возраст павлодарской свиты.

Пыльцевой анализ песчаных глин и алевроитов павлодарской свиты показал наличие степного комплекса растительности с абсолютным преобладанием пыльцы недревесных пород. Из травянистых встречена пыльца *Artemisia*, *Ephedra*, *Gramineae*, *Umbeliferae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae* и группа разнотравья. Примесь пыльцы древесных пород составляет не более 10—15% и содержит роды: *Pinus*, *Picea*, *Taxodium*, *Tsuga*, единичные *Betula*, *Alnus* (Заклинская, 1953, 1958).

Павлодарской свите очень близка по характеру отложений толща монотонно окрашенных зелено-серых и желтовато-серых песчаных глин, глинистых алевроитов и косослоистых мелкозернистых кварцевых песков с примазками гидроокислов марганца и сростками гипса, развитая на территории южного погружения Улутау и к северу от него в районе Сарысу-Тенгизского водораздела и окраин Тенгизской мульды, где она названа В. Н. Разумовой (1957) тенгизской свитой. По южной окраине Тенгизской мульды на р. Куланутмес у могилы Баркубай в базальном конгломерате тенгизской свиты были найдены остатки *Hipparion longipes* V. Grom. и *Rhinocerotidae* (определение Э. А. Вангенгейм).

На Среднем Урале с павлодарской свитой можно сопоставить по возрасту нижнюю красноцветную толщу, выделенную Е. Н. Щукиной (1959). Представлена она красно-бурыми глинами и суглинками с прослоями и линзами зелено-серых глин, а в нижней части разреза — песками и галечниками. Отложения нижней красноцветной толщи залегают на размытой поверхности отложений так называемой белоцветной толщи, относимой Е. Н. Щукиной к миоцену, а нами, как было указано выше, к верхнему олигоцену. Эту нижнюю красноцветную толщу сама Е. Н. Щукина сопоставляет с толщей грязно-зеленовато-серых глин с гороховидными стяжениями окислов железа и марганца, развитой восточнее оз. Убоган, в верховьях р. Каракол, цвет которой местами переходит в темно-красный. Она содержит фауну *Hipparion*, *Rhinoceros*, *Cervus* (Быков, 1941).

Широкое развитие подобных красноцветных пород установлено и на Южном Урале (Никифорова, 1948).

В Калбинском районе в долинах рек Кызылсу и Жапала Е. М. Великовской (1947) в толще красноцветных пород были найдены зубы

Hipparion sp., *Hilotherium* sp., *Camelus* sp. По заключению Ю. А. Орлова и Е. И. Беляевой, они чрезвычайно близки к таковым, встречающимся у Павлодара, в отложениях павлодарской свиты.

В южной части Зайсанской котловины К. В. Курдюков и М. М. Смеловская (1954) относят к мио-плиоцену, т. е. к тому же возрасту, что и павлодарская свита, так называемую нижнетарбагатайскую свиту, представленную кирпично-красными и красно-бурыми, часто песчанистыми глинами с гипсом и марганцовыми стяжениями. С приближением к подножью хр. Тарбагатай в них появляются линзы галечника и гравия.

Аналогичные красноцветные отложения указываются М. А. Гаррис для Салаира и Е. Н. Щукиной (1953) для Горного Алтая (нижняя красноцветная толща). Представлены они в основании глинистыми галечниками, щебнистыми глинами и охристо-бурыми и желтыми глинами и суглинками. На Алтае они обычно слагают V надпойменную террасу или же заполняют русла древних долин. Весьма характерным для них является наличие железо-марганцовых бобовых стяжений. В прослоях серых глин из охристо-бурой толщи предгорий Алтая, как пишет об этом Е. Н. Щукина (1953), О. В. Матвеевой были проделаны спорово-пыльцевые анализы, которые показали преобладание травяной растительности (*Compositae*, *Artemisia Umbeliferae*, *Ranunculaceae*, *Polypodiaceae*). Вместе с ними были встречены споры *Athyrium* и небольшое количество пыльцы древесных, а именно березы, сосны и ели. Таким образом, и здесь, как и при отложении павлодарской свиты Прииртышья, также преобладали степные условия.

В большинстве приведенных районов осадки павлодарской свиты или ее стратиграфические аналоги залегают непосредственно на отложениях аральской свиты. Нигде в указанных районах между отложениями павлодарской и аральской свит не наблюдается какой-либо промежуточной толщи. При этом надо отметить, что возраст аральской свиты датируется нижним миоценом-низами среднего миоцена. Возраст павлодарской свиты и ее стратиграфических аналогов датируется большинством исследователей как верхний миоцен — нижний плиоцен.

Лишь на территории восточной окраины Тургайской низменности непосредственно на глинах аральской свиты залегает толща красно-бурых мергелистых глин, с известковыми журавчиками и марганцовыми картежинами, очень близкая глинам андассайской свиты. Эта толща была выделена А. Л. Яншиным (1953) в жиландинскую свиту. По его свидетельству, в районе северо-восточного Устюрта она переходит в морские слои, содержащие фауну среднего и верхнего миоцена.

Как видно из всего вышеизложенного, отложения, охарактеризованные так называемой гиппарионовой фауной и литологически достаточно выдержанные, широко прослеживаются на территории Азиатской части СССР. Отмечаются они и на Енисее, и в Забайкалье, и на Сибирской платформе, но там стратиграфическое положение их устанавливается пока не так четко. Возраст их везде определяется как мио-плиоцен (верхний миоцен — нижний плиоцен), за исключением жиландинской свиты, которую А. Л. Яншин (1953) не поднимает выше верхнего миоцена, хотя все геологические данные указывают на вероятность ее одновременного отложения с павлодарской свитой. Такое неопределенное стратиграфическое положение указанных отложений (мио-плиоцен) объясняется трудностью проведения границы между континентальными отложениями верхнего миоцена и нижнего плиоцена, содержащими единую фауну (гиппарионовую).

Какие же в настоящее время есть факты для более точного установления возраста павлодарской свиты и ее аналогов? Для ответа на этот вопрос необходимо выяснить, где проводить верхнюю границу миоцена и к какому отделу неогеновой системы правильнее относить понтический ярус.

Как известно, термин «понт», введенный в употребление русскими авторами, отображает некоторый период жизни понто-каспийской области, а именно начальный период очередной изоляции бассейна, располагавшегося в этой области в эпоху, непосредственно следующую за мэотической.

В Западной Европе по аналогии стали называть понтическими пресноводные отложения, которые отлагались вслед за морскими неогеновыми отложениями средиземноморских бассейнов. Но в таком случае необходимо было допустить, что эта смена или так называемая изоляция бассейнов была одновременна во всей Европе, и, таким образом, термин понт приобретал уже стратиграфическое значение как нижний плиоцен. В связи с этим классические местонахождения гиппарионовой фауны (такие, например, как Пикерми) попали в нижний плиоцен. Однако едва ли можно допустить одновременную изоляцию различных внутренних бассейнов, а следовательно, нельзя считать правильным применение понто-каспийской стратиграфической схемы для отложений Западной Европы. Н. И. Андрусов (1918) выяснил, что в Паннонском бассейне «понтическая» конхилиофауна появляется раньше, чем в Причерноморье, а именно уже в среднем или верхнем сармате; во Франции пресноводные континентальные отложения, лежащие на тортонских морских слоях, и на основании фауны моллюсков, относимые к понту, лишь частично одновременны нашему понту, в основном же они отвечают среднему и верхнему сармату и мэотису (верхний миоцен). К этим же отложениям, т. е. к верхнему миоцену, приурочена во Франции и классическая гиппарионовая фауна. Таким образом, термин понт в западно-европейском понимании охватывает время сармат, мэотис и понт в русском понимании. В. И. Громова (1952), которая специально занималась изучением гиппарионов, считает, что точный возраст отдельных местонахождений гиппарионовой фауны в Западной Европе не ясен и чаще всего его обозначают как понтический в широком понимании слова.

Древнейшие находки гиппарионовой фауны в Севастополе, по А. А. Борисяку и Е. И. Беляевой (1948), относятся к среднему сармату. К среднему сармату относится и фауна гиппариона в Молдавии. Есть она и в верхнем сармате (Херсонщина, Куяльницкий лиман близ Одессы и ряд находок на Кавказе). Наибольшее число находок относят к мэотису (Тараклия и другие пункты Бессарабии). Небольшие находки известны из понтических известняков окрестностей Одессы.

Павлодарская гиппарионовая фауна, по мнению В. И. Громовой (1952), представляет собой обрывки непрерывного ареала этой фауны, простиравшегося от берегов Тихого океана до берегов Атлантического океана. Она является пока единственным звеном между гиппарионами Китая и Юго-Восточной Европы. Точная датировка их, по В. И. Громовой, затруднительна.

Как видно из таблицы, составленной В. И. Громовой (1952), мы до сих пор можем по фауне млекопитающих отделить верхний миоцен от нижнего плиоцена и вместо них выделяем так называемый мио-плиоцен, который характеризуется единой гиппарионовой фауной. Фауна эта содержит: *Mastodon longirostris* K a u p., *M. pentelici* G a u d., *Rhinoceros schleiermacheri* K a u p., *Dinotherium giganteum* K a u p., *Rhinoceros pachygnathus* W a g n., *Rh. orientalis* (S c h l o s s.), *Aceratherium incisivum* K a u p., *Hipparion (primigenius)* M e u e r., *mediterraneum* H e n s.)

По стратиграфической схеме, данной в работе М. Жиньё (1952), весь понт относится к миоцену, а плиоцен делится на два яруса: нижний, который отвечает нашему среднему, и верхний (виллафранк). М. Жиньё также приходит к выводу, что понятие понтический ярус необходимо уточнить. «В Западной Европе, — говорит он, — то же название понта применено к исключительно континентальным отложениям. Ярус здесь определен так называемой «гиппарионовой фауной» млекопитающих». Далее он

указывает, что «гиппарионовая фауна появляется в различных местах в верхних слоях виндабона» (тортон, — К. Н.). В конце концов он приходит к выводу, что «континентальный понт находится на границе миоцена и плиоцена, установленной при помощи морской фауны, или на грани стратиграфического перерыва, что является вполне правдоподобным» (Жиньё, 1952, стр. 511—512). Таким образом, М. Жиньё относит понт к верхам миоцена.

Это его мнение в общем совпадает с мнением, высказанным В. И. Громовой, которая также считает появление гиппариона с верхнего миоцена, причем она приходит к выводу об одновременном его появлении на всех континентах. Итак, на основании анализа имеющегося материала можно видеть, что гиппарионовая фауна появляется местами уже в верхнем тортоне и сармате, расцвет ее падает на мзотис и в конце понта (в узком его понимании) она вымирает. Таким образом, континентальный понт, который в Западной Европе определен как ярус именно появлением гиппарионовой фауны, правильнее относить еще к верхам миоцена. На это же указывает и фауна моллюсков. Типичная фауна моллюсков понтического типа начала формироваться в Венском бассейне еще в паннионское время (сармат).

Исходя из сказанного, отложения, содержащие гиппарионовую фауну на всей разобранный нами выше территории Азиатской части Советского Союза, мы считаем более правильно относить к верхнему миоцену.

Характер всех указанных отложений очень близок, почти везде они представлены красноцветными толщами, но красная окраска не является для них обязательной; так, на примере андассайской и павлодарской свит можно видеть, что в нижних частях они содержат сероватые, зеленоватые и желтовато-бурые слои, которые кверху постепенно замещаются бурокрасными. По простираению свиты отмечается такая же зависимость. Залегают эти отложения в областях прогибания и непрерывного накопления осадков, непосредственно на отложениях аральской свиты, возраст которой датируется как нижний и низы среднего миоцена. Таким образом, возраст их охватывает верхний миоцен, а возможно, и верхи среднего. Об этом свидетельствует и переход континентальных отложений жиландинской свиты на западе в морские слои с фауной верхов среднего и верхнего миоцена. (Как мы уже отмечали, жиландинская свита по стратиграфическому положению и литологическим признакам является аналогом павлодарской).

К сожалению, павлодарская фауна, являющаяся наиболее полной для характеристики гиппарионовой фауны советской Азии, до сих пор еще не обработана полностью. Но, судя по отдельным группам (жирафы, гиппарионы), миоценовый возраст ее не вызывает возражений. Таким образом, имеющиеся на сегодняшний день данные позволяют отнести павлодарскую свиту и ее стратиграфические аналоги к верхнему миоцену, возможно, начиная с верхов среднего. Ниже мы еще раз вернемся к этому вопросу в специальной главе, посвященной выяснению границы третичной и четвертичной систем, поскольку, по нашему мнению, отложения павлодарской свиты венчают собой неогеновую систему, и залегающие непосредственно выше их отложения кеншагырской свиты относятся уже к четвертичной (антропогеновой) системе в ее новых стратиграфических границах.

Для обоснования положения нижней границы четвертичной системы нам удобнее рассмотреть вначале отложения кеншагырской свиты, которые ранее считались верхнеплиоценовыми. Поэтому мы переходим к описанию нижнего отдела четвертичной системы, так называемому зоплейстоцену и его нижнего яруса, представленного отложениями кеншагырской свиты и ее стратиграфических аналогов.

Кеншагырская свита и ее стратиграфические аналоги (Q₁¹⁻²)

Стратиграфически выше описанных отложений павлодарской свиты и ее аналогов, охарактеризованных гиппарионовой фауной, на всей указанной территории прослеживается толща отложений, которые в области Казахского нагорья и Бурунтауских гор представлены галечниками, зеленовато-серыми слюдястыми песками, алевроитами и известковистыми глинами, местами принимающими желто-бурую или красно-бурую окраску.

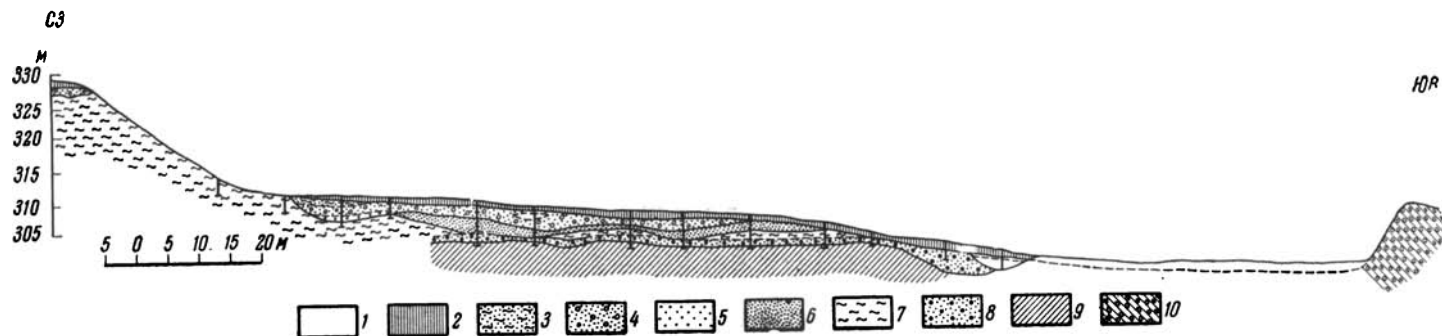
В основании толщи прослеживается слой песчаника или конгломерата небольшой мощности, который по простираению нередко переходит в известняк с брекчиевидной структурой. Общая мощность толщи 7—8 м. Мы выделили ее здесь под названием кеншагырской свиты по названию лога Кеншагыр, где она наиболее хорошо развита и представлена светло-коричневыми песчанистыми, известковистыми глинами, в которых В. И. Елисеевым были обнаружены остракоды *Iliocypris bradyi* Sars., *Lineocypris* sp. (определение Г. Ф. Шнейдер). Здесь же Е. Д. Заклинской была определена пыльца недревесных растений, присутствующая в небольших количествах: *Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*.

Отложения этой свиты прослеживаются вдоль всего Бурунтаусского пояса гор, залегая с резким размывом на красно-бурых глинах андассайской свиты и перекрываясь свитой так называемых верхнегобийских конгломератов верхнего яруса эоплейстоцена (фиг. 40, 41).

К югу отложения кеншагырской свиты постепенно погружаются под более молодые осадки четвертичной (антропогенной) системы, выполняя всю юго-восточную часть Чу-Сарысульской депрессии и протягиваясь отсюда к западу по долине Чу к самому нижнему широтному отрезку долины Сарысу, т. е. занимают и южную часть северо-западной территории той же депрессии. На севере северо-западной части Чу-Сарысульской депрессии (к северу от широтного отрезка долины Сарысу) отложения кеншагырской свиты отсутствуют. Здесь они, вероятно, уничтожены последующим размывом. На территории южных отрогов Улутау (к северу от Джезказгана) к этой свите, по-видимому, относятся аллювиально-пролювиальные отложения, содержащие окатанные кости гиппариона, которые мы условно отнесли к павлодарской свите.

Мощности отложений кеншагырской свиты в различных районах ее распространения отличаются, что зависит от геоморфологических условий ее залегания и от новейших тектонических движений.

Во впадине Сарой на правом берегу Чу в западной ее части общая мощность кеншагырской свиты, по данным В. И. Елисеева, достигает 7,5 м. Представлена она светло-серыми, зеленоватыми и желто-бурыми песчанистыми глинами, сменяющимися книзу гравелистыми кварцево-полевошпатовыми песками (фиг. 42). В зеленых глинах Н. Г. Шубиной обнаружены остракоды, которые, по определению М. И. Мандельштам, принадлежат *Cyprideis torosa littoralis* Br. Отсюда же Е. Д. Заклинской определена пыльца, представленная в основном *Artemisia* и разнотравьем (98%), пыльца древесных пород составляет всего 2% и представлена единичными зернами *Pinus*, *Alnus*, *Betula*. По сборам В. И. Елисеева, в зеленовато-серых глинах кеншагырской свиты в 10 км восточнее лога Коктал Г. Ф. Шнейдер были определены остракоды *Iliocypris gibba* (Rammohr) *Limnocythere* sp.



Фиг. 40. Разрез лога Западный Андассай. Составлен В. И. Елисеевым. Стратиграфия кайнозоя по К. В. Никифоровой.
 1 — серые такырные глины голоцена; 2 — бурые делювиальные суглинки плейстоцена; 3 — серые разномеристые полиминтовые пески верхнего эоплейстоцена; 4 — серые разномеристые полиминтовые пески с гравием и галькой верхнего эоплейстоцена; 5 — верхнеобийские конгломераты верхнего эоплейстоцена; 6 — желто-серые мелкозернистые кварцевые слюдистые пески нижнего эоплейстоцена; 7 — красные и серые глины верхнего миоцена; 8 — полиминтовые галечники в крупнозернистом песке верхнего миоцена; 9 — песчаники верхнего девона; 10 — конгломераты верхнего девона



Фиг. 41. Обнажение кеншагырской свиты, залегающей с разрывом на глинах андассайской свиты в логу Кеншагыр

На севере юго-восточной части Чу-Сарысуйской депрессии, в районе оз. Камкалы-коль и сора Буралкенынтуз кеншагырская свита представлена, по описанию В. И. Елисеева, желтовато-серыми и зелеными глинами, алевроитами и гравелистыми песками, мощность которых около 2,5 м. В глинах обнаружены остракоды *Cyprideis littoralis* Br., *Iliocypris brady* Sars. (определение Г. Ф. Шнейдер). К востоку отсюда, в 50 км восточнее оз. Тузколь, по данным скважины Казахстанской гидрогеологической экспедиции, в отложениях кеншагырской свиты, достигающей здесь мощности 27—30 м, обнаружена единичная пыльца *Centraurea*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* (определение М. Н. Грищенко).

По направлению к центральным частям депрессии мощность свиты резко увеличивается и к югу от колодца Молдобай достигает более 150 м. Здесь она представлена, по данным В. И. Елисеева, толщей серых и коричневатых глин с прослоями серых известковистых гравелитов. В глинах встречена пыльца исключительно недревесных пород: *Alnus*, *Corylus*, *Compositae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Gramineae*, *Leguminosae*, *Rosaceae*, *Valerianaceae*, *Ephedra*, разнотравье (определение М. Н. Грищенко). Кроме того, Г. Ф. Шнейдер определены остракоды *Cyprideis littoralis* Br. и водоросли *Characaceae*. Вид *Cyprideis littoralis* Br. встречается также и в глинистой толще кеншагырской свиты к югу от оз. Коккуй. Увеличение мощности наблюдается с севера на юг (от Чу-Илийских гор к Киргизскому хребту). Соответственно изменяется характер отложений от более грубых разностей к более тонким. Так, к северу и северо-востоку от Фурмановки, близ Чу-Илийских гор, у родника Чилибастау, мощность отложений кеншагырской свиты, представленных щебнистыми глинами с прослоями песков, гравелитов и известняков, достигает 40 м. В 54 км к юго-востоку отсюда, близ устья лога Сарыбулак, она достигает 100 м. Еще далее к юго-востоку, в 12 км от устья Сарыбулак, мощность кеншагырской свиты уже более 168 м (скважина не вышла из них). Южнее Фурмановки, в наиболее прогнутах части депрессии, мощность пород кеншагырской свиты равна уже 470 м, причем представлены они здесь очень однородными серыми и желтовато-серыми песчанистыми, слюдистыми, известковистыми глинами с гипсом, с редкими прослоями серых алевроитов. Глины содержат тот же степной комплекс пыльцы, присутствующей в небольших количествах, что и в других разрезах свиты — *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, разнотравье (определение М. Н. Грищенко).

М. И. Мандельштам, который по сборам Н. Г. Шубиной определял остракод из отложений, выделенных нами в кеншагырскую свиту, считал возраст вмещающих их отложений в основном верхнеплиоценовым. Остракоды рода *Iliocypris brady* Sars. и *Iliocypris gibba* (Ramdohr.) распространены в акчагыльском, апшеронском и бакинском ярусах Нижнего Поволжья и Северного Кавказа. Остальные формы не являются характерными в возрастном отношении, но свидетельствуют о солоноватоводном режиме бассейна.

То обстоятельство, что отложения кеншагырской свиты с размывом перекрываются толщей верхнеобийских конгломератов, которые мы относим, как будет видно дальше, к верхнему—миндельскому ярусу эоплейстоцена, исключает возможность ее миндельского (нижнеплейстоценового по старой схеме) возраста. Поэтому возраст кеншагырской свиты довольно четко определяется как нижний эоплейстоцен в пределах виллафранкского и гюнцского ярусов.

В Павлодарском Прииртышье отложениям кеншагырской свиты соответствует выделенная нами (Никифорова и др., 1960) селетинская свита, представленная зеленовато-серыми песчанистыми глинами с мергелистыми

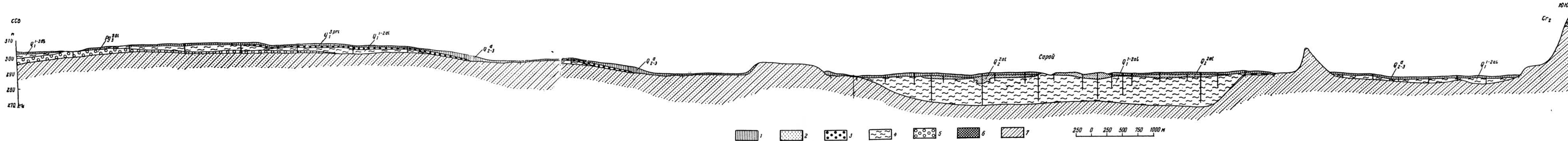
конкрециями, алевритами, песками и галечниками с *Equus stenonis* C o s c h i.

В восточном Приуралье и северной части Тургайской низменности А. П. Сигов (1954) проследил широкое распространение толщи серых и зеленовато-серых, а местами бурых плотных и тяжелых глин с карбонатными конкрециями; местами глины мергелисты, в нижних частях более песчанисты с прослоями грубозернистого и гравелистого глинистого песка, обычно обохренные. В ряде пунктов в этих породах были обнаружены гастроподы и пелециподы, а также зубы и позвонки рыб. А. П. Сигов выделил эти отложения в кустанайскую свиту. И. В. Даниловским из отложений этой свиты, вскрытой скважинами в районе г. Кустаная, определены *Valvata pronaticina* L i n d c h., *Bythynia tentaculata* L.

По р. Муккур из тех же отложений И. В. Даниловским были определены: *Valvata piscinalis* L i n d c h., *V. pronaticina* L i n d c h., *Bythynia kirgisorum* L i n d c h., *Corbicula fluminalis* N a t t., *Unio* ex gr. *athleta* L i n d c h., *Unio* sp. По В. А. Линдгольму (1932¹), все эти виды указывают на средне- или верхнеплиоценовый возраст содержащих их отложений. А. П. Сигов отмечает, что породы кустанайской свиты повсюду приурочены к самой верхней цокольной террасе и являются аналогами отложений Читиргиза и Бетеке, откуда Ю. А. Орловым (1930¹, 1937, 1939) были определены гиппарионы (*Hipparion*), верблюды (*Camelus praebactrianus* O r l., *Paracamelus* sp.) мастодонты (*Mastodon angustidens* C u v., *Mastodon* типа *Tapiroides* C u v., жирафы (*Giraffidae*), носороги (*Rhinocerotidae*), олени (*Cervidae*), крупные кошки (*Felidae*), крупные гиены (*Hyaenidae*), черепахи (*Testudinata*), лошади (*Equus* sp.). Как видно из приведенного списка фаунистических остатков, они носят смешанный характер. Остатки мастодонтов, несомненно, принадлежат еще миоценовому (не моложе среднего миоцена) возрасту. То же можно сказать и о жирафах (они, вероятно, переотложены из отложений аральской свиты, обнажающейся по соседству). Присутствие верблюдов (*Camelus praebactrianus* O r l., *Paracamelus* sp.), которые, кстати сказать, преобладают, указывает на средне- или верхнеплиоценовый (низы эоплейстоцена) возраст отложений (не моложе низов верхнего эоплейстоцена). Наличие остатков гиппариона совместно с лошадью (*Equus* sp.) говорит за верхнеплиоценовый (низы эоплейстоцена) возраст отложений.

Кроме остатков фауны млекопитающих, в тех же отложениях собрана богатая фауна пресноводных моллюсков, которая была определена В. А. Линдгольмом. Некоторые слои содержат громадное количество унионид, но очень плохой сохранности, гораздо лучше сохранились раковины гастропод. Из гастропод обильно представлены *Bithynia* (*Tilopoma*) *kirgisorum* nov. sp., *Valvata pronaticina* nov. sp. и *Viviparus polytropis* nov. sp. Среди пелеципод первенствует количество видов и экземпляров рода *Unio*. По заключению В. А. Линдгольма, присутствие представителя подрода *Tilopoma kirgisorum* указывает на средний плиоцен (левантин). *Viviparus polytropis* также имеет своих ближайших аналогов в левантине Кroatии и Славонии. С этим же согласуется богатое развитие *Unionidae*, характерное для плиоцена палеарктики, а также присутствие представителей родов *Lithoglyphus*, *Valvata*, *Corbicula*. Не противоречит этому выводу и наличие ныне живущих видов: *Lymnaea ovata* (D r o p.), *Planorbis corneus* (L i n n é), *P. planorbis* (L i n n é), *P. spirorbis* (L i n n é), *P. leucostoma* (M i l l e t.), *Valvata piscinalis* (O. F. M ü l l e r), *Bithynia tentaculata* (L i n n é), так как все они известны из плиоцена различных местностей Европы. Таким образом, указанная фауна моллюсков, по мнению В. А. Линдгольма, ближе всего родственна среднеплиоценовой фауне Юго-Восточной Европы (левантин).

Как будет видно дальше, мы сопоставляем левантин с низами эоплейсто-



Фиг. 42. Условия залегания кеншагырской свиты во впадине Сарой (Восточная Бет-Пак-Дала).

1 — делювиальные суглинки верхнего плейстоцена; 2 — аллювиальные отложения верхнего плейстоцена (глины, супеси, пески с галькой); 3 — пролювиальные отложения верхнего эоплейстоцена (мелкогалечные полимиктовые конгломераты); 4 — озерно-аллювиальные отложения нижнего и среднего эоплейстоцена — кеншагырская свита (плотные желто-серые глины, разнозернистые кварцевые [пески, галечники]); 5 — аллювиальные отложения верхнего олигоцена — асназансорская свита (желто-серые кварцевые мелко- и среднезернистые пески с гравием и галечники); 6 — прибрежно-морские отложения верхнего мела — буралкенынгузская свита (белые и пестрые кварцевые пески, глины и галечники); 7 — породы палеозоя

цена, по новому делению. Поэтому, по нашему мнению, все палеонтологические данные позволяют с большей уверенностью сопоставлять кустанайскую свиту и отвечающие ей по возрасту битекейские слои с упомянутой нами выше кеншагырской свитой Бет-Пак-Далы, возможно, с ее нижними горизонтами, и относить к самым нижним горизонтам эоплейстоцена, вероятно, соответствующим отложениям, содержащим руссильонскую фауну в Европейской части СССР и в Западной Европе, которые соответствуют левантину (нижнепоратский горизонт Молдавии). В последнее время большинством исследователей (Лавров, 1959; Чумаков, 1958) возраст кустанайской свиты также принимается как верхний плиоцен (низы эоплейстоцена. — К. Н.). А. П. Сигов (1954) считает, что породы кустанайской свиты отлагались в речной сети, заложенной и разработанной в Зауралье в конце миоцена — начале плиоцена. Таким образом, возраст самих отложений, по А. П. Сигову, более молодой и может быть отнесен к верхнему плиоцену (в старом стратиграфическом делении).

На Урале этому этапу осадкообразования отвечает верхняя красноватая толща, которая на Среднем Урале обычно слагает IV надпойменную террасу. На Южном Урале, близ пос. Кваркено (восточный склон), в подобных отложениях были обнаружены зубы, принадлежащие, по определению Е. И. Беляевой (1948), ранней форме *Archidiskodon meridionalis* Nesti (*Elephas meridionalis* Nesti) и *Mastodon borsoni* Hay s. Разрез красноватой толщи в шурфе, где был обнаружен зуб *Archidiskodon meridionalis* Nesti, следующий:

	Мощность, м
1. Почва	0,30
2. Буро-желтые глины, в нижней части с прослоями серого среднезернистого песка	5,30
3. Красно-бурые глины с гальками кварца	0,90
4. Галечник с остатками <i>Archidiskodon meridionalis</i> Nesti в основании слоя	0,40
5. Крупнозернистые сероватые пески с глинистыми прослойками в нижних частях	2,70
6. Второй слой галечника	0,30
7. Желтые крупнозернистые пески с включениями крупных глыб белых тонких песков, видимая мощность	0,50

Зуб мастодонта был обнаружен в другом шурфе, расположенном на расстоянии 0,5 км на юг от предыдущего. Здесь, по описанию Е. И. Беляевой (1948), наблюдаются глинистые отложения мощностью в 5 м, подстилаемые трехметровой толщей серых и ниже желтых песков. В разрезе также наблюдаются два прослоя галечников — верхний в основании глин, на границе с серыми песками, и нижний — между последними и желтыми песками. Несомненно отличная сохранность коронок зуба мастодонта по сравнению с зубами южного слона из первого шурфа и его более сильная минерализация позволяют думать, что зуб мастодонта был обнаружен из более глубоких частей разреза, а сохранившаяся во многих местах мягкая желтая глинистая порода говорит о том, что данный фрагмент находился в отложениях не выше нижнего галечникового слоя. Нахождение остатков примитивной формы южного слона в первом (верхнем) галечниковом слое, по мнению Е. И. Беляевой, позволяет отнести его или к низам плейстоцена, или к верхам плиоцена (по старому делению). Остатки *Mastodon borsoni* Hay s. указывают на плиоценовый возраст второго (нижнего) галечникового слоя; подстилающие галечник серые пески могут быть, по мнению Е. И. Беляевой¹, того же возраста или несколько более древними, а лежащие ниже желтые пески относятся к нижнему плиоцену или миоцену. Примерно такая же датировка этих отложений была указана и автором данной работы (Никифорова, 1948). Возможно, что указанная датировка не вполне отве-

¹ Возрастное деление указано здесь в прежних стратиграфических границах.

чает действительному положению вещей, учитывая совместное присутствие *Archidiskodon meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Haуs. в отложениях верхнего плиоцена (виллафранк) других местонахождений, вся описанная толща может быть одновозрастной

В Магнитогорском районе Южного Урала А. И. Куварзиным в 1954 г. в основании слоя зеленовато-серых супесей, залегающих на красных глинах нижней красноцветной толщи или непосредственно на коре выветривания, был обнаружен зуб *Elephas wüsti* Pavl., относящийся, по определению В. И. Громова, к виду, переходному к *Archidiskodon meridionalis* Nesti. В том же районе был найден обломок зуба *Elasmotherium* sp., видимо, из верхов бурых глин, перекрывающих нижнюю красноцветную толщу. В отложениях IV надпойменной террасы р. Сырты, представленных в верхней части красными глинами, а в низах песками, галечниками, глинами и суглинками серо-зеленоватой окраски, местами содержащими известковые стяжения, Д. В. Борисевичем и Э. И. Равским (1943 г.) была обнаружена фауна брюхоногих и пластинчато-жаберных, по определению Е. П. Тихвинской, акчагыльского возраста.

В южной части Зайсанской котловины К. В. Курдюков выделил две красноцветные толщи, нижнюю из которых, как мы видели выше, он отнес к миоплиоцену, а верхнюю — к верхнему плиоцену (Курдюков и Смеловская, 1954). Это так называемая верхнетарбагатайская свита, представленная песчанистыми глинами и глинистыми песками, содержащими в верхних слоях прослои и линзы гравия и гальки. Перекрываются они так же как и отложения кенпагырской свиты верхнеобийскими конгломератами верхнего яруса эоплейстоцена (миндель).

Две разновозрастные красноцветные толщи выделяются Е. Н. Шукиной и для Горного Алтая, нижнюю из них мы описали выше, сопоставив ее с павлодарской свитой верхнего миоцена или, как считали ранее, мио-плиоцена. Верхняя, более молодая, представлена ярко-красными глинами, которые перекрывают нижнюю и спускаются по склону на поверхность IV надпойменной террасы, где их подстилают слои галечников, смешанных с глинистым песком. Е. Н. Шукина сопоставляет верхнюю красноцветную толщу Горного Алтая с таковой Среднего и Южного Урала с фауной *Archidiskodon meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Haуs. и относит ее к верхнему плиоцену (низ эоплейстоцена нашей схемы). Она несомненно, выделится и на Салаире и в Енисейском крае при более детальном изучении указанных отложений.

Таким образом, возраст указанных отложений достаточно твердо устанавливается как верхне-, а возможно, и среднеплиоценовый, по старому делению, или эоплейстоценовый в пределах виллафранского и гюнцского ярусов, по новой стратиграфической схеме четвертичной системы¹.

Ниже мы перейдем к обоснованию выделения верхнеплиоценовых и части среднеплиоценовых отложений в низы четвертичной системы, что тесно связано с вопросом о положении ее нижней границы.

О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих²

Вопрос о нижней границе четвертичного периода является одним из существенных дискуссионных вопросов нашей науки в настоящее время. Большая часть советских исследователей пришла к выводу о необходимости снижения этой границы под отложения, относившиеся до сих пор к верхнему

¹ Новое стратиграфическое расчленение четвертичной системы будет приведено в соответствующем разделе.

² Основные положения этого раздела были опубликованы в статье, написанной совместно с Л. И. Алексеевой (Никифорова и Алексеева, 1959).

плиоцену (В. И. Громов, А. И. Москвитин, В. П. Гричук, Н. И. Николаев и др.). Это же мнение было выражено и на XVIII Международном геологическом конгрессе, где большинство присутствовавших высказывалось за проведение нижней границы четвертичного периода подотложениями виллафранка в Западной Европе или нихэваня в Китае.

Как известно, в основе стратиграфического расчленения всех систем в пределах крупных таксономических категорий, имеющих планетарный характер, лежит биостратиграфический принцип.

Четвертичная система отличается рядом специфических особенностей. Важнейшими из них являются: близость к современности, кратковременность, общее похолодание и резкие периодические колебания климата, сопровождавшиеся обширными материковыми оледенениями, значительное преобладание континентальных осадков среди четвертичных отложений суши и, наконец, появление и развитие в четвертичном периоде человека и человеческого общества. По мнению ряда исследователей, это дает основание применять к разбираемой системе совершенно иные принципы расчленения, чем обычно используемые в стратиграфической классификации. Такое резкое противопоставление четвертичной системы всем другим, по нашему мнению, неправильно. Несомненно, ее специфика требует несколько иного подхода к такому расчленению, однако нет никаких оснований отходить при этом от общих принципов стратиграфической классификации и номенклатуры. Поэтому в основу ее подразделения на крупные таксономические категории (отделы, ярусы) также должен быть положен биостратиграфический принцип, основывающийся на континентальной фауне и флоре, поскольку отложения этой системы носят преимущественно континентальный характер. Развитие фауны, не отделимое от развития среды ее обитания, определяет основные черты геологической истории, этапы которой представляют собой естественные стратиграфические единицы. Нижняя граница четвертичной системы может быть лучше всего обоснована с точки зрения развития фауны млекопитающих.

Изучение геологического строения верхов неогеновой системы, относимых до сих пор большинством русских геологов к мио-плиоцену и плиоцену, развитых на огромных территориях Азиатской части Советского Союза, которая в течение этого времени оставалась сушей, показывает, что выше так называемой аральской свиты (нижний и низы среднего миоцена) можно выделить только две толщи, которые охарактеризованы двумя различными фаунами. Напомним, что нижняя толща наиболее полно развита на Иртыше, под Павлодаром, — павлодарская свита. Она содержит богатую гиппарионовую фауну (Орлов, 1930², 1937, 1939). В Тургае аналогом ее является жиландинская свита (Яншин, 1953), которая на западе, в районе Мугоджар, переходит в морские слои, охарактеризованные фауной верхов среднего и верхнего миоцена. В Голодной степи Казахстана (Бет-Пак-Дала) ей соответствует андассайская свита (Никифорова, 1957), в отложениях которой встречены остатки млекопитающих и черепах, по-видимому, принадлежащих той же гиппарионовой фауне. В Тенгизской мульде аналогом павлодарской свиты является тенгизская свита (Разумова, 1957), отложения которой содержат гиппарионовую фауну. На Урале (Щукина, 1959) и в Калбинском районе Алтая (Великовская, 1947) ей отвечает нижняя красноватая толща, содержащая гиппарионовую фауну, близкую фауне павлодарской свиты. На юге Зайсанской котловины развита синхронная павлодарской — нижняя тарбагатая свита (Курдюков и Сметловская, 1954). Аналогичные отложения описаны М. А. Гаррис для Салаира и Е. Н. Щукиной — для Горного Алтая. В Центральном Тянь-Шане аналогом павлодарской свиты, по-видимому, является курлукская свита.

Во всех перечисленных районах отложения этих свит представлены существенно красноватыми или зеленоватыми формациями и охарактере-

ризованы гиппарионовой фауной. По возрасту большинство исследователей относит их к мио-плиоцену. Нами они отнесены к верхнему и верхам среднего миоцена, такого же мнения придерживаются В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1958) для отложений Восточного Казахстана. В южных районах Европейской части СССР, среди широко развитых континентальных отложений второй половины неогена также отмечается присутствие двух толщ, охарактеризованных различной фауной млекопитающих.

Нижняя — балтская, охарактеризована гиппарионовой фауной. Нужно отметить, что единая балтская толща представляет собой аллювиально-озерно-дельтовую фацию понта, мэотиса, верхнего и может быть даже среднего сармата (Н. А. Соколов), что еще раз подтверждает правильность нашего заключения о принадлежности понтического яруса к миоцену. Некоторые исследователи (например, Г. Ф. Лунгерсгаузен, 1956) считают, что в ее состав входит также и средний плиоцен.

Гиппарионовая фауна, происходящая из балтских отложений, известна из многих пунктов юга Европейской части СССР и изучена значительно лучше, чем одновозрастная фауна азиатской территории Союза. В приведенной нами таблице (фиг. 43) видно, что в балтской фауне присутствуют различные гиппарионы, носороги, мастодонты, антилопы, олени. Причем на данном уровне знаний отделить верхний миоцен от нижнего плиоцена по фауне млекопитающих не представляется возможным. Невозможность расчленения верхнего миоцена и нижнего плиоцена по фауне позвоночных отмечается и в работах ряда ученых других стран, изучавших фауну этого отрезка времени (Mottl, 1939 и др.). К таким же выводам позволяет прийти и изучение фауны беспозвоночных этого периода, например в Паннонском бассейне (Gillet, 1933 и др.). На генетическую близость мэотиса и нижнего плиоцена указывают и появившиеся в последнее время в литературе данные о необходимости перенесения мэотиса в плиоцен, основанные на изучении флоры (Мчедlishvili, 1955, 1957; Воронова, 1951) и фауны (Габриелян, Саакян, 1955; Булейшвили и Вахания, 1955).

Вопрос о границе миоцена и плиоцена тесно связан с вопросом о различном понимании объема «понтический ярус». Понт, как ярус, был выделен Н. И. Андрусовым в 1917 г. и с тех пор русские геологи понимают под понтом только нижний плиоцен. В западноевропейской литературе понт понимается более широко, включая в себя обычно все отложения от среднего сармата до нижнего плиоцена включительно (см. выше). Основой для такого расширения понятия «понт» послужили находки в ряде пунктов Западной Европы фауны млекопитающих, сходной с фауной из понтических (нижнеплиоценовых) отложений юга Европейской части России. При дальнейших исследованиях отложения Западной Европы, заключающие эту фауну, частично оказались более древними — верхнемиоценовыми. Это могло произойти потому, что по фауне млекопитающих невозможно было провести границу в единой мио-плиоценовой толще.

В силу необходимости, вернее в силу привычки к термину «понт», объем его был расширен до «классического» понта или понта в широком смысле. Большинство западноевропейских ученых, использующее в своих стратиграфических построениях понятие понт (в широком смысле), вынуждены были либо искусственно расчленять «классический» понт, либо относить его целиком к нижнему плиоцену (Papp, Thenius, 1949), или к миоцену (Жиньё, 1952).

Все вышеприведенные данные позволяют нам высказать мнение о невозможности расчленить миоцен и нижний плиоцен, если мы имеем дело с континентальными отложениями. Исходя из фауны млекопитающих, правильнее помещать верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые отложения в один отдел. Этот вывод подкрепляется данными, полученными при изучении флоры из верхних ярусов верхнего миоцена (мэотис) и нижнего плио-

цена (русский понт). Что касается морских отложений, то, как видно из сказанного выше, морские отложения нижнего плиоцена (Паннонский бассейн, Венский бассейн и др.) также генетически тесно связаны с мэотисом и, по мнению исследователей, не могут быть помещены в разные отделы. На данном уровне знаний нам кажется более правильным причислять этот отдел к миоцену (верхний миоцен), так как отложения, описанные нами выше, содержат гиппарионовую фауну, появление которой приурочено к миоцену (верхний тортон), а расцвет ее падает на конец миоцена (мэотис).

Стратиграфически выше описанных отложений с гиппарионовой фауной на территории Азиатской части Советского Союза прослеживается вторая толща, залегающая непосредственно на отложениях верхнего миоцена и содержащая уже другую фауну. Последняя характеризуется появлением ряда новых родов *Archidiskodon* (*Elephas*), *Equus*, *Bos* и др. Сюда относятся следующие свиты: кеншагырская в Голодной степи Казахстана, селетинская в Прииртышье, верхняя красноцветная на Урале, в Зайсанской котловине, Алтае и в ряде других мест. Отложения этих свит содержат уже антропогеновую фауну нового фаунистического комплекса, близкого к хапровскому, выделенного В. И. Громовым (1948). В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1958) называют его илийским фаунистическим комплексом. Ранее он считался определяющим верхнеплиоценовый возраст отложений. На юге Европейской части СССР — в Поволжье, в нижнем течении Дона, на Украине и ряде других территорий стратиграфически выше балтской свиты залегают отложения, охарактеризованные фауной хапровского фаунистического комплекса, относимого нами к низам четвертичной системы.

В Молдавии, кроме того, известна несколько более древняя толща отложений, охарактеризованная фауной, близкой руссильонской фауне Западной Европы (молдавский руссильон И. П. Хоменко), которая большинством исследователей относилась до сих пор к среднему плиоцену. Вопрос о стратиграфическом положении руссильонской фауны мы разберем несколько ниже, пока же отметим только, что мы считаем возможным отнести ее также к нижним горизонтам четвертичной системы в новом расширенном ее понимании.

Таким образом, на большей части территории юга Европейской и Азиатской частей СССР имеют широкое распространение две континентальные толщи, которые большинством исследователей относились до последнего времени к плиоцену. Верхняя толща всеми признавалась верхнеплиоценовой, нижняя большинством исследователей считалась «мио-плиоценовой», или понтической (нижний плиоцен). Соответственно этим двум толщам мы имеем и две различные фауны, отвечающие верхам третичного разреза: нижнюю с гиппарионовой фауной и верхнюю с *Equus stenonis* C o c s h i, *Anancus arvernensis* C r o i z e t e t J o b e r t, *Archidiskodon meridionalis* N e s t i, *Elasmotherium* sp. и др., т. е. с представителями животных, характерными для хапровского фаунистического комплекса, выделенного В. И. Громовым (1948). Гиппарионы иногда еще присутствуют в этом комплексе, но уже вместе с лошадью, которая постепенно их вытесняет. Как было указано выше, нижнюю толщу отложений, содержащую гиппарионовую фауну, мы считаем более правильным относить к верхнему миоцену; верхняя толща с представителями хапровского фаунистического комплекса, согласно новой схеме деления четвертичного периода, предложенной В. И. Громовым (1957), с которой мы в общих чертах согласны, отвечает низам четвертичного периода или эоплейстоцену (нижнему его ярусу).

По этой схеме В. И. Громова четвертичная система делится на три отдела: эоплейстоцен, который обнимает бывший верхний плиоцен и нижний плейстоцен; плейстоцен (бывший средний и верхний плейстоцен) и голоцен.

Что касается отложений, которые могли бы быть отнесены к среднему плиоцену, то таковые на большей части территории Азиатской части СССР отсутствуют, отсутствует здесь и какая-либо другая фауна млекопитающих, промежуточная между гиппарионовой и антропогеновой (хапровский или илийский комплекс).

Такое же положение можно констатировать и для ряда других частей азиатской территории, в частности для Китая (Pei W. C., 1934; Ли Сы-гуан, 1952) и Индии (Wadia, 1950, Кришнан, 1954). Так, в Индии верхам третичного периода отвечают так называемые сиваликские отложения.

В настоящее время принято следующее расчленение сиваликских отложений Индии (Кришнан, 1954, стр. 359).

Верхняя сиваликская серия	Валунный конгломерат Пинджорский горизонт Татротский горизонт	Нижний плейстоцен (кромер) Виллафранкский Астийский
Средняя сиваликская серия	Док-патанский горизонт Нагрийский горизонт	Понтический Сарматский
Нижняя сиваликская серия	Чинджийский горизонт Камлялский горизонт	Верхний торгонский Нижний торгонский

В Индии первые остатки гиппариона найдены в верхнем тортоне (чинджи), первые остатки лошади появляются в астии (татроте). Исходя из признания, что роды *Hipparion* и *Equus* американского происхождения и в старом свете они иммигранты, а также из того, что в Америке первые гиппарионы появились в верхнем миоцене, а первые лошади в верхнем плиоцене, В. И. Громова (1952) приходит к выводу, что чинджи нужно помещать в верхний миоцен, а татрт — в верхний плиоцен (по старой схеме). Док-патан она относит к нижнему плиоцену, хотя комплекс фауны для него остается тот же, что и для чинджи и нагри, в нем присутствует та же гиппарионовая фауна (Громова, 1952). Таким образом, док-патан попадает в так называемый мио-плиоцен, который правильнее считать, по нашему мнению, верхним миоценом. Татрот и пинджор, как мы видели, попадают уже в верхний плиоцен или, по нашему делению, в эоплейстоцен (нижний ярус). Следовательно, если исходить из фауны млекопитающих, средний плиоцен отсутствует и в Индии.

В Китае гиппарионовая фауна приурочена к понтическим красным глинам — red clay (Ли Сы-гуан, 1952), которые одни авторы считают верхнемиоценовыми, другие — нижнеплиоценовыми. Правильнее всего определять их возраст в тех же границах, что и описанной выше нижней красноцветной толщи или павлодарской свиты.

К среднему плиоцену в Китае относятся так называемые красноватые глины (reddish clays) «верхнего понта». П. Тейляр и К. Ян (Teilard and Joug, 1930) выделяют в толще красноватых глин Китая и Монголии три зоны, причем уже в нижней из них (зона «А»), которую они и относят к среднему плиоцену, отмечается присутствие *Archidiscodon planifrons* Falc. (*Elephas planifrons* Falc.). Таким образом, толща красноватых глин должна быть отнесена уже к низам четвертичной системы в новом ее понимании (нижний эоплейстоцен). Среднюю зону «В» П. Тейляри и К. Ян параллелизуют с виллафранком. Ей сопутствует уже типичная виллафранкская фауна, а верхняя зона «С» соответствует нижнему плейстоцену существующей в настоящее время стратиграфической шкалы.

Никаких промежуточных фаунистических комплексов, которые могли бы указывать на среднеплиоценовый возраст содержащих их отложений здесь также нет. Мнение о недостаточной обоснованности среднего плиоцена для территории Восточной Азии высказал Пей Вен-чжун (1934), изучавший верхнекайнозойские континентальные отложения Монголии и Китая. Он выделяет четыре хорошо охарактеризованных фаунистически гори-

зонта: понтический, который он относит к нижнему плиоцену, позднеплиоценовый (нижний санмынь) и два четвертичных.

Пески Ertemte, белые слои Dalai Nor в Монголии и нижние красноватые глины Китая, может быть, представляют, по мнению этого автора, самостоятельный горизонт (пятый), который в таком случае следует отнести к среднему плиоцену. Но Пей Вен-чжун еще раз подчеркивает, что выделение и отнесение этого горизонта к среднему плиоцену недостаточно обосновано; это, как мы видели, подтверждается анализом фауны млекопитающих. К верхнему плиоцену относятся так называемые нихэваньские отложения (нижний санмынь или зона «В» Тейляра и Яна), одновременные отложения виллафранку Европы, где наряду с остатками гиппариона встречаются и остатки настоящей однопалой лошади *Equus sanmeniensis* Chard. et Piv. По нашей схеме они попадают в низы четвертичного периода (эоплейстоцен).

Как можно видеть, среднеплиоценовые отложения в Китае и Индии (которые должны соответствовать астию и плезансу Европы) неотделимы по фауне млекопитающих от вышележащих нихэваньских или виллафранкских.

В Америке, если исходить из данных Вуда и др. (Wood, Channey a. oth., 1941), к верхнему миоцену принадлежит формация барстов, к нижнему плиоцену — формация кларендон и к среднему — формация хемфил. Ко времени образования формации кларендон приурочен расцвет гиппарионовой фауны. Рядом авторов эта формация синхронизируется с «понтом» Европы, включающим в себя средний и верхний сармат и мэотис, т. е. кларендонская формация соответствует нашей павлодарской свите и ее следует считать верхнемиоценовой. К формации хемфил (средний плиоцен) по данным Осборна (Osborn 1942) относятся так называемые слои «Eden» в Калифорнии и местонахождение «Thausend Creek». В фаунистическом комплексе, встреченном в слоях «Eden», присутствуют определенно прогрессивные формы: ленивцы *Nothotherium* или *Pronothotherium* и *Megalonux*, саблезубая кошка, медведь, *Hyenarctos* и *Platygonus*. С другой стороны, имеется еще много типичных нижнеплиоценовых форм, таких как *Plihippus*, *Prosthennops*, *Procamelus*, *Merycodus* и *Trilophodon*. Фрик обратил внимание на отсутствие *Hipparion* в этой фауне, которое может свидетельствовать об относительно более молодом возрасте этого комплекса, чем возраст таковой формации кларендон. Фауна «Thausend Creek» содержит, по свидетельству Осборна, «продвинутых» третичных хищников, грызунов, лошадей, камелид, антилопид. Таким образом, кажется вероятным, что фауна «Eden» — умеренно продвинутый плиоценовый комплекс, содержащий много прогрессивных типов млекопитающих, которые предвещают наступление плейстоцена в Северной Америке (Osborn, 1942 стр. 1502). По данным В. И. Громовой (1949) род *Plihippus*, присутствующий в фауне «Eden», является, по-видимому, прямым предком рода *Equus*, он гораздо более близок *Equus*, чем *Hipparion*. В фауне «Thausend Creek» Осборн отмечает уже присутствие настоящих лошадей. Таким образом, оба эти местонахождения, приуроченные к отложениям формации хемфил, показывают, что последнюю правильнее относить к самым низам виллафранкского яруса эоплейстоцена. Следующая за хемфильской, формация бланко характеризуется комплексом фауны, вполне аналогичным таковому виллафранкской и нихэваньской эпох Европы и Китая: здесь появляется так называемый *Plessipus*, очень близкий к *Equus stenonis* Cocchi Европы, *Eq. sanmeniensis* Chard et Piv. Китая, *Eq. sivalensis* Falc. Индии (Громова, 1952).

В бассейне Черного моря к среднему плиоцену большинство исследователей относит кувальницкий и киммерийский ярусы (Эберзин, 1955 и др.). Оба эти яруса были установлены на основании изучения отложений и со-
бых комплексов фауны солоноватоводных моллюсков, развившихся в

условиях замкнутого бассейна и до настоящего времени точно не синхронизированных с отложениями и фауной открытых морских бассейнов того времени. Кроме того, в условиях замкнутых бассейнов изменение фауны скорее и чаще отражает различные условия среды ее обитания, чем различную стратиграфическую приуроченность, и в этом отношении континентальная фауна является более надежным репером.

Посмотрим, какова же фауна млекопитающих в куяльнике? В песчаноглинистых отложениях так называемого верхнего куяльника, слагающих правый склон Куяльнического лимана, по данным Е. А. Гапонова (1948, 1957), был найден зуб *Elasmotherium sibiricum* Fisch. В этих же отложениях еще раньше были обнаружены зубы эласмотерия и кости мастодонта (*Anancus arvernensis* Croizet et Robert), южного слона, лося, лошади Стенона и страуса (Ласкарев, 1910). По комплексу фауны Хапры и Куяльнические местонахождения сходны, на основании чего этот исследователь считает более правильным датировать куяльнические отложения верхним плиоценом (эоплейстоцен по нашей схеме). Летом 1959 г. в Палеонтологическом музее Одесского университета нами была обнаружена верхняя челюсть с 2-мя зубами слона *Hesperoloxodon antiquus* cf. *ausonius* Major (*Elephas antiquus* cf. *ausonius* Major, определение В. И. Громова), найденная еще в 1951 г. сотрудницей Одесского университета А. Ф. Герун в стратотипическом разрезе куяльнического яруса у дер. Крыжановка. Указанная челюсть, по свидетельству А. Ф. Герун, залегала непосредственно в зеленых куяльнических глинах, переполненных фауной моллюсков куяльнического яруса. Род *Hesperoloxodon antiquus ausonius* Major характерен для нижневиллафранкских отложений Вальд'Арно (верхние слои нижнего виллафранка, Forsyth Major). Таким образом, эоплейстоценовый (виллафранкский) возраст всей толщи отложений куяльника становится бесспорным.

Что касается нижнего, киммерийского яруса среднего плиоцена, то, к сожалению, нигде не известно соответствующих ему остатков фауны млекопитающих. Некоторые основания для отнесения его еще к верхам миоцена дает нам Паннонский бассейн, где в верхней части разреза развиты отложения так называемого портаферского горизонта, соответствующего, по П. Стевановичу (1951), нашему верхнему понту. Выше его в ряде мест Паннонского бассейна, например в Сербии и соседних областях западнее Карпат, залегают нижнепальудиновые слои, прямо сопоставляемые П. Стевановичем с дакием или киммерием. В Венгрии им соответствуют нижедакийские отложения. В Венском бассейне к этому времени относятся слои с пальудинами и фауной гиппариона (Бельведер, Gillet, 1933).

С. Жийе (Gillet, 1933) и В. Г. Шеремета (1957) указывают, что над отложениями дакия с разрывом залегают левантинские слои, которые они сопоставляют с нашими куяльническими. На данном этапе наших знаний мы считаем более правильным относить киммерий еще к самым верхам неогеновой системы. На это же указывают и стратиграфические границы балтской свиты (см. выше).

Рассмотрим далее фауну млекопитающих, известную в настоящее время из других среднеплиоценовых местонахождений. В Южной Европе к среднему плиоцену относят так называемую «руссильонскую фауну» (Руссильон, Монпелье, Годолло и др.). И. П. Хоменко (1915) установил присутствие «руссильонской фауны» в нескольких местонахождениях в Молдавии (Гаванозы, Пелиней-Молдаван и др.). В литературе имеются указания еще на ряд среднеплиоценовых местонахождений на территории СССР. Одесские катакомбы, местонахождения Молдавского «руссильонского» яруса, Лок-Батан, Косякинский карьер (Беляева, 1948; Габуня, 1954, 1955, 1956, 1959; Топачевский, 1957 и другие авторы). Датировка всех этих местонахождений средним плиоценом спорна, а иногда и неверна.

Таблица 2

Сравнение плиоценовой фауны Одесских катакомб, Молдавии
и Азовского побережья

(по А. Д. Рошину, 1956)

Фауна	Одесские катаком- бы	Юг Молда- вии	Азовское побережье (Хапры)
<i>Mastodon arvernensis</i>	+	+	+
<i>Rhinoceros</i> sp.	+	+	+
		(2 вида)	(4 вида)
<i>Cervus</i> sp.	+	+	+
<i>Paracamelus alexeevi</i>	+	+	+
			(2 вида)
<i>Ursus arvernensis</i>	+	—	+
<i>Hyenarctos</i> sp.	+	—	—
<i>Canis petenyi</i>	+	—	—
<i>Vulpes</i> cf. <i>vulpes</i>	+	+	—
<i>Vulpes corsak</i>	+	—	—
<i>Hyena</i> sp.	+	+	+
<i>Lynx</i> sp.	+	+	—
<i>Machairodus crenatidens</i>	+	+	+
<i>Parameles ferus</i>	+	—	—
<i>Putorius</i> sp.	+	—	+
<i>Hystrix</i> sp.	+	+	—
<i>Steneofiber</i> sp.	+	+	+
<i>Erinaceus</i> ex gr. <i>europaeus</i>	+	—	—
<i>Lepus</i> cf. <i>europaeus</i>	+	+	+
<i>Cricetulus migratorius</i>	+	—	—
<i>Cricetulus grytzei</i>	+	—	—
<i>Minomys intermedius</i>	+	—	—
<i>Silvius similis</i>	+	—	—
<i>Spalax leucodon priscus</i>	+	+	+
<i>Ochotona gigas</i>	+	—	—
<i>Ochotona eximia</i>	+	—	—
<i>Ochotona pusilla</i>	+	—	—
<i>Struthio</i> sp.	+	—	+
<i>Leptoptilus pliogenicus</i>	+	—	—
<i>Gritzaja odessana</i>	+	—	—
<i>Aquilinae</i> sp.	+	—	—
<i>Falconiformes</i> sp.	+	—	—
<i>Gallus aesculapi</i>	+	—	—
<i>Oenanthe</i> sp.	+	—	—
<i>Pliogallus coturnoides</i>	+	—	—
<i>Alectoris pliogenicus</i>	+	—	—
<i>Ammoperdix ponticus</i>	+	—	—
<i>Ralliformes</i> sp.	+	—	—
<i>Limicoiae</i> sp.	+	—	—
<i>Corvidae</i> sp.	+	—	—
<i>Esox lucius</i>	+	—	—
<i>Lucioperca</i>	+	—	+
<i>Amphibia</i>	+	—	—

Относительно датировки фауны Одесских катакомб мнения разделяются. Одна часть исследователей (Габуния, 1956; Топачевский, 1957 и др.) высказываются за ее среднеплиоценовый возраст; другая — за верхнеплиоценовый (Рощин, 1956). Здесь фауна, захороненная в карстовых пустотах, развитых в понтических известняках, представлена в основном мелкими млекопитающими (грызуны), птицами и реже амфибиями. Из крупных млекопитающих найдено много остатков верблюдов.

Фауна Одесских катакомб по видовому и родовому составу ближе всего к верхнеплиоценовой (эоплейстоценовой) фауне Хапров, что очень наглядно показано в табл. 2, заимствованной из работы А. Д. Рощина (1956). Интересно отметить, что аналогичные условия захоронения в карстовых пустотах и пещерах наблюдаются в широко известной фауне Вилланской возвышенности Венгрии (Kretzoi, 1956). Сравнительная географическая близость юга Украины и Венгрии позволяет предположить, что захоронения фауны в этих районах принадлежат одной и той же эпохе.

Фауна позвоночных Лок-Батана (Закавказье) на том основании, что эта часть верхнего отдела продуктивной толщи соответствует куяльницкому ярусу Причерноморья, не может быть помещена в средний плиоцен, так как типичная куяльницкая фауна района Куяльницкого лимана, как мы уже могли убедиться, близка верхнеплиоценовой фауне Хапров.

Относительно датировки богатой фауны, известной из Косякинского карьера (ворошиловская фауна), мнения исследователей расходятся. А. И. Аргиропуло (1939), изучавший остатки крупного бобра из Косякинского карьера, высказывался за его предположительно верхнемиоценовый возраст. Н. К. Верещагин (1954) считает возраст фауны Косякинского карьера нижнеплиоценовым. В последнее время появляются высказывания о более молодом возрасте этих отложений (Габуния, 1954, 1956). В фауне Косякинского карьера, наряду с представителями гиппарионовой фауны (*Aceratherium incisivum* К а и р., *Amblycastor* и др.), которые могут рассматриваться как реликты последней, встречаются формы, характерные для эоплейстоценовой фауны (*Anancus arvernensis* C r o i z e t e t J o b e r t, различные грызуны и др., а в последнее время обнаружен *Archidiskodon planifrons* F a l c.). Вообще косякинская фауна представлена сильно обедненным комплексом по сравнению с гиппарионовой фауной. Из жираф здесь сохраняется один сиватерий, из мастодонтов — один вид *Anancus arvernensis* C r o i z e t e t J o b e r t, типичный для верхнего плиоцена, из гиппарионов — один вид *Hipparion crassum* G e r v., сохраняется один вид носорога. Большая часть указанных форм переходит в хапровскую фауну (низы эоплейстоцена), получая там широкое развитие, особенно грызуны (*Ochotona*, *Cricetus* и др.), становление которых происходит именно в руссильонской фауне, аналогом которой мы считаем и косякинскую фауну. В это же время появляются настоящие верблюды *Paracamelus* и слоны *Archidiskodon planifrons* F a l c. Появление указанных новых форм дает нам право считать фауну Косякинского карьера эоплейстоценовой (по-видимому, самые низы эоплейстоцена).

К типичным среднеплиоценовым местонахождениям в Западной Европе, как мы уже отмечали, отнесены Руссильон, Монпелье и Годолло. Основными представителями этой фауны являются *Hipparion crassum* G e r v., *Anancus arvernensis* C r o i z e t e t J o b e r t, *Propotamochoerus provincialis* (G e r v.), *Dicerorhinus megarhinus* (C h r i s t). Моттль (Mottl, 1939), изучавшая фауну Годолло, указывала, что эта левантинская фауна резко отличается от паннонской (типичной гиппарионовой фауны). Видовой состав фауны Годолло в общих чертах не отличим от фауны Руссильона, Монпелье и Косякинского карьера (Северный Кавказ). Как уже было и показано выше, фауна Косякинского карьера считается нами верхнеплиоценовой (эоплейстоценовой). Руссильонская фауна Молдавии (Чадыр-

лунг, Гаванозы, Мусайд и ряд других местонахождений) приурочена к нижним горизонтам развитых там левантинских отложений (нижнепоратские), а в верхах левантинских отложений Молдавии (верхнепоратских) нами была собрана фауна, близкая к фауне хапровского фаунистического комплекса: короткорогий бизон, *Archidiskodon planifrons* F a l c., *Equus stenonis* C o s s h i, олени, близкие хапровским.

В левантинских отложениях Румынии (бассейн р. Тротуш) также выделяются две толщи (Naum, 1957): в нижнем левантине, представленном 100-метровой толщей темных битуминозных глин с лигнитом, найдены остатки *Anancus arvernensis* C r o i z e t e t J o b e r t, *Archidiskodon planifrons* F a l c., а в верхнем (пески, галечники, глины и лигниты, мощностью до 400 м) обнаружены остатки *Archidiskodon meridionalis* N e s t i и *Rhinoceros* ex gr. *etruscus* F a l c. Указанная фауна характерна для эоплейстоцена (бывшего верхнего плиоцена) юга Европейской части СССР хапровский — вилафранкский фаунистический комплекс).

Разрез плиоценовых отложений бассейна Роны, к которым приурочена руссильонская фауна (Руссильон, Монпелье, Перпиньян), представлен, по Денизо (Denizot, 1949, 1951), темными голубовато-серыми мергелистыми глинами плезанса с морской фауной. Эти глины вверх по течению Роны замещаются по простиранию песками астия, содержащими устричные банки. Знаменитое местонахождение фауны млекопитающих Монпелье приурочено к верхней части этих песков. Тот же самый горизонт в районе Перпиньяна становится глинистым, но фауна не изменяется. Денизо считает, что плезанс и астий — это фации одного и того же яруса плиоцена. Такого же мнения, в общем, придерживается и Жинью (1952), который указывает, что так как эти две фации залегают друг на друге, то их иногда подразделяют на два яруса. Он считает, что в континентальной фации им соответствуют левантинские отложения.

Присутствие реликтов гиппарионовой фауны, наряду с появлением элементов нового фаунистического комплекса (*Paracamelus alutensis* S t e f. и др.) в Руссильоне, Годолло, Монпелье и других местонахождениях, позволяет придти к выводу, что здесь мы имеем дело с первым этапом формирования нового фаунистического комплекса и что их следует относить к низам верхнего плиоцена или эоплейстоцена по новой схеме. Отсутствие в этой фауне таких характерных четвертичных родов, как *Equus*, *Bos*, *Archidiskodon* (*Elephas*) (единственное место, где в нижнеlevantинских — руссильонских отложениях Европы указывается род *Archidiskodon*, это р. Тротуш в Румынии, но это определение еще нуждается в проверке) заставляет с осторожностью относиться к ее окончательной датировке и ставить вопрос о необходимости ее тщательного изучения.

Какие же дополнительные данные можно привести в пользу отнесения руссильонской фауны к низам четвертичной (или вернее, антропогеновой, как мы предлагаем) системы. Проведенное сравнение гиппарионовой и антропогеновой фаун по основным руководящим формам (фиг. 43) свидетельствует о том, что фауна так называемых «среднеплиоценовых» местонахождений не имеет свойственных только ей видов млекопитающих [находки *Dicerorhinus megarhinus* (C h r i s t.) и *Propotamochoerus provincialis* G e r v. единичны и поэтому на них нельзя основываться]. Больше того, эта фауна носит типично верхнеплиоценовый (хапровский) облик. Так же как и в хапровском комплексе, в так называемой среднеплиоценовой фауне, наряду с новыми родами присутствуют реликты гиппарионовой фауны. Однако надо отметить, что видовой состав этих реликтов в большинстве случаев не идентичен видовому составу гиппарионовой фауны. Кроме того, как можно было видеть из изложенного выше, руссильонская фауна бассейна Роны (Франция) приурочена к отложениям астийского яруса. В Молдавии и Румынии руссильонская фауна содержится в леван-

Возраст	Верхний миоцен										Нижний плиоцен	Средний плиоцен	Верхний плиоцен (эоплейстоцен)										Нижний плейстоцен										Временная шкала																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Местонахождения Фауна	Сейстополь	Эльбар	Кавказ	Роз	Чимшиш	Таранли	Чабучи	Нало-Сухобатский	Габелины	Кавказ	Кавказ-Сухобатский	Трабунки	Трабунки	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ	Кавказ</

тинских отложений, являющихся континентальной фацией плезанса и астия, которые, по мнению ряда исследователей, также являются стратиграфическими аналогами.

Таким образом, можно считать установленным, что руссильонская фауна всюду на территории юга Европы приурочена к отложениям, отвечающим по возрасту астийскому ярусу¹. В то же время на Азиатском континенте в отложениях, которые большинством их исследователей относятся к среднему плиоцену и сопоставляются ими с астийским ярусом Европы (татротский горизонт Индии, зона «А» красноватых глин Китая; вероятно, сюда же можно отнести и кустанайскую свиту восточного Приуралья и Северного Тургая, которые содержат левантинскую фауну моллюсков), уже известны роды *Equus* и *Elephas* (*Archidiskodon*), а именно *Equus sivalensis* Falc. и *Stegodon clifti* Falc. et Caut. (последний является, по мнению большинства исследователей, ближайшим предком настоящих слонов) в татроте Индии (Wadia, 1950), *Archidiskodon planifrons* Falc. в зоне «А» красноватых глин Китая (Teilhard and Joung, 1930) и *Equus* sp. в кустанайской свите Читиргиза. Если принять точку зрения большого числа исследователей, что родиной рода *Elephas* (*Archidiskodon*) является именно Азия, а не Европа, основанную на том, что остатки ближайших предков слоновых — стегодонов, встречаются именно на Азиатском континенте, а родиной рода *Equus* — Америка (род *Pliohippus*), то становится понятным, почему в фауне астийских отложений Европы (руссильон) мы еще не находим этих родов (если не считать упомянутую фауну Перрье астийской). Они появляются здесь уже только в низах ханровского комплекса (вилафранк). Но отсюда вытекает и то обстоятельство, что если в Азии мы проводим границу четвертичного периода под отложениями, относящимися к так называемому среднему плиоцену (сопоставляемых с левантинским или астийским ярусом), содержащим уже роды *Equus* и *Elephas* (*Archidiskodon*), то и в Европе эта граница должна быть проведена под отложениями того же возраста, т. е. под левантинскими и отвечающими им по возрасту руссильонскими отложениями, хотя здесь они еще может быть и не содержат родов *Equus* и *Elephas* (*Archidiskodon*).

Приведенные данные позволяют усомниться в правильности датировки средним плиоценом и стратотипического разреза Руссильона и Монпелье, как это делалось большинством исследователей (Deperet, 1890 и др.). Правда, для окончательного решения этого вопроса необходимы серьезные дополнительные исследования, особенно на Азиатском континенте, где в ряде случаев требуется ревизия определения самих костных остатков. Кроме того, вопрос этот упирается в необходимость более точных стратиграфических сопоставлений континентальных отложений верхов неогеновой — низов четвертичной систем Азии и Европы и сопоставления континентальных отложений с морскими, но во всяком случае, при современном уровне знаний нам кажется, что такая постановка вопроса, которая предлагается нами, не лишена серьезных оснований.

Фиг. 43. Сопоставление гиппарионовой и антропогеновой фауны для территории СССР.

1 — представители гиппарионовой фауны; 2 — реликты гиппарионовой фауны; 3 — представители антропогеновой фауны.

Вопросительный знак (?) внутри кружка указывает на недостаточное точное определение вида; возраст дан по прежней геологической схеме

¹ Правда Буль (Boule, 1894) считал фауну Монпелье соответствующей только плезансу, а характерной для астии — фауну Перрье. Он указывал, что в Италии озерно-речные отложения с фауной Перрье соответствуют морским отложениям астии. Принимая во внимание то обстоятельство, что в фауне Перрье уже присутствуют роды *Elephas* (*Archidiskodon*), *Equus* и *Leptobos*, мы можем констатировать, что при такой постановке вопроса последние уже известны и в среднем плиоцене Западной Европы.

Фауна верхнего плиоцена Европы одновременно с присутствием редких членов гиппарионовой фауны содержит уже роды *Equus*, *Elephas* (*Archidiskodon*), *Bos* и др. Дальнейшее их прогрессивное развитие в конце верхнего плиоцена (эоплейстоцена) и в нижнем плейстоцене дает богатую фауну, совершенно отличную от гиппарионовой. Присутствие вымирающих реликтов гиппарионовой фауны в руссильоне и низах верхнего плиоцена (виллафранка) не может служить основанием для синхронизации этих отложений и отложений, содержащих гиппарионовую фауну.

Многие местонахождения, содержащие гиппариона, поздних бугорчатозубых мастодонтов и носорогов, которые уже отличались от гиппарионовой фауны периода ее расцвета, или те местонахождения, которые характеризуются небогатыми костными сборами, в силу затруднения точной их датировки были причислены к фауне переходного типа (руссильонская фауна) и послужили основой для выделения среднего плиоцена (Deperet, 1885, 1890; Хоменко, 1915, 1917; Schlesinger, 1922; Mottl, 1939 и др.). Зачастую в этом повинна плохая датировка (или ее отсутствие) многих остатков млекопитающих, хранящихся в музеях. Крецов (Kretzoi, 1956) правильно отметил, что большое количество находок фауны, обнаруженной на территории юга Европейской части СССР, почти не датировано или датировано крайне небрежно. Особенно это касается дореволюционных работ. Это мешает синхронизации отложений и часто влечет за собой ошибки в определении возраста отложений, в которых найдены эти остатки. Мы разобрали здесь вопрос положения нижней границы четвертичного периода с точки зрения эволюции фауны млекопитающих. Из этого разбора следует, что принятое ранее положение нижней границы четвертичного периода (над апшероном в СССР, над виллафранкскими слоями в Западной Европе и над нихэваньскими слоями в Китае) неправильно и требует значительного снижения. В результате длительных и систематических исследований фауны млекопитающих В. И. Громову удалось наметить вполне ощутимую границу между плиоценом и четвертичной системой по смене фаунистических комплексов. В своих работах он неоднократно указывал, что вся история четвертичной фауны в тех старых границах, которые принимались для четвертичного периода, представляет лишь историю подвидов и некоторых видов с момента их появления, т. е. лишь незначительный отрезок истории развития современной фауны и, таким образом, не является достаточным критерием для установления границы между системами. Эти признаки достаточны для проведения стратиграфических границ лишь внутри системы — между отделами и ярусами. Историю же родов, не говоря уже о семействах, проследить на этом коротком отрезке невозможно, ибо она начинается значительно раньше, а именно в верхнем плиоцене, по мнению В. И. Громова. Приведенные выше данные заставляют нас прийти к выводу, что появление основных родов четвертичной фауны началось еще несколько ранее, а именно в среднем плиоцене по стратиграфической шкале, принятой в СССР. Именно в это время (куяльник в Европейской части СССР, астий в Индии и Китае) наряду с мастодонтом (*Anancus arvernensis* Croizet et Robert) появляются настоящие слоны (роды *Elephas-Hesperoloxodon Archidiskodon*), настоящие верблюды (род *Camelus*), настоящие лошади (род *Equus*), эласмотерии (род *Elasmotherium*) и другие, являющиеся родоначальниками современной фауны.

Не менее важными критериями являются флора и археологические памятники (стоянки) каменного века, которые можно рассматривать как весьма важные элементы геологической стратиграфии, так же как и нахождение остатков самого ископаемого человека и его предков.

Анализ археологических данных показывает, что первое появление древнейших прямых предков человека (семейство австралопитековых) относится к концу среднего плиоцена.

Можно привести следующие данные в пользу такого положения:

В работе В. В. Бунака, М. Ф. Нестурха и Я. Я. Рогинского (1941) указывается, что австралопитеки появляются где-то в середине плиоцена. От них отходит целый пучок ветвей, основная из которых ведет через питекантропа, палеантропа и неантропа прямо к *Homo sapiens*, боковые ветви идут к парантропу, плезиантропу и другим родам и видам подсемейства *Australopitescinae*, которые вымирают в начале эоплейстоцена.

Брум и Робинсон (Broom, Robinson, 1947) указывают на находку *Australopithecus africanus* в самом начале верхнего плиоцена, на границе со средним. К этому же времени относятся виды *A. prometheus* и *Plesianthropus transvaalensis*.

В настоящее время значительно удревнены *Pithecanthropus IV* и *P. modjokertensis*. Кенигсвальд (Koenigswald, 1950) указывает, что они найдены в слоях джетис (нижний виллафранк) вместе со стегодоном, лептобосом, гиппопотамом.

Оклей (Рогинский и Левин, 1955) указывает наиболее древние формы австралопитека (*A. prometheus*) в кагере Африки, это низы виллафранка, так называемая культура галек. На последнем V Мадридском конгрессе INQUA в 1957 г., Биберсон в своем докладе сообщил о находке древнейших орудий «культуры галек» в слоях, синхронных нижнему виллафранку в Приатлантической части Марокко.

Кларк (Clark, 1959) считает, что австралопитеки обладают всеми предковыми чертами питекантропа. В настоящее время установлено, как указывает тот же автор, что наиболее древние австралопитеки непосредственно предшествовали питекантропу. Обращая внимание на находки в одних и тех же слоях breccий остатков скелета австралопитека и каменных орудий, он пишет, что несмотря на малую величину мозга, возможно, австралопитеки были способны выделять каменные орудия. На то, что австралопитеки (в широком смысле) являются «непосредственными предшественниками и предками древнейших людей», указывает также Я. Я. Рогинский (Рогинский и Левин, 1955).

Таким образом, история современной нам фауны от появления некоторых семейств и подсемейств, всех родов с подродами и видами и, наконец, вся история человека, начиная с прямых его предков, охватывает гораздо больший промежуток времени, чем рамки четвертичного периода в старом понимании (от среднего плиоцена по принятой в СССР шкале до голоцена включительно). Четвертичный период в старых границах охватывает только часть этой истории и, следовательно, является только отрезком того последнего геологического периода, на протяжении которого произошли весьма важные события в истории фауны.

Анализ ископаемой флоры кайнозойских отложений СССР, по данным В. П. Гричука, показывает наличие нескольких фаз резкого изменения в ее развитии. Последний переломный момент приурочен к переходу от киммерийского яруса к акчагыльскому, т. е. опять к тому же стратиграфическому рубежу. В это время в составе флоры устанавливается резкое преобладание широко распространенных голарктических родов, связанных с изменением климата. В дальнейшем происходит лишь очень постепенное изменение флоры с выпадением части термофильных ее элементов.

Все эти данные по фауне, флоре и предкам человека позволяют в пределах Европейской части Советского Союза проводить нижнюю границу четвертичного периода над киммерием или под отложениями с фауной молдавского руссильона и их аналогами.

В Азиатской части СССР, к западу от р. Енисея, эта граница во внеледниковых областях пройдет под отложениями с остатками *Equus stenonis* Сосси и *Anancus arvernensis* Кройзет и Роберт, обычно приуроченными к верхним террасам современных долин с красноцветным аллювием, относимым к так называемой верхней красноцветной толще.

По нашим данным, а также по данным В. С. Бажанова и Н. Н. Костенко (1958), в Восточном Казахстане в указанных отложениях исчезают последние представители древнейших хоботных (мастодонты и др.) и появляется новая ветвь отряда хоботных — слоны, а также однопалая лошадь Стенона. Комплекс фауны, главным представителем которого является *Equus stenonis* Сосси и *Anancus arvernensis* Кройзет и Роберт, выделяется В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко под названием илийского и параллелизуется ими с ханровским комплексом В. И. Громо-

ва. Он знаменует собой начало четвертичного периода. Вероятно, плийский комплекс включает в себя и элементы таманского комплекса, выделенного В.П. Грозовым для Европы, а в низах, возможно, также и руссильонского фаунистического комплекса (кустанайская свита). В восточной (заенисейской) части Сибири наиболее низкие фаунистически охарактеризованные отложения четвертичной системы пока неизвестны. Наиболее древними могут считаться отложения, заключающие остатки млекопитающих алданской фауны, которая может быть сопоставлена с фауной, принадлежащей таманскому фаунистическому комплексу Европейской части СССР или с фауной верхов нижневаньских отложений Китая, с которой она имеет некоторые общие элементы.

В Западной Европе эта граница должна быть проведена, как мы уже указывали, под левантинскими или руссильонскими континентальными и соответствующими им морскими азийскими или плезанскими отложениями. В Китае эта граница проводится, вернее всего, под отложениями зоны «А» красноватых глин, если следовать схеме Тейлора и Яна, в Индии — под отложениями верхней сиваликской серии (татротский горизонт), в Америке — под отложениями формации хемфил.

Остается спорным вопрос о сопоставлении континентальных отложений СССР, содержащих фауну хапровского типа с морскими отложениями Понто-Каспийской области, что является задачей дальнейших исследований. Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет предварительно сопоставить отложения, содержащие руссильонскую фауну, с куяльником в Причерноморье и, может быть, с нижним акчагылом в Каспии. По мнению Б.П. Жижченко (1959), куяльницкие отложения также соответствуют нижнеакчагыльским отложениям Каспия. Хапровские отложения мы считаем возможным сопоставлять с акчагылом. Об этом могут свидетельствовать находки остатков *Archidiscodon planifrons* Falс. среди акчагыльских отложений с *Mastra* в песчаной линзе под Грозным (Павлова, 1932).

Утверждение некоторых исследователей о «сарматском облике» акчагыльской фауны морских моллюсков (Федоров, 1959 г.) не может приниматься во внимание, так как облик фауны не основа для выводов о возрасте, а лишь указание на экологическую обстановку ее обитания (Жижченко, 1959 г.). Кроме того, происхождение акчагыльской фауны с достоверностью не установлено.

К необходимости значительного понижения нижней границы четвертичного периода подводит также анализ неотектоники и истории развития основных черт современного рельефа. Этому вопросу посвящен доклад Н. И. Николаева (1952) на XIX сессии Международного геологического конгресса в Алжире. При условии проведения нижней границы четвертичного периода на указанном выше рубеже, он соответствует также четко обособленному самостоятельному этапу тектонической истории. С его началом совпадают грандиозные поднятия обширных горных систем, в частности Тянь-Шаня, Алтая и всего обширного горного пояса юга Азиатской части СССР. К этому времени относится заложение основных черт рельефа огромных пространств суши.

В тесной связи с увеличением объема четвертичной системы стоит целесообразность нового ее наименования. Название «четвертичная» система явно устарело и требует замены. Мы согласны с мнением многих исследователей о замене его термином антропогеновая система или период, введенным в литературу еще в 1922 г. академиком А. П. Павловым и получившим широкое распространение в СССР. Этот термин удачно выражает основную характерную черту соответствующего этапа развития органического мира — становление и развитие человека от древнейших его предков до современного *Homo sapiens*. Введение нового наименования системы,

выражающего одну из важнейших принципиальных ее отличительных черт, является в то же время важным и с точки зрения унификации стратиграфической терминологии кайнозоя, поскольку оно созвучно наименованию других его крупных подразделений (палеоген, неоген), принятых в СССР в настоящее время.

Но если мы примем предлагаемое выше положение нижней границы антропогенной системы над киммерием в Европейской части СССР, а с другой стороны, будем считать целесообразным присоединение киммерийского и понтического ярусов к верхнему миоцену, как мы об этом писали выше, то в этом случае весь плиоценовый отдел теряет свое право на существование. Однако при такой постановке вопроса неогеновая система становится синонимом миоценового отдела, что вряд ли можно считать приемлемым. В своей работе мы не ставили целью разработку стратиграфической номенклатуры всей неогеновой системы, поскольку вопрос этот чрезвычайно сложен и требует специального всестороннего изучения. Возможно, что в данном случае целесообразно будет разделить миоцен в его увеличенном объеме (включая понт и киммерий) на два самостоятельных отдела, граница между которыми, с точки зрения эволюции фауны млекопитающих, могла бы быть проведена под верхами верхнего тортона, когда появляются первые представители гиппарионов, пришедшие на смену анхитериям. Верхний отдел в таком случае может быть назван плиоценовым. Другими словами, к плиоцену должен быть отнесен весь верхний миоцен, а также нижний плиоцен (понт) и часть среднего (киммерий); к миоцену — средний и нижний миоцен имеющейся шкалы.

Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогенной) системы¹

До настоящего времени отсутствует общепринятая международная шкала стратиграфического подразделения четвертичной системы. Подразделения, выделяемые в разных странах и различными исследователями, устанавливаются без соблюдения единых правил стратиграфической классификации и номенклатуры и на основании различных критериев. На II Конгрессе Международной четвертичной ассоциации Европы (INQUA) в 1932 г., в связи с разработкой легенды международной карты четвертичных отложений Европы, была сделана попытка создания унифицированной шкалы, состоящей из четырех крупных подразделений (эоплейстоцен, мезоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен). Однако в Западной Европе и большинстве других стран мира эта схема либо вовсе не применяется, либо применяется каждым исследователем по-своему. В результате создаются многочисленные местные стратиграфические шкалы, сопоставление которых часто весьма затруднительно, а число местных наименований стратиграфических подразделений с каждым годом все более и более возрастает. В предисловии к резюме итогов симпозиума, проведенного в Голландии в 1957 г. перед V Конгрессом INQUA, М. Ван-дер-Флерк вынужден был констатировать, что на запросы, посланные им в 22 страны, были получены 22 совершенно различные схемы деления плейстоцена.

В СССР официально принята схема комиссии INQUA 1932 г., причем четырем ее подразделениям присвоен ранг отделов, что явно не соответствует тому значению этого термина, которое применяется в стратиграфических шкалах других геологических систем. Это ошибочное наименование привело к тому, что некоторые авторы стали делить эти «отделы» на многочисленные «ярусы», понимая под ними ледниковья и межледниковья,

¹ Основные положения этого раздела были изложены автором совместно с В. И. Громовым и И. И. Красновым в докладе на V Конгрессе INQUA в Мадриде в 1957 г. и опубликованы в Известиях АН СССР, серия геол., 1958, № 5.

взгляды на число которых существенно расходятся. Число таких «ярусов» в стратиграфических схемах некоторых исследователей доходит до 18, т. е. превышает количество ярусных подразделений в любой более древней геологической системе, хотя каждая из них соответствует отрезкам времени, во много раз превышающим длительность четвертичного периода. Такое положение мы считаем ненормальным.

Далеко не однозначно, как мы видели, решается и вопрос о положении нижней границы системы. Это касается не только внеевропейских стран, но и самой Европы. В западноевропейских странах после XVIII сессии Международного геологического конгресса в Лондоне, как мы уже указывали выше, общепринятым стало относить к четвертичной системе виллафранкские слои и их аналоги, т. е. отложения, ранее причислявшиеся к верхнему плиоцену. В СССР нижняя граница до сих пор проводится выше верхнего плиоцена, в старом понимании этого термина, т. е. над апшеронскими слоями Каспийской области. Это отчасти обусловлено отсутствием единства мнений о целесообразности снижения границы системы и рубеже, до которого ее следует снизить, отчасти трудностями перехода к новой стратиграфической шкале, связанными с большим количеством общих геологических карт и карт четвертичных отложений, уже изданных или подготовленных к изданию по ранее принятой легенде.

Вопрос о том, где проводить нижнюю границу четвертичной (антропогеновой) системы, изложен нами выше, поэтому далее мы перейдем к изложению предлагаемой нами схемы стратиграфического подразделения ее.

Несмотря на сравнительную кратковременность рассматриваемой системы, мы, вопреки мнению некоторых исследователей и согласно мнению В. И. Громова, высказанному им еще в 1955 г., считаем возможным сопоставить главные подразделения ее с соответствующими подразделениями единой стратиграфической шкалы, т. е. отделами и ярусами.

Опираясь на определения понятий и критерии выделения стратиграфических подразделений в соответствии с единой стратиграфической шкалой, нужно считать, что установление крупных стратиграфических подразделений, таких как отдел и ярус, основывается на геологических событиях, имеющих широкое или повсеместное распространение. Установление границ отделов или подразделений 1-го порядка должно быть основано на комплексе методов, среди которых ведущим, как и для других более древних систем, является метод биостратиграфический. Указанные геологические события в разных частях земного шара могут существенно различаться в зависимости от географической и климатической зональности. Несмотря на это, границы отделов, а также ярусов должны оставаться однозначными и устанавливаться в пределах определенных регионов по наиболее типичным событиям, где они лучше всего выражены.

Отделы характеризуются наличием исключительно им свойственных или преобладающим развитием типичных для каждого из них относительно крупных систематических групп фауны и флоры (родов, видов), причем существенные изменения в составе флоры нередко происходят раньше, чем в составе фауны. К границам отделов нередко приурочены тектонические движения и следы крупных перерывов в осадконакоплении, но здесь они имеют более ограниченное распространение, чем на границе систем. Фациальный состав отложений различных отделов отражает прежде всего общие особенности геологической истории той или иной эпохи (климат, палеогеографию, тектонические движения и т. п.), т. е. те же условия, с которыми связано и обновление органического мира. Отделы антропогеновой системы должны в таком случае объединять осадки, образовавшиеся в результате ряда оледенений и межледниковий, и синхроничные им осадки внеледниковых областей и морских бассейнов.

Исходя из указанных критериев определения отделов, мы согласны с мнением В. И. Громова (1956) о необходимости делить антропогенную систему в ее новом расширенном понимании, т. е. с пониженной границей, на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. В отличие от схемы В. И. Громова, предложенной им в 1956 г., в которой он относил к эоплейстоцену только верхний плиоцен, мы пришли к выводу, что сюда же следует отнести и средний плиоцен (исключая киммерий). Кроме того, совместно с В. И. Громовым и И. И. Красновым (Громов, Краснов и Никифорова, 1958), мы пришли к выводу, что к эоплейстоцену нужно относить и весь эоплейстоцен (нижний плейстоцен) схемы INQUA 1932 г. Это вытекает из следующих обстоятельств: именно на границе нового выделенного нами отдела эоплейстоцена с плейстоценом происходит резкое изменение фауны и флоры и впервые появляются холодолюбивые виды, в это же время происходит заложение большинства речных долин современной конфигурации и ряда черт современного рельефа, происходит также резкая смена формаций (красноцветные и зеленоцветные формации в эоплейстоцене, палевые и серые в плейстоцене). Таким образом, граница эоплейстоцена и плейстоцена совпадает с достаточно резким переломным этапом в геологической истории Земли.

Критериями выделения эоплейстоцена являются, наряду с реликтами гиппарионовой фауны (характерной для верхов неогена), появление всех основных элементов современного животного и растительного мира, а также заметное изменение климата в сторону его похолодания, по сравнению с климатом верхов неогена, хотя, несомненно, климат был гораздо более теплым, чем в плейстоцене. В эоплейстоцене еще широко распространены и красноцветные отложения. На территории СССР для этого времени характерно наличие весьма широких сплошных ареалов фауны и флоры типа саванн, а в Южной Азии и Африке — появление прямых предков человека. Правда, по мнению некоторых исследователей (А. И. Москвитин, С. А. Яковлев), это похолодание привело к образованию одного или даже нескольких оледенений уже в эоплейстоцене. Границу между эоплейстоценом и плейстоценом следует проводить под отложениями, непосредственно предшествовавшими максимальному (днепровскому) оледенению, т. е. миндель-риссом альпийской схемы. Во внеледниковой области эта граница пройдет под отложениями, охарактеризованными хозарским фаунистическим комплексом.

К плейстоцену целесообразно относить весь отрезок времени, характеризующийся широким развитием материковых оледенений. В органическом мире наблюдается полное исчезновение третичных реликтов. Получают более широкое, чем ныне, распространение холодолюбивые фауны и флоры современного облика. Происходит разрыв сплошных ареалов флоры и фауны. Эволюция предков человека (от питекантропа через синантропа и неандертальца) завершается появлением в конце максимального оледенения человека современного типа. Отложения плейстоцена на громадных территориях Евразии характеризуются преобладанием бурых и серых оттенков. Граница между плейстоценом и голоценом связывается с общим изменением климата в сторону потепления и значительной деградацией последнего оледенения. На территории Центральной Европы к этому времени приурочивается начало формирования высокой поймы. В органическом мире происходит вымирание таких типично ледниковых представителей фауны, как мамонт и шерстистый носорог, заканчивается формирование современных биоценозов, появляется неолитическая культура.

Начало голоцена совпадает с исчезновением последнего оледенения Фенноскандии (сальпауселька) и концом сартанского горнодолинного оледенения в Азиатской части СССР. В Северной Америке граница голоцена приурочивается к концу последнего оледенения (стадия вальдерс). Таким

образом, к голоцену относятся все образования, возникшие за последние 10—12 тыс. лет в абсолютном летоисчислении. Несмотря на небольшую продолжительность голоцена он все же должен быть выделен в самостоятельный отдел, вследствие ряда принципиальных качественных отличий от предшествующего ему плейстоцена. Кроме того, голоцен следует рассматривать как начало последнего отдела антропогеновой системы, который еще не завершен и будет продолжаться значительное время, т. е. как геологическую современность.

В свою очередь эоплейстоцен и плейстоцен делятся на ярусы. Голоцен как слишком короткий и незавершенный отдел мы не считаем возможным делить на ярусы.

Ярус, или подразделение 2-го порядка, является частью отдела и отвечает определенному этапу геологического развития Земли. Объем и границы яруса принято определять по совокупности геологических и палеонтологических признаков, отражающих соответствующую стадию развития Земли и ее органического мира. В качестве яруса, как правило, выделяются единицы весьма широкого или повсеместного распространения. При выделении ярусов биостратиграфический метод не всегда может быть ведущим, хотя палеонтологический комплекс выделяемого яруса должен быть достаточно своеобразен и в целом резко отличаться от комплексов смежных ярусов.

В антропогеновой системе в качестве яруса, таким образом, могут выделяться осадки, соответствующие обычно одному оледенению плюс межледниковье. Границы такого яруса определяются характером тех изменений в составе осадков и организмов, которые в основном связаны с изменениями климатических условий в это время, развитием органического мира, человека и его материальной культуры. Отдельные ярусы включают по нескольку ледниковый и межледниковый. Им обычно сопутствуют определенные фаунистические комплексы, иногда одному ярусу сопутствуют два различных фаунистических комплекса.

соответствии с вышеуказанными критериями в эоплейстоцене выделяются три яруса. Нижний ярус (Q_1^1) характеризуется хапровским фаунистическим комплексом с *Archidiskodon planifrons* Falc., *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus stenonis* Coccchi, *Anancus arvernensis* Croizet et Robert, *Hipparion* sp., а также остатками раннедошellsкой культуры человека. В нижней части он характеризуется фауной руссильонского комплекса. Ему соответствуют астиийский, куальницкий и акчагыльский ярусы, а также догюнцские (дунайские) стадии оледенения Альп. Мы помещаем в данное время астий в низы нижнего (виллафранкского) яруса эоплейстоцена в связи с тем, что на всей территории Азиатского континента он имеет единый с виллафранком фаунистический комплекс и там он в настоящее время выделен быть не может. Таким образом, он не имеет повсеместного распространения. Не исключена возможность, что дальнейшие исследования в этом направлении позволят выделить астий в самостоятельный, самый нижний ярус эоплейстоцена.

Средний ярус эоплейстоцена (Q_1^2) характеризуется таманским комплексом фауны с *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus sussenbornensis* Coccchi, а также остатками позднедошellsкой, и может быть, раннедошellsкой культур. С этим веком отождествляются гюнцские оледенения Альп и апшеронский ярус.

К верхнему ярусу эоплейстоцена (Q_1^3) относится тираспольский комплекс фауны с *Elephas wüsti* M. Pavl., *Equus caballus mosbachensis* Reich., *Bison schoetensacki* Freud., *Alces latifrons* Johnson и остатками позднешellsкой и раннеашellsкой культур. С верхним ярусом эоплейстоцена отождествляются миндельские оледенения Альп и гюнцминдельское межледниковье.

Плейстоцен (Q_2) подразделяется на нижний и верхний ярусы. Нижний (Q_2^1) ярус характеризуется двумя комплексами фауны. Древний, хозарский комплекс, соответствующий времени до максимального оледенения, представлен такими видами, как *Mammuthus trogontherii* P o h l. (*Elephas trogontherii* P o h l.), *Equus caballus chosaricus* W. G r o m., *Bison priscus longicornis* W. G r o m., *Rhinoceros mercki* J a g e r., *Ursus spelaeus* R o s. и остатками позднеашельской и раннемустьерской культур. Времени максимального оледенения (днепровское, заале) соответствует верхнепалеолитический комплекс с *Mammuthus primigenius* B l u m. (*Elephas primigenius* B l u m. (ранний тип), *Equus caballus latipes* (?) L., *Bison priscus diminutus* W. G r o m., *Rhinoceros antiquitatis* B l u m., а также остатки позднемустьерской и ориньякской культур.

Верхний ярус плейстоцена (Q_2^2) содержит верхнепалеолитический комплекс фауны с *Mammuthus primigenius* B l u m. (поздний тип), *Equus caballus latipes* L., *Bison priscus diminutus* W. G r o m., *Vulpes lagopus*, L., *Rangifer tarandus* L., *Saiga tatarica* L., *Dicrostonyx torquatus* P a l l., а также археологические остатки солотвейской (смешанная фауна), мадленской (холодная фауна) и азильской культур. Верхний отдел плейстоцена отождествляется с вюрмским и валдайским ледниковьями и предшествующим им межледниковьем.

В единой стратиграфической шкале принято название ярусов производить от географических названий областей или районов, на территории которых развиты стратотипы данного яруса. В связи с этим можно предложить следующие названия для выделенных нами ярусов эоплейстоцена и плейстоцена снизу вверх: виллафранкский, гюнцский, миндельский рисский и вюрмский¹. Голоцен на ярусы не делится.

Ярус является последней самой мелкой единицей планетарного или, во всяком случае, межконтинентального значения, которая может быть выделена на общих геологических картах. Все более дробные подразделения представляют единицы регионального или местного значения и для разных стран могут сопоставляться между собой лишь приблизительно по совокупности различных признаков, главным из которых является абсолютный возраст. Отсюда следует, что ярус в данном понимании представляет более высокую таксономическую стратиграфическую категорию, нежели «ярусы» (века), отождествляемые многими исследователями с отдельными ледниковьями и межледниковьями.

Все более дробные, чем ярус, стратиграфические подразделения устанавливаются на основании палеоклиматических критериев, в частности литолого-фациальных, палеонтологических (эндемических) признаков и местных экологических изменений. Все подразделения приведены нами в статье, написанной совместно с В. И. Громовым и И. И. Красновым (Громов Краснов, Никифорова, 1958). Все мелкие стратиграфические подразделения должны рассматриваться как подразделения местных или региональных шкал, дополняющих подразделения единой шкалы.

После рассмотрения разделов о границе третичной и антропогеновой систем и об основных принципах стратиграфического подразделения последней, которые были необходимы для уяснения наших стратиграфических представлений, перейдем к изложению стратиграфии антропогеновых отложений Бет-Пак-Далы и других территорий Казахстана, а также возможному сопоставлению их с сопредельными территориями Урала и юга Западно-Сибирской низменности.

¹ Указанные названия ярусов были предложены в совместном докладе В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцера, подготовленном для XXII Международного геологического конгресса.

Отложения низов эоплейстоценового отдела, которые нужно считать соответствующими двум его нижним ярусам — виллафранкскому и гюнцскому, были описаны нами выше, поэтому ниже мы переходим к описанию верхнего (миндельского) яруса эоплейстоцена (нижний плейстоцен, по старому стратиграфическому делению).

Верхний эоплейстоцен (Q_3^1)

Стратиграфически выше отложений кеншагырской свиты и ее аналогов на территории Бет-Пак-Далы, у подножья гор Бурунтау, залегает толща так называемых верхнегобийских конгломератов, которую мы относим к верхнему (миндельскому) ярусу эоплейстоцена. Представлена она серыми конгломератами и песчаниками, крепко сцементированными известковым цементом; слоистость их горизонтальная, неясно выраженная, мощность 1—5 м. Конгломераты состоят из слабо окатанного галечника, в меньшей мере щебенки местных пород (граниты, зелено-серые сланцы и песчаники протерозоя). Описанные отложения с разрывом залегают на желто-бурых глинах кеншагырской свиты (низы эоплейстоцена), переходя с них на отложения андассайской и более древних свит, и представляют собой осадки пролювиального генезиса, образовавшиеся в результате поднятия гор Бурунтауского пояса. Залегают указанные отложения плащеобразно, иногда они погребены под более молодыми плейстоценовыми и голоценовыми осадками конусов выноса. К западу и юго-западу от столовых останцов Торткуль толща верхнегобийских конгломератов залегает на глинах андассайской свиты, покрывая поверхность столовых возвышенностей. К юго-востоку отсюда они прослеживаются в районе родника Чилибастау, в логах Джидели, Сарыбулак, Сункар, Кишкине-Джидели.

Возраст свиты верхнегобийских конгломератов, широко распространенной в горных районах Азии, относится большинством исследователей (В. А. Обручев, О. С. Вялов, Н. Н. Костенко и др.) к нижнему плейстоцену, по старому стратиграфическому делению. Залегают они в основании отложений, содержащих в Восточном Казахстане так называемый кошкурганский фаунистический комплекс (Бажанов и Костенко, 1958), который соответствует тираспольскому комплексу В. И. Громова (1948), и отделены от нижележащих отложений низов эоплейстоцена резким несогласием. В кошкурганском комплексе В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1958) отмечают следующий видовой состав: *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* Falc. et Gaut., *Paracamelus gigas* Schlosser, *Equus sussenbornensis* Wüst. (stenonis?), *Equus* sp., *Equus (Asinus) hydruntinus* Regel., *Diceroshinus etruscus* (Falc.), *Elasmotherium sibiricum* Fisch., *Cervus elaphus* L., *Alces latifrons* (Johnson), *Camelus* sp.

Судя по характеру осадков и составу фауны, климатические условия времени образования описываемых нами отложений верхнего яруса эоплейстоцена характеризовались некоторым увлажнением и похолоданием, по сравнению с предыдущим временем накопления осадков низов эоплейстоцена. К этому же ярусу эоплейстоцена мы относим аллювиальные отложения, слагающие III надпойменную террасу Чу, прослеживающуюся у подножий хребтов Киргизского и Каратау. Осадки ее выполняют наиболее прогнутую часть юго-восточной половины Чу-Сарысуьской депрессии.

В дальнейшем, в результате тектонических поднятий указанных хребтов, долина Чу сползала к северу, оставляя после себя огромные песчаные аккумулятивные равнины. Переведание песчаного аллювия этих равнин дало начало обширной пустыне Муюнкум. По мнению Б. А. Федоровича (1952), Н. Н. Костенко (1954), В. И. Елисеева (1959), в этом же

направлении (к северу) перемещались и реки Аму-Дарья и Сыр-Дарья, в результате чего возникли песчаные пустыни Каракум и Кызылкум. В. И. Елисеев (1959 г.), изучавший антропогенные отложения долины Чу указывает, что к югу от уроч. Джидели высота III надпойменной террасы над урезом Чу достигает 124—130 м, в районе колодца Боскатынкудук — 255 м. Аллювий террасы представлен здесь мелкозернистыми песками, алевроитами, желтовато-серыми слоистыми супесями и суглинками общей мощностью 145 м. Подстилаются аллювиальные отложения осадками кеншагырской свиты ¹.

В долине Сарысу отложения, которые предположительно могут быть отнесены к этому возрасту, приурочены к ее древней долине. Представлены они мелкозернистыми и среднезернистыми полимиктовыми песками с талькой. Пески занимают большую площадь, протягиваясь на несколько десятков километров на восток до долины Сарысу, где местами слагают террасу до 20 м высотой. Обычно с поверхности они перевеяны. Ими же сложены расположенные восточнее долины Сарысу песчаные массивы Жаманбарша, Жидели, Тобылги, Жетыконур, Мукюнкум. Таким образом, распространение полосы перевеянных песков указывает на положение древней долины Сарысу. Ниже по течению, южнее лога Аксай, эта полоса перевеянных песков переходит на правобережье Сарысу и некоторое время тянется неширокой полосой вдоль берега, а затем круто поворачивает на запад и принимает относительно широтное направление, где до оз. Арыскуль она сохранилась лишь отдельными размытыми пятнами, а западнее его снова занимает широкие пространства и прослеживается вплоть до русла Сыр-Дарьи много западнее, чем устье современной Сарысу. Такой резкий отход современного русла от древней долины объясняется проявлением молодых движений более позднего времени. Рассматриваемая толща состоит из светло-желтых однородных среднезернистых, порой грубозернистых песков с мелким гравием, иногда загипсованных. В настоящее время пески закреплены саксаулом.

По данным В. Ю. Малиновского, такая же древняя долина прослеживается на Сарысу-Тенгизском водоразделе; начинается она от верховьев р. Куланутмес и уходит далее на юго-запад к уроч. Караагаш, а затем пересекает долину Сарысу между 189 и 58 разъездами. Здесь один ее рукав отходит в Кызылжару, основная же долина уходит на юго-запад в район оз. Бозгюль, а оттуда к низовьям Коктаса. На всем ее протяжении распространены дюнные всхолмления. Общая длина древней долины от р. Куланутмес до низовьев р. Коктас составляет, по В. Ю. Малиновскому, около 160 км. Этот участок древней долины является, видимо, более северным или северо-восточным продолжением отмеченной нами долины, протягивающийся южнее и отделенный от описанной выше долины зоной молодых поднятий северо-западного простирания, прослеживающейся в районе песков Тобылги, где на поверхность выходят палеозойские породы. Поверхность рельефа поднята здесь до 400 м абс. выс., тогда как к северу она понижается до отметки 330 м.

В результате этих поднятий некогда единая древняя долина разорвана в настоящее время на отдельные отрезки, которые фиксируются полосами перевеянных песков, с прекрасно выраженными эоловыми формами рельефа. Южный отрезок этой долины, к юго-западу от песков Тобылги, врезан в меловые и палеогеновые отложения. На северо-востоке наблюдается слабое врезание ее в неогеновую аллювиальную равнину.

Долина эта в свою очередь сечется современной долиной Сарысу, сопровождаемой двумя надпойменными террасами, верхнюю из которых

¹ Характер аллювия и его мощность приводятся В. И. Елисеевым по данным разреза скважин, имеющимся в работе У. М. Ахмедсафина (1945).

мы относим к нижнему ярусу плейстоцена; отсюда можно достаточно точно предположить, что возраст отложений описанной долины более древний, чем нижний плейстоцен, и более молодой, чем аллювиальная неогеновая равнина. Они резко отличаются также и от отложений нижнего яруса эоплейстоцена (кейшагырская свита и ее аналоги) как своим геоморфологическим положением, так и характером отложений, образованных в различных физико-географических условиях: красно-бурые и зеленоватосерые отложения нижних ярусов эоплейстоцена, сформированные в условиях резко выраженного аридного климата, преимущественно озерного и пролювиального генезиса, и палевые и бурые отложения указанной древней долины аллювиального генезиса, формировавшихся уже в более влажных, хотя также аридных, климатических условиях. Таким образом, с достаточной степенью точности можно говорить о верхнеэоплейстоценовом (миндельском) возрасте отложений указанной древней долины.

Ниже мы приведем краткий обзор отложений верхнего яруса эоплейстоцена, развитых в других районах Казахстана и на территории некоторых районов Урало-Сибирской платформы.

На площади Кокчетавского массива Е. В. Шанцер и Т. М. Микулина относят к верхнему эоплейстоцену (концу неогена — началу четвертичного периода по старой схеме) отложения мощных шлейфов делювиально-пролювиальных суглинков, выполняющих широкие ложбины, расположенные на абсолютных отметках более 400 м. В западном направлении, к Прииртышью, суглинки становятся очень мощными (до 50 м) и постепенно сменяются глинами, содержащими фауну пресноводных моллюсков озерного и озерно-аллювиального генезиса. На меридиональном отрезке р. Ишим примерно к этому же времени указанные авторы относят отложения IV надпойменной террасы. Морфологически она выражена плохо и сливается с поверхностью водораздельного плато Западно-Сибирской низменности, но с нею связаны выходы аллювиальных галечников мощностью до нескольких метров. Долины Ишима в это время не существовало. К югу от широтного отрезка Ишима выделяется плоское высокое плато, перекрытое мощным покровом желто- и красно-бурых суглинков с гипсом мощностью около 70 м. Генетически они сходны с водораздельными суглинками Кокчетавского массива. В южной части генезис их делювиально-пролювиальный, в северной — озерно-пролювиальный и частично озерный. Наибольшей мощности они достигают в районе развития древних третичных впадин рельефа, заполненных глинами олигоцена и миоцена. Нижние горизонты этих суглинков, по мнению Е. В. Шанцера и Т. М. Микулиной, могут быть еще плиоценовыми (низы эоплейстоцена, по нашему делению), но основная их толща нижнечетвертичного возраста (верхний эоплейстоцен по нашей схеме). В настоящее время эти участки древних впадин представляют собой уже наиболее высокие части водоразделов. Таким образом, здесь мы имеем обращенный рельеф.

В Павлодарском Прииртышье к верхнему эоплейстоцену относятся темные голубовато-серые тонкие слюдистые пески и иловатые слоистые, иногда слюдистые глины, содержащие небольшие торфянистые прослои. В низах их иногда встречаются более грубозернистые пески, содержащие глинистые окатыши из подстилающих неогеновых глин и мергелистые конкреции, вымытые из тех же глин неогена. В. И. Громовым (1940) в них были найдены кости крупного *Elasmotherium*. Нами среди этой толщи были обнаружены остатки очень крупной лошади *Equus sussenbornensis* Wüst., *Elasmotherium sibiricum* Fisch. и крупного *Rhinoceros* sp.

Отложения эти залегают в доколе II надпойменной террасы Иртыша на размытой поверхности неогена и выполняют древние ложбины стока. Пыльцевые спектры из торфянистых прослоев описываемой толщи указывают на сухостепной и полустепной ландшафт с *Alhagi camelorum* Fisch.,

различными видами *Atriplex*, *Kochia*, *Salsola*, *Halogeton* (сем. *Chenopodiaceae*), *Frankenia*, *Zygophyllaceae*, *Gramineae*, *Allium* (*Liliaceae*), *Artemisia* и пр. (Матвеева, 1953).

На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), выделяется ряд районов, каждый из которых отличается своим характерным геологическим разрезом четвертичных отложений. В разрезе Приобского плато к концу эоплейстоцена — началу плейстоцена (Q_{1-2} по нашей схеме) В. А. Мартынов относит так называемую кочковскую свиту, представленную глинами озерно-болотного происхождения, которая сопоставляется им со свитой «С» П. А. Православлева или «окаменелыми илами» А. И. Москвитина. Е. Н. Шукина относит их к среднему плейстоцену (нижнему по нашей схеме). А. И. Москвитин (1959) в толще Приобского степного плато выделяет пять свит, наложенных одна на друга. Две нижние свиты в большинстве случаев погружены глубоко под урез реки и состоят из двух пар пачек слоев, внизу песчаных,верху глинистых. Нижняя свита представлена зеленоватыми песками и покрывающими их синевато-серыми дутиковыми глинами со стяжениями извести, местами обильными. Возраст их неясен, В. А. Николаев считает их аналогами черлакской (павлодарской) свиты. Вторая свита представлена песками так называемого «барнаульского» горизонта и перекрывающей их толщей синевато-серых плотных суглинков или глин (свита «С» Православлева). А. И. Москвитин называет их «окаменелыми илами». Возраст этой свиты определяется А. И. Москвитиным как несомненно четвертичный, более точное определение возраста он не дает, ссылаясь на неясность возраста нижележащей свиты дуτικών глин. Мы считаем более правильным относить нижнюю свиту отложений Приобского плато (зеленоватые пески и покрывающие их дуговые глины) к верхнему эоплейстоцену, сопоставляя их со свитой сизых суглинков и диагональных песков П. А. Никитина, которые содержат фауну млекопитающих тираспольского комплекса (эласмотерий, носорог). Толща же окаменелых илов (свита «С» Православлева) должна быть помещена в низы нижнего плейстоцена, так как, по данным Е. Н. Шукиной, к ней в предгорьях Алтая приурочена фауна млекопитающих хазарского комплекса¹.

На Урале наиболее древним фаунистическим комплексом является комплекс, близкий к фауне тираспольского гравия (Шергина, 1951). Он содержит *Elephas wüsti* M. P a v l., *Bison cf. schoetensacki* F r e u d., *Elasmotherium sibiricum* F i s c h., *Rhinoceros* sp., *Equus caballus mosbachensis* R e i c h. (очень крупная) и др. и присутствует в аллювиальных отложениях III надпойменной террасы Южного Урала. Терраса эта почти всегда эрозионная, высокодокольная, с маломощным аллювиальным и делювиальным покровом. Сложена она в верхней части суглинками, а в нижней — тонкослойными песчаными глинами, песками и гравием. На Среднем Урале отложения, характеризующиеся этой фауной, неизвестны.

Как видно из изложенного материала, во внеледниковой области описываемой территории, т. е. в районах Южного Урала, Тургая, Центрального Казахстана и юга Западно-Сибирской низменности, верхне-эоплейстоценовые отложения еще не несут на себе следов ледникового периода и охарактеризованы достаточно теплолюбивой фауной млекопитающих, которая прекрасно сопоставляется с таковой, развитой на Европейской части территории СССР. Правда, характер содержащихся в ней палеонтологических остатков так же как и характер самих отложений указы-

¹ В 1959 г. в Приобском плато В. Г. Рясной в толще, которую она сопоставляет с «окаменелыми илами» А. И. Москвитина, был найден зуб *Elephas wüsti* M. P a v l. Если указанное положение этой находки в разрезе Приобского плато подтвердится дальнейшими исследованиями, возраст толщи «окаменелых илов» должен быть понижен и отнесен также к верхнему (миндельскому) ярусу эоплейстоцена.

вает на более влажные условия времени их формирования и некоторое похолодание климата по сравнению с низами эоплейстоцена.

Рассмотрение более северных районов ледниковой области Западной Сибири не является объектом настоящей работы.

Ниже мы переходим к характеристике отложений среднего отдела антропогенной системы — плейстоцена, развитых на интересующей нас территории.

Плейстоцен

Плейстоцен на территории Бет-Пак-Далы представлен осадками двух ярусов: нижнего, который мы предлагаем называть рисским, и верхнего — вюрмского.

Нижний (рисский) ярус плейстоцена (Q_1^1)

На территории Чу-Сарысуйской депрессии, Бет-Пак-Далы, а также южного и юго-восточного Улутау к началу плейстоцена приурочено новое эрозионное врезание, обусловленное оживлением тектонических движений, особенно в областях периферийных горных сооружений. В этот период была заложена речная сеть современной конфигурации с наиболее крупными реками района Сарысу, Каракингир, Жезды, Кумула и другими. У подножья гор Бурунтау в это время формируется пролювиальный шлейф.

Отложения нижнего плейстоцена слагают вторые надпойменные террасы рек, которые прослеживаются уже в пределах современных речных долин. Террасы эти обычно эрозионно-аккумулятивные. В долине Чу II надпойменная терраса прослеживается по левому берегу севернее III надпойменной террасы и отделяется от нее заметным уступом. В верхней части долины Чу (на участке от Фурмановки до Троицкого) II надпойменная терраса прослеживается также и по правому берегу. Поверхность II террасы наклонена с востока на запад по направлению течения Чу и в сторону русла. Сложена она в нижней части разреза галечниками и серыми гравелистыми песками с линзами песчаника, с известковым цементом; в верхней части — алевроитами, супесями и суглинками.

В. И. Елисеев, детально изучавший четвертичные (антропогенные) отложения долины Чу выше Кентарала, отмечает, что мощность аллювия II надпойменной террасы увеличивается с запада на восток и с севера на юг. В западной части, у пос. Уланбель, мощность его не более 5 м, в 55 км восточнее и в 22 км южнее она достигает 32 м. Еще восточнее, в районе уроч. Сарыкобу и Шошкаульген, мощность аллювия II надпойменной террасы уже более 200 м (интенсивное прогибание данной территории). Пыльцевой анализ аллювиальных отложений II надпойменной террасы Чу, проведенный М. Н. Грищенко, дал в общем степной спектр растительности.

В долине Сарысу II надпойменная терраса имеет высоту 12—15 м над руслом и сложена обычно песками и галечниками различного состава, но с достаточно большим процентом кремнистых и кварцевых разностей. Иногда галечники цементируются в конгломераты с известковым цементом. Терраса эта прослеживается уже в пределах современной долины Сарысу и наиболее хорошо развита в нижнем ее течении. В области Арыскульской депрессии галечники нижнего плейстоцена занимают обширные площади, покрывая обширную аллювиальную равнину, где залегают маломощным покровом (до 3—4 м) на глинах морского палеогена.

На территории южных отрогов Улутау, в долине р. Кумулы, II надпойменная терраса, по Н. А. Константиновой (1958), прослеживается в среднем меридиональном участке течения по правому борту реки, где четко

оконтуривается линией разлома, прекрасно выраженного на аэрофотосхемах. У устья р. Каракингир II надпойменная терраса имеет относительную высоту 10—12 м, а в верхнем течении реки высота ее снижается и не превышает обычно 4—6 м. Примерно такую же высоту имеют II надпойменные террасы рек Жезды и Кумула. Характер аллювия этих террас по типу близок сарысуйскому, представлены они желтовато-серыми и розовато-серыми песками и галечниками различного состава с преобладанием местного материала. Иногда пески и галечники цементируются известью в маломощные прослои конгломератов. Мощность аллювия вторых надпойменных террас колеблется от 4—6 до 10—12 м.

Так как фаунистически нижнеплейстоценовые отложения здесь не охарактеризованы, то возраст их определяется по геоморфологическим соотношениям и стратиграфическому положению в общем разрезе. В ряде других районов Казахстана аллювиальные отложения II надпойменных террас, которые мы сопоставляем по возрасту с вышеописанными, содержат богатую фауну млекопитающих, позволяющую датировать их нижним плейстоценом (по новому стратиграфическому делению). Конкретные данные по этой фауне будут приведены нами ниже.

На территории центральных частей Улутавского антиклинория и в пограничной полосе его с Тургайской синеклизой, а также в осевой полосе Тектурмасского и Кокчетавского антиклинориев В. Ю. Малиновский (1958) отмечает наличие поднятий в начале нижнего плейстоцена. В результате этих движений, по его данным, на южном склоне Кокчетавской возвышенности и в Тенгизской впадине началось расчленение неогеновой аллювиальной равнины. В то время была заложена долина р. Терсаккан с притоками Куланутмес и Кон. В бассейне Сарысу В. Ю. Малиновский приурочивает к этому времени формирование III надпойменной террасы, которая, по его мнению, в большинстве случаев сливается со II надпойменной террасой; иногда от нее остается только цоколь, сложенный палеозойскими породами и местами превращенный в молодой приречный мелкосопочник. Мы нигде не наблюдали по Сарысу III надпойменной террасы, поэтому существование ее нам кажется проблематичным, но не исключена возможность, что кое-где терраса этого возраста выражена двумя уступами, имеющими локальное значение, что зависит от местных условий гидрологического режима реки или локальных тектонических подвижек.

В долине р. Атасу в толще аллювия, слагающего аллювиальную равнину этого возраста, В. Ю. Малиновский (1958) наблюдал криотурбации (котлы кипения) — интенсивное перекручивание песчано-галечных отложений, которые в виде многочисленных языков вдаются в подстилающие миоценовые отложения. Эти следы мерзлотных процессов автор объясняет влиянием эпохи максимального оледенения на севере Западно-Сибирской низменности.

На Казахском нагорье в области меридионального отрезка долины Ишима к среднему плейстоцену (нижнему по нашей схеме) Т. М. Микулина и Е. В. Шанцер (1951) относят III надпойменную эрозионную террасу высотой 25 м. На широтном отрезке долины эта терраса отсутствует, что объясняется упомянутыми авторами иной историей развития этого участка. По их данным, Ишим на этом отрезке использует в качестве долины обширные депрессии (например, Колутонскую). Ширина долины здесь достигает 30 км (пойма плюс I надпойменная терраса). По данным бурения, постель аллювия в Колутонской депрессии опущена на 10 м ниже уреза реки. Эти депрессии имеют тектоническое происхождение. В перемычках между депрессиями Ишим приобретает эрозионный характер. Н. Г. Кассин (1947) и Е. Д. Шлыгин (1952) считали, что широтный отрезок Ишима в районе Жаркаинагачской излучины перехвачен меридиональным его отрезком в среднем плейстоцене (по старой схеме), а в нижнем плейстоцене он тек

в бассейн Аральского моря в широтном направлении. Перехват, по мнению Е. В. Шанцера и Т. М. Микулиной, несомненен. У выхода долины в Западно-Сибирскую низменность она протекает по узкому ущелью и лишь на территории низменности продольный профиль долины выполаживается, высоты террас снижаются. На меридиональном участке долины Ишима несомненно наличие молодого эрозионного вреза, с чем и связан перехват широтного отрезка, но следов сквозного стока в Аральское море не существует. Это подтверждается и тем, что в Тургае третичные отложения лежат очень высоко, гораздо выше террас широтного отрезка Ишима. Таким образом, до перехвата, время которого определяется нижним плейстоценом, долина верхнего Ишима представляла собой серию бессточных замкнутых котловин, о чем свидетельствует и характер осадков, представляющих собой карбонатные загипсованные суглинки. Суглинки эти содержат пыльцу растений степного характера (попынь), указывающую на сухость климата, что и послужило причиной того, что эрозионная деятельность была ослаблена, на поверхности образовалось обилие бессточных озер, перехватывавших большую часть поверхностного стока вообще.

В Павлодарском Прииртышье отложения нижнего плейстоцена залегают на размытой поверхности осадков верхнего яруса эоплейстоцена или непосредственно на осадках павлодарской свиты неогена. Представлены они преимущественно песками и галечниками, реже глинами голубовато-серых оттенков. Галечники сильно обохрены или омарганцованы. Общая мощность их не более 20—25 м. Они слагают II надпойменную террасу Иртыша. Толща эта широко развита в Кулундинской степи. Генезис ее в основном аллювиальный или аллювиально-озерный. Из рассмотренной толщи нами было собрано большое количество остатков млекопитающих хазарского фаунистического комплекса, среди которых В. И. Громовым и Е. И. Беляевой были определены: *Mammuthus trogontherii* P o h l., *Mammuthus primigenius* B l u m. (раннего типа), *Bison priscus longicornis* W. G r o m., *Cervus* sp., *Felis* sp., *Equus* sp., *Bos* sp.

Комплекс фауны указывает на нижнеплейстоценовый возраст содержащих ее отложений, накопление которых предшествовало, а частично, может быть, совпадало с эпохой максимального (самаровского) оледенения Западной Сибири. Пыльцевой анализ отложений этой толщи указывает на степной ландшафт с отдельными островами лесной растительности по долинам рек; характерно присутствие пыльцы ели, что можно объяснить похолоданием, связанным с наступлением ледника в северных и восточных районах Сибири (Матвеева, 1953). На это же указывает и наличие мерзлотного смятия слоев среди описанных отложений (явления криотурбации и ледяные клинья).

В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1958) указывают, что в течение этой эпохи на территории Восточного Казахстана формируется восточно-казахстанский вариант хазарского фаунистического комплекса, который включает следующие наиболее типичные виды: *Mammuthus trogontherii* (P o h l i g.), *Bison priscus longicornis* W. G r o m., *Bos* sp., *Camelus* sp. (*Knoblochi* N e h r.?), *Megaceros ruffi* N e h r., *Megaceros germaniae* P o h l., *Cervus* sp., *Equus* sp., *Paleolorodon antiquus* F a l c., *Mammuthus primigenius* B l u m., *Felis* sp. (Бажанов и Костенко, 1958).

Указанные авторы отмечают также, что в начале этой эпохи, на границе с эоплейстоценом, произошли мощные тектонические поднятия горных сооружений юга и востока Казахстана, которые наряду с некоторым увлажнением климата обусловили интенсивное развитие нового эрозионно-аккумулятивного процесса на всей территории Восточного Казахстана. В горных районах в это время развилось оледенение.

На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), в разрезе Приобского степного плато к этому вре-

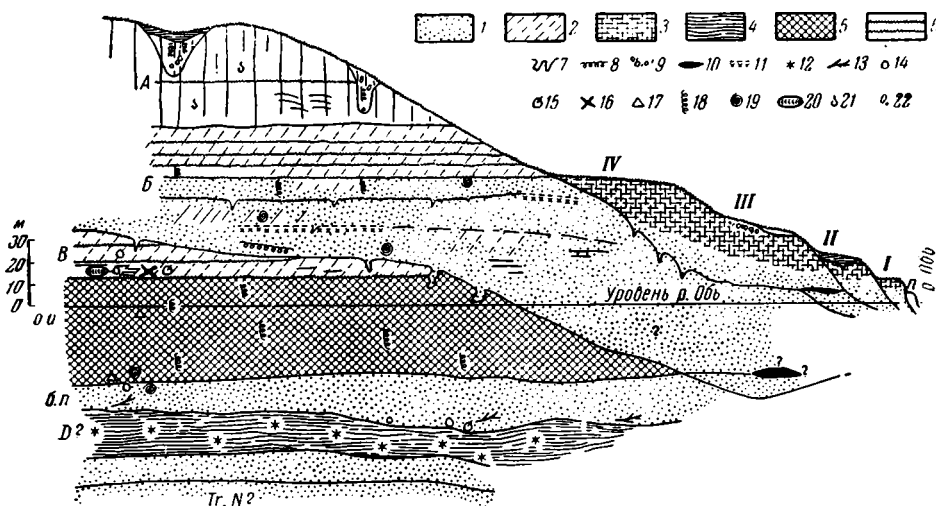
мени относится так называемая краснодубровская свита (свита «В» Православлева), представленная лёссовыми и лёссовидными породами, суглинками и супесями алевритового состава с горизонтами погребенных почв, формирование которой относится ко времени максимального оледенения (на что указывает лёссовидный облик пород) и касмалинская свита — аллювиальные отложения, выполняющие вытянутые лентами древние долины. Сюда же указанный автор относит и покровные отложения — «молодые» лёссы и лёссовидные породы.

Примерно такую же датировку отложений степного плато даети А. И. Москвитин (1960). Он относит к нижнему плейстоцену (среднечетвертичной или рисской эпохе) всю толщу отложений, слагающих степное Приобское плато, залегающих выше свиты окаменелых илов. Возраст последних он считает неясным. Представлены они песками, супесями и лёссовидными суглинками, которые автор делит на три толщи «А», «Б», «В». В нижней толще «В», сложенной суглинками с погребенными почвами, были найдены остатки *Elephas trogontherii* Rohl. В низах этой толщи присутствуют моллюски, по мнению автора, указывающие еще на умеренные климатические условия (*Anodonta*, *Limnaea*, *Coletus* sp., *Succinea pfeifferi* L., *Physa fontinalis* L., *Sphaerium corneum* L., и др.). На такой же умеренный климат указывает и флора, присутствующая в данных отложениях. Умеренный характер фауны и флоры, а также интенсивные проявления почвообразования, прерывавшегося только местными условиями накопления осадков или ослабления дренажа в связи с местными же тектоническими подвижками, по мнению А. И. Москвитина, говорят за межледниковые условия осаждения толщи «В» — суглинков с погребенными почвами. Выше лежащую толщу «Б» он уже сопоставляет с веком максимального оледенения (фиг. 44).

Соглашаясь с А. И. Москвитиным в трактовке возраста отложений толщи «В», мы считаем, как это указывалось нами и выше, пока неясным стратиграфическое положение свиты, содержащей толщу окаменелых илов. Толща «В» отлагалась, видимо, в условиях предледникового, а может быть, начала ледникового периода (максимальное оледенение), холодные условия климата которого уже достаточно резко проявились в выше лежащих отложениях толщи «Б» А. И. Москвитина. Последняя представлена песками и супесями с явными следами мерзлоты в виде многочисленных псевдоморфозов ледяных клиньев и скрученных мерзлотными движениями слоев иловатых песков. Об этом говорит и общий облик фауны моллюсков, приводимый А. И. Москвитиным из отложений толщи. Возможно, что верхние части разреза толщи «Б» (палевые «оскольчатые» уплотненные суглинки, чередующиеся с многочисленными горизонтами погребенных почв), относятся уже ко времени отступления максимального оледенения на севере Западной Сибири, которые А. И. Москвитин считает межледниковыми. Мощные лёссовидные суглинки толщи «А», венчающие все ниже лежащие толщи степного плато, А. И. Москвитин относит, по крайней мере в нижней части, к веку московского оледенения, верхи, возможно, соответствуют, по мнению того же автора, времени калининского оледенения (фиг. 44). По нашему мнению, такое разделение единой толщи лёссовидных суглинков (толща «А») натянуто и правильнее всего всю эту толщу считать одновозрастной, соответствующей времени тазовской (московской) стадии оледенения. Такому выводу соответствует и наша трактовка возраста террас Оби, о чем будет сказано ниже.

На восточном склоне Среднего Урала к нижнему плейстоцену относятся аллювиальные отложения III надпойменной террасы высотой 12—16 м на бровке. По направлению к низовьям высота ее возрастает до 30—40 м, а при выходе рек в пределы Западно-Сибирской низменности высота III террасы достигает 55—70 м. То же явление можно наблюдать и по рекам

западного склона. В большинстве случаев она является эрозионной, местами — аккумулятивной. Аллювий представлен галечниками, песками и в верхней части суглинками. На Южном Урале указанному возрасту отвечают низы аллювия II надпойменной террасы, представленные галечниками, которые перекрываются зеленовато-серыми глинами. Нижнелейстоценовый возраст этих отложений устанавливается по наличию в них хазарского фаунистического комплекса: *Mammuthus trogontherii* P o l h., *Bison priscus longicornis* W. G r o m., *Elasmotherium sibiricum* F i s c h., *Rhinoceros*



Фиг. 44. Схема строения четвертичных отложений верхнего Приобья.

По А. И. Москвитину, 1960.

Tr, N — пески третичные; D — толща синеватых глин со стяжениями извести; б. п. — пески барнаульского горизонта, о. н. — толща «окаменелых илов»; В — суглинки с погребенными почвами; Б — среднечетвертичная толща песков и супесей; А — свита уплотненных лёссовидных суглинков. 1 — пески; 2 — суглинки; 3 — лёссовидные суглинки, супеси; 4 — глины и суглинки; 5 — окисленные илы; 6 — черноземовидные и луговые почвы; 7 — «ледяные» клинья; 8 — мерзлотные суглинки; 9 — валуны, щебень; 10 — межледниковые торфяники; 11 — подзолистые почвы; 12 — известковые стяжения; 13 — древесина и растительные остатки; 14 — пыльца теплолюбивых растений; 15 — листья и семена растений; 16 — остатки *Elephas trogontherii* P o l h.; 17 — пыльца ксерофитов и полярной флоры; 18 — насущные моллюски; 19 — водные гастроподы; 20 — водные пеллециподы *Aplodonta*; 21 — гипс, карбонаты, хлориды (?); 22 — макропоры. I, II, III, IV — надпойменные террасы; п — пойма

antiquitatis B l u m., *Equus* sp., *Chosaricus* W. G r o m., *Saiga tatarica* P a l l., *Megaceros* sp. (начало нижнего плейстоцена). К концу нижнего плейстоцена относятся аллювиальные отложения, охарактеризованные позднемустерским фаунистическим комплексом (Шергина, 1951) с *Mammuthus primigenius* B l u m. (раннего типа), *Rhinoceros antiquitatis* B l u m., *Bison priscus deminutus* W. G r o m., *Rangifer tarandus* L., *Cervus elaphus* L., *Sus scrofa ferus* L., *Ursus spelaeus* R o s e n., *Hyæna spelaea* G o l d f., *Vulpes vulpes* L., *Vulpes lagopus* L., (вторая половина нижнего плейстоцена). Упомянутые отложения составляют среднюю часть II надпойменной террасы рек Южного Урала (глинистые пески, супеси) и нижнюю часть отложений II надпойменной террасы рек Среднего Урала (сине-черные глины и галечники).

Как видно из вышеизложенного, эпоха нижнего плейстоцена разбираемой территории Азиатской части СССР характеризовалась общим похолоданием климата, связанным с наступанием ледника максимального (самаровского, оледенения и его тазовской стадией, что отразилось на

характере отложений, отвечающих этому периоду времени (лессовидный характер отложений, явления криотурбации, наличие ледяных клиньев, общий более умеренный в начале эпохи и холодолюбивый в конце ее, облик фауны млекопитающих и флоры). Для ледниковой области налицо уже ясные следы оледенения, соответствующие времени нижнего плейстоцена.

Таким образом, граница эоплейстоцена и плейстоцена на территории Урало-Сибирской эпигерцинской платформы совпадает с резким переломным этапом в истории геологического развития. В связи с наступлением в плейстоцене покровного оледенения на севере Западно-Сибирской низменности на всей указанной территории резко изменяется климат в сторону похолодания, что отмечается наличием мерзлотных явлений среди отложений плейстоцена и появлением холодолюбивой фауны млекопитающих. К этому же времени (начало плейстоцена) приурочено проявление молодых тектонических движений и глубокий эрозионный врез — заложение речной сети современной конфигурации и формирование основных черт современного рельефа.

Верхний (вюрмский ярус плейстоцена) (Q_2^2)

Начало верхнеплейстоценового этапа характеризовалось новым усилением тектонических движений, проявившихся наиболее интенсивно в области горных сооружений юга эпигерцинской платформы, и новым эрозионным врезом, в результате которого заложилась более низкая терраса речных долин. На территории Центрального Казахстана верхний плейстоцен представлен однообразными желтовато-бурыми лёссовидными суглинками, нередко в большей или меньшей степени обогащенными песчаным материалом; в нижних частях разреза — галечниками. Отложения эти слагают I надпойменную террасу речных долин. Вследствие указанного литологического характера пород, слагающих эту террасу, она резко отличается от других террас характером покрывающей ее растительности. В подавляющем большинстве случаев это лишь отдельные кусты солянки, между которыми остаются лысые места, растрескивавшиеся на такырные многоугольники. Поэтому она называется еще лысой или такырной террасой. Местами (Чу-Сарысузская депрессия) она является I надпойменной, местами (Тургай, Северное Приаралье) — II надпойменной (там, где в результате новейших тектонических движений пойменная терраса становится I надпойменной).

В долине Чу верхнеплейстоценовые отложения слагают I надпойменную террасу и выстилают дно впадины Сароя. Представлены они суглинками, обогащенными песчаным материалом, гравийными песками и галечниками. В Саройской впадине верхнеплейстоценовые отложения залегают ниже современного уровня Чу, что, по-видимому, объясняется подпруживанием ее в верховьях и повышением в связи с этим базиса эрозии. Из Сароя они продолжают на восток в область аллювиальной равнины Саксаулдала. Вследствие наличия примеси песчаного материала среди верхнеплейстоценовых отложений, в условиях сухого аридного климата Центрального Казахстана происходит развевание песков из верхних частей разреза и навевание их на поверхность такырной террасы в виде песчаных массивов и дюн, закрепленных в настоящее время растительностью. Такими песчаными массивами изобилует поверхность Саксаулдала, а также равнина Дарьялыктаыр в низовьях Сарысу и Чу. По данным В. И. Елисеева (1959), в восточной части Сароя общая мощность верхнеплейстоценового аллювия 2,5—3 м, в западном направлении мощность его увеличивается до 4,5 м, а еще западнее — до 10 м. По наблюдениям этого же автора, на территории равнины Саксаулдала вблизи подножья гор Бурунтау мощность отложений верхнего плейстоцена всего

около 1 м. При движении на юг мощность их резко увеличивается. Так, на расстоянии 30 км к юго-западу от устья лога Тарланат (в 14 км к северу от пос. Фурмановка) неполная мощность этих отложений достигает 44 м. В 3 км к югу от Фурмановки мощность их равна уже 54 м, а в 22 км юго-западнее Фурмановки она достигает уже 85 м. На основании различного положения ложа аллювиальных отложений саройской свиты В. И. Елисеев приходит к выводу о том, что внутри Чу-Сарысуйской депрессии на фоне общего опускания ее центральных частей прослеживаются области относительных поднятий. Подробно этот вопрос разобран в работе В. И. Елисеева (1959), поэтому мы не будем на нем останавливаться.

В суглинистой части отложений I надпойменной террасы Чу содержится много фаунистических остатков пресноводных и наземных моллюсков. З. И. Гурьевой в суглинках верхней части отложений, выполняющих впадину Сарой, обнаружены *Unio* sp. и *Anodonta* sp. По сборам В. И. Елисеева, Т. М. Микулина здесь же определены виды *Eulota* (*Leucozonella*) *rubens* (M art.), *Vallonia pulchella* (M üll.), *Succinea putris* (L.), *Planorbis planorbis* L. Пыльцевой анализ отложений саройской свиты из впадины Сарой, по данным З. И. Гурьевой, показал присутствие степной полупустынной растительности: преобладает пыльца *Chenopodiaceae*, присутствуют единичные *Caryophyllaceae*, *Cruciferae*, *Umbeliferae*, *Artemisia* (определение В. И. Зауэр).

К северу от острова Кызыларал в светло-серых глинах саройской свиты Н. Г. Шубиной были обнаружены остракоды, среди которых М. И. Мандельштам определил: *Candona lactea* B a i r d., *Candona* ex gr. *angulata* I o s a r s., *Limnocythere* aff. *ternireticulata* S u z.; *Candona albicans* (B r a d y). Кроме того, здесь были обнаружены оогонии харовых водорослей — *Chara* sp.

В долине Сарысу отложения этого возраста слагают I надпойменную террасу, также такырную; терраса аккумулятивная. Мощность отложений и высота террасы в среднем течении, как правило, не превышает 3—3,5 м. Южнее лога Аксай (в области наибольшего поднятия) она имеет высоту 5—6 м, а еще южнее, уже в низовьях, высота террасы не превышает 1,5—2 м и в области погружения сливается с поймой. К югу от широтного отрезка низовьев Сарысу, между нею и Сыр-Дарьей расположена обширная аллювиальная равнина Дарьялыктакыр, поверхность которой образована верхнеплейстоценовым аллювием. В аллювиальных отложениях этой равнины А. В. Волиным (1952) были обнаружены остракоды того же видового состава, что и в отложениях I надпойменной террасы Чу: *Plyocypris brady* S a r s., *Cypris* sp., *Candona albicans* B r a d y, *Cyclocypris* sp. indet. и остатки харовых водорослей.

По данным Н. А. Константиновой (1958), верхнеплейстоценовая (I надпойменная) терраса особенно широко развита по левому берегу р. Каракингир, к юго-востоку от Джезказгана, где она сливается с аллювиально-делювиальными отложениями ложковых террас и образует единую поверхность шириной 6—8 км. На всех остальных участках долины, по наблюдениям того же автора, ширина I надпойменной террасы значительно меньше и в большинстве случаев не превышает 1—2 км.

По данным В. Ю. Малиновского (1958), в восточной части Тенгизской впадины (в бассейне р. Нуры) к этому времени приурочено врезание рек в нижнеплейстоценовую аллювиальную равнину и образование долин на уровне вторых надпойменных террас. Река Нура, по мнению указанного автора, в то время впадала в Ишим, а в нее впадали реки Куланутмес и Кон. Только в конце верхнего плейстоцена, в связи с некоторыми опусканиями Тенгизской впадины р. Нура, не доходя до Ишима, повернула в депрессию оз. Тенгиз. Туда же стали впадать реки Куланутмес

и Кон. В области меридионального отрезка Ишима, по данным Т. М. Микулиной и Е. В. Шанцера (1951), к верхнему плейстоцену относятся отложения I и II надпойменных террас высотой 12—17 м. Верхнеплейстоценовый возраст их устанавливается на основании остатков фауны млекопитающих, обнаруженных в районе Петропавловска и по притоку Ишима (Иманбурлук) — *Mammuthus primigenius* Blum. и *Rhinoceros tichorhinus* Cuv. На широтном отрезке Ишима Т. М. Микулина и Е. В. Шанцер относят к этому возрасту отложения I надпойменной террасы.

В Павлодарском Прииртышье верхний плейстоцен представлен так называемой «палевой» толщей песков и супесей, перекрывающей частично толщу аллювия II надпойменной террасы или залегающей непосредственно на неогеновых отложениях. Этой толще покровных отложений отвечают по возрасту отложения I надпойменных террас рек Иртыша, Уленты и Чидерты, а также отложения аллювиальной равнины, прослеживающейся по левобережью Иртыша вплоть до Казахского нагорья, по которой блуждало русло древнего Иртыша. Названные отложения охарактеризованы фауной млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (определение В. И. Громова и Е. И. Беляевой): *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Equus caballus* L., *Bos* sp., *Cervus* (cf. *elaphus* L.), *Capreolus* sp., *Saiga tatarica* Pall. Пыльцевой анализ дает типичный комплекс степной растительности с *Chenopodiaceae* и *Cariophyllaceae*.

В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1958) отмечают, что в пределах Восточного Казахстана в ряде местонахождений в аллювии I надпойменных террас встречаются остатки фауны млекопитающих, принадлежащих мамонтовому или верхнепалеолитическому комплексу, указывающие на верхнеплейстоценовый возраст содержащих их отложений. К этому комплексу относятся: *Mammuthus primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Bos primigenius* Bajan., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Saiga imberis* (Gmel.), (*Saiga tatarica* Pall.), *Ovis ammon* L., *Rangifer tarandus* (L.), *Cervus* cf. *elaphus* L., *Equus caballus* L., *Ursus spelaeus* Rosen.

К отложениям лысой или такырной террасы рек Арало-Тургайской низменности и прилегающих районов Западного Казахстана, по данным А. Л. Яншина (1953), приурочены различные находки остатков северной лесной фауны и флоры. «Из этой террасы р. Жиланчика происходит отпечаток листа дуба — *Quercus robur* L., а также шишки ели или лиственницы, найденные М. М. Пригоровским (1915) и описанные А. Н. Криштофовичем (1915). По-видимому, из той же террасы р. Эмбы при впадении в нее р. Темира происходят остатки бобра, описанные П. П. Сушкиным (1908). Где-то на широте г. Иргиза этот ученый нашел остатки торфяного оленя. Нами во II террасе р. Иргиза, выше гор. Иргиза, найден окаменелый рог лося, а в суглинках Челкарской аллювиальной равнины, соответствующей II террасе р. Каульджура, отпечатки листьев березы.

Вероятно, в ту же эпоху в Приаралье жил и мамонт, зубы которого с п-ва Кок-Турнак отмечались Л. С. Бергом (1908, стр. 521) и автором анонимной заметки «О находке зуба *Elephas primigenius* Blum. на берегу Аральского моря» (1940)» (Яншин, 1953, стр. 645—646). Упомянутые находки фауны и флоры, а также то обстоятельство, что II терраса рек Уила, Сагиза и Эмбы опирается на уровень хвалынской трансгрессии и не прослеживается на территории, покрытой ее осадками, позволяют Яншину связывать образование указанной террасы с эпохой последнего оледенения, т. е. с верхним плейстоценом.

На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), к верхнему плейстоцену относятся отложения

I и II надпойменных террас Оби, а также перевеянные «боровые» пески. Террасы Иртыша В. А. Мартынов сопоставляет с террасами Оби и относит их к верхнему плейстоцену. Наши данные, указанные выше, не согласуются с выводами этого автора и позволяют относить II надпойменную террасу к нижнему плейстоцену, на что указывает содержащийся в ее отложениях хазарский фаунистический комплекс с *Mammuthus trogontherii* P o h l.

А. И. Москвитин (1960) считает, что за временем формирования выделенной им в разрезе Приобского степного плато толщи «А» (см. выше) следует эпоха глубокого размыва (соответствующая, по его мнению, веку микулинского межледниковья), закончившегося новым периодом аккумуляции и заполнения долин при образовании III и IV надпойменных террас Оби. В строении террас левобережья Оби наблюдается известное однообразие: низы их сложены песками, верхи — лёссовидными суглинками пойменных фаций. Автор считает, что накопление осадков III и IV надпойменных террас совпадает с развитием нового верхнеплейстоценового или калининского оледенения. На это, по его мнению, указывают мерзлотные скручивания и деформация слоев, наличие ледяных клиньев, травянистой пыльцы холодной степи, стволы деревьев сибирской пихты (*Abies sibirica* L e d e b.) и остатки осокорей (*Populus nigra* L.). Отложения двух нижних, I и II надпойменных террас, автор связывает с веком ошашковского оледенения (т. е. концом верхнего плейстоцена). В верхней части отложений II надпойменной террасы Оби автор указывает на наличие псевдоморфоз ледяных клиньев. В суглинках и песках I надпойменной террасы известны находки: *Bison priscus deminutus* W. G r o m., *Rhinoceros tichorhinus* C u v. *Mammuthus primigenius* B l u m.; из подошвы отложений II надпойменной террасы извлечены бивень и зубы мамонта *Mammuthus primigenius* B l u m. (ранний тип).

Мы не можем согласиться с А. И. Москвитиным в трактовке возраста террас Оби, потому, что ранняя форма мамонта (*Mammuthus primigenius* B l u m.), по крайней мере у нас в СССР, обычно характеризует отложения верхов нижнего плейстоцена или самых низов верхнего; на Иртыше *Mammuthus primigenius* B l u m. ранней формы встречается в отложениях II надпойменной террасы вместе с *Mammuthus trogontherii* P o h l. В связи с этим нам кажется правильнее относить низы отложений II надпойменной террасы Оби к концу нижнего или началу верхнего плейстоцена. Таким образом, возраст отложений, слагающих III и IV надпойменные террасы (если вообще можно считать их террасами), несомненно, более древний. Нам кажется, что уступ так называемых III и IV террас, о которых и сам автор (Москвитин, 1959) пишет, что они встречаются обрывками и далеко не везде, связан с разрывом, который действительно имел место во второй половине нижнего плейстоцена. Таким образом, это эрозионный уступ, вскрывший более древние толщи отложений, слагающие степное плато. Так, нижняя песчаная толща, единая для обеих указанных террас, одновременна нижней песчаной толще «Б», слагающей Приобское степное плато, и относится ко времени максимального оледенения. А. И. Москвитин считает ее русловым аллювием Оби. Верхняя часть отложений III и IV террас, представленная пористыми лёссовидными суглинками и супесями, хорошо сопоставляется с верхней частью отложений толщи «Б» степного плато, представленной суглинками с погребенными почвами, и должна быть отнесена ко времени конца максимального оледенения (между ним и тазовской его стадией). К верхнему плейстоцену могут быть отнесены, по нашему мнению, лишь верхняя часть отложений II надпойменной террасы и аллювий I надпойменной террасы, охарактеризованные верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом.

Близкие соотношения можно проследить и на Урале. На Среднем Урале к верхнему плейстоцену относится нижняя часть отложений I надпойменной террасы и верхи II надпойменной террасы (желто-бурые пески и суглинки), на Южном Урале I надпойменная терраса сложена суглинками, супесями и песчаными глинами, а в основании песками и гравием. Охарактеризованы они верхнепалеолитическим комплексом фауны, представленным как на Среднем, так и на Южном Урале, очень полно. В его состав, по определению И. А. Шергиной (1951), входят: *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Equus caballus* L., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos moschatus* Zim., *Vulpes lagopus* L., *Dicrostonyx torquatus* Pall. и т. д. И. А. Шергина считает, что в связи с различными условиями обитания и с различной географической широтой, верхнепалеолитический комплекс фауны несколько различен на Среднем и Южном Урале. Так, на Среднем Урале чаще встречаются холодолюбивые виды *Rangifer tarandus* (L.) и *Vulpes lagopus* L., присутствуют *Ovibos moschatus* Zim. и *Dicrostonyx torquatus* Pall., остатки которых на Южном Урале вообще не были найдены. На Южном Урале значительно больше представителей степи и леса. Итак верхнеплейстоценовые отложения всей описываемой территории несут на себе ясные следы ледникового климата, что связано с наступлением зырянского оледенения на севере Западно-Сибирской низменности и одновременным оледенением в горных районах юга Урало-Сибирской платформы. Последнее прекрасно фиксируется наличием трогов, сохранившихся в верховьях многих долин высокогорных областей Тянь-Шаня и залегающих в их устьевых частях грядами конечных морен (Бажанов, Костенко, 1958).

На этом мы заканчиваем рассмотрение отложений, относящихся к среднему отделу антропогенной системы или плейстоцену, распространенных на территории южной части Урало-Сибирской платформы.

Из сказанного вытекает, что весь плейстоцен на территории юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы характеризуется условиями, которые определяются влиянием великого покровного оледенения, наступившего в это время на севере Западно-Сибирской низменности. Это сказывается и на большей обводненности рек этого времени и на литологии и характерной желто-бурой окраске отложений (в противоположность преимущественно красно-бурым или зелено-серым окраскам отложений нижнего отдела четвертичной системы эоплейстоцена) и на характере фауны млекопитающих и флоры, которая приобретает в этот период времени холодолюбивый облик.

Отложения плейстоцена входят в состав качественно иной категории формаций, образовавшейся в иных климатических условиях. Если отложения эоплейстоцена мы отнесли к формациям аридного типа, образовавшимся в условиях достаточно жаркого климата, то осадки плейстоценовой эпохи образовались в условиях аридного холодного климата с периодами увлажнения. Несомненно, что дальнейшее изучение позволит выделить среди них различные конкретные формации.

Имеющийся уже в настоящее время материал позволяет считать, что среди плейстоценовых отложений могут быть выделены аллохтонные и автохтонные формации. Аллохтонные формации представлены осадками террас и аллювиальных равнин, материал которых принесен крупными речными артериями, сток которых в связи с существовавшей на севере ледниковой подпрудой в основном осуществлялся на юг. Для этого комплекса отложений характерен большой выход тяжелой фракции и обилие малоустойчивых минералов главным образом эпидота и роговой обманки. В связи с обводненностью осадков преобладают голубовато-серые и зеленоватые окраски пород.

К автохтонным формациям принадлежат осадки водораздельных пространств делювиального, элювиального, пролювиального и эолового происхождения. Для этого комплекса отложений характерны палевые окраски, обилие карбонатов, иногда присутствие гипса. В глинистых фракциях преобладают гидрослюды, но более слабо гидратированные, чем в красноцветных аридных формациях. Сказывается недостаток влаги и аридно-континентальные условия климата.

Нам остается рассмотреть самый последний этап истории развития описываемой территории, сливающийся с современностью, который мы относим к верхнему отделу четвертичной (антропогеновой) системы—голоцену.

Голоцен (Q_3)

Как уже было указано, несмотря на небольшую продолжительность голоцена мы все же считаем необходимым выделить его в самостоятельный отдел вследствие принципиальных качественных отличий от предшествующего ему плейстоцена. В силу его незначительности по времени, на ярусы голоцен мы не подразделяем.

На территории Бет-Пак-Далы в долине Чу голоценовые отложения слагают пойменную террасу, сопровождающую реку на всем ее протяжении. Сложена она голубовато-серыми мелкозернистыми и крупнозернистыми песками с редкой мелкой галькой и гравием, песчанистыми светло-серыми и голубовато-зелеными глинами местами с линзами торфяников. Гальки очень плохо окатаны, много щебенки кварца, кварцита яшм, известняка, размером 2—3 см в поперечнике. Пески кварцево-полевошпатовые, слюдяные с ржаво-желтыми пятнами. В основании они представлены более грубыми разностями, чем в верхней части. Видимая мощность пойменного аллювия Чу в пределах нагорья достигает 1—2 м, в пределах Чу-Сарысуйской депрессии мощность аллювия увеличивается и ширина поймы возрастает.

Река Сарысу имеет широкую пойму. Состав отложений пойменной террасы, как правило, к нижнему течению становится более тонким. Высота поймы никогда не превышает 4—5 м, обычно ниже. Такой же характер имеют пойменные отложения и в области южных отрогов Улутавских гор. Мощность пойменных отложений рек Каракингир, Жезды, Кумулы обычно не превышает 1—1,5 м.

Русловые отложения Чу представлены темно-серыми кварцевыми песками. В некоторых местах (например, западнее оз. Малое Камкалы) в самой верхней части русловых отложений прослеживаются серые грубозернистые пески с галькой. Галечники размером 2—3 см состоят из кварца, кварцитов, кремня, яшм, песчаников и известняков. Галька песчаников и известняков карбона почти совершенно не окатана; это щебень с несколько сглаженными углами и ребрами. Максимальная мощность современного аллювия не более 2—2,5 м. В низовьях Чу мощность его увеличивается. Д. И. Яковлев (1941) указывает, что в низовьях Чу, в глубоких колодцах, под слоем илистых глин мощностью около 1 м залегает толща диагонально наслоенных слабо глинистых песков с небольшими линзами гравия и мелкого галечника. В современных логах русловые отложения представлены грубозернистыми, косослоистыми песками с гравием и галечником плохой окатанности, почти щебнем (ложковый аллювий). Состав их: кварц, кремнистые породы, песчаники, редко встречаются хорошо окатанные гальки сургучно-красных яшм и кварцевых порфиров, вымытые из более древних отложений. Размер гальки 3—5 см. Много щебенки коренных пород девона и карбона. Мощность отложений от 0 до 1,5 м. В ряде случаев днища логов вычищены и на поверхность выходят коренные породы.

На поверхности водоразделов развиты элювиально-делювиальные и элювиальные образования, представленные суглинками и супесями со щебенкой подстилающих пород палеозоя. Мощность их обычно не превышает 1—2 м. Цвет и состав определяется той породой, в результате разрушения которой они образовались. В Бет-Пак-Дале современные рыхлые отложения развиты слабо и местами даже на равнине обнажаются коренные породы. Склоны возвышенностей и особенно нижние, более пологие части обрывов, покрыты делювиальными суглинками. В отложении водораздельных суглинков и супесей частично принимал участие и ветер.

На склонах оврагов и балок, сложенных рыхлыми отложениями мелового, третичного и четвертичного возраста, обычно развита корка красноцветного элювия, возникшего в условиях современного резко континентального аридного климата. Не менее характерна также сильная вторичная загипсованность мезозойских и кайнозойских отложений, верхние части которых независимо от состава, часто превращены в сплошной гипс, проникающий в породу с поверхности по капиллярам.

Широкое развитие в районе имеют такырные отложения, выполняющие обширные плоскодонные замкнутые впадины или днища глубоких впадин. Представлены они серыми и коричневатыми глинами, пластичными во влажном состоянии и очень плотными в сухом. При высыхании растрескиваются и дают характерные многоугольники (см. фиг. 3). Местами глины песчанистые с включениями мелкой гальки и гравия. Мощность отложений от 0,2—0,5 до 2,5 м. В наиболее пониженных местах территории с близким залеганием от поверхности грунтовых вод такырные отложения сильно засолены. Поверхность таких солончаков всегда покрыта коркой соли белого цвета небольшой мощности (5—10 см). Они не высыхают почти все лето и всегда отличаются влажностью и вязкостью. Мощность отложений не более 1—1,5 м.

Большие площади в пределах Чу-Сарысуйской депрессии занимают золотые пески. Они представлены двумя различными типами: пески раздувания и пески накопления. Д. И. Яковлев указывает, что, например, пески Муюнкум бассейна Чу являются типичными песками раздувания, т. е. являются отложениями морского палеогена, принявшими бугристые формы в результате перевеивания ветром их поверхностных слоев. В подтверждение этого положения он указывает на находки раковин морских палеогеновых моллюсков в бугристых песках низовий Чу у оз. Камкалыколь, хотя частично эти пески и претерпели довольно значительный перенос. По нашему мнению, пески Муюнкум частично, может быть, и произошли за счет перевеивания палеогеновых песчаных отложений, но подавляющая их часть, несомненно, является перевеивным аллювием террас Чу, что вытекает из распространения последних, занимающих всю территорию современной пустыни Муюнкум.

В настоящее время вся территория Чу-Сарысуйской депрессии и Бет-Пак-Далы находится в зоне аридного полупустынного климата, но эта сухость и пустынность климата характерна не для всей голоценовой эпохи, хотя в общем аридные климатические условия существовали здесь, как это видно из всего изложенного, начиная с неогена. Большая обводненность территории Бет-Пак-Далы в начале голоцена, по сравнению с современностью, доказывается наличием орудий неолитического человека, обнаруженных нами по берегам высохших в настоящее время саев и брошенных долин рек, указывающих на то, что в то время эти долины еще не были сухими. Таким образом, пустынный ландшафт Бет-Пак-Далы сформировался сравнительно недавно. Если сопоставить найденные орудия с кельтыминарской культурой человека, то время это будет определяться около 3 тыс. лет до н. э.

На всей остальной территории юга Урало-Сибирской платформы начало голоценового отдела в связи со значительным сокращением и отступанием покровного оледенения далеко на север также фиксируется изменением климатического режима в сторону потепления, обусловившим значительное сокращение оледенения в горах. В ряде мест этой территории среди отложений голоцена обнаружены остатки неолитической керамики и домашних животных *Equus caballus* L., *Ovis aries* L., *Bos taurus* L., *Canis* sp. В связи с улучшением климата высоко специализированные формы животного мира, приспособившиеся к холодному климату и грубой пище (мамонт, шерстистый носорог и др.) не смогли освоиться с изменившимися условиями существования и вымерли. Арктические виды отступили на север. Уже в историческое время произошло сокращение ареала северного оленя.

Таким образом, граница между плейстоценом и голоценом на описываемой нами территории, как и на всей остальной территории СССР, связывается с общим изменением климата в сторону его потепления, что определяется значительной деградацией последнего оледенения и исчезновением сартанского горнодолинного оледенения на севере Западно-Сибирской низменности. В результате этого резко меняются характер и мощности голоценовых отложений, а также характер фауны млекопитающих и флоры (вымирание холодолюбивых форм и формирование современных биоценозов). Появляется неолитическая культура человека. В это время складывается палеогеографическая обстановка, близкая современной. Все сказанное позволяет нам весь комплекс голоценовых отложений южной части Урало-Сибирской платформы резко обособить от нижележащих плейстоценовых. Если плейстоценовые отложения образовались в условиях холодного аридного климата, то голоценовые отложения формируются в резко континентальных аридных условиях. Это подтверждается как литологическими особенностями различных генетических типов голоценовых отложений (голубоватые оттенки пород, развитие красноцветного элювия на склонах, сильная загипсованность пород, широкое развитие эоловых отложений и т. д.), так и характером фауны и флоры. Таким образом, начиная с голоцена, отмечается столь же резкая смена геологических формаций, как это имело место на границе эоплейстоцена и плейстоцена.

* * *

Приведенный обзор отложений четвертичной (антропогенной) системы на значительной части территории Азиатской части Советского Союза, а также полученные в последнее время результаты по изучению отложений этого возраста на остальной части этой территории показывают полную возможность корреляции их с таковыми Европейской территории на основе биостратиграфического метода, разумеется, с учетом географической зональности.

Это обстоятельство дает возможность представить в настоящее время единую схему подразделения четвертичной антропогенной системы, которая и была предложена В. И. Громовым еще в 1955 г., а затем несколько видоизменена им в 1957 г.

Принципиально мы вполне согласны с этой схемой, но в соответствии с изложенным выше предлагаем опустить нижнюю границу антропогенной системы под отложения, охарактеризованные русильонским фаунистическим комплексом, который мы помещаем в нижние горизонты нижнего яруса эоплейстоценового отдела.

Для Азиатской части СССР граница неогена и антропогена должна быть проведена сразу над павлодарской и отвечающих ей по возрасту свит (относимых нами к верхнему миоцену современной шкалы).

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ

Для того, чтобы понять геоморфологическое строение описываемой нами территории, необходимо прежде всего коснуться некоторых общих вопросов тектонического ее строения и выяснить роль молодых мезо-кайнозойских движений в создании современного рельефа.

Существует ряд тектонических схем для территории Центрального Казахстана, предложенных различными авторами и часто сильно отличающихся друг от друга. Последняя общая схема показана на недавно вышедшей тектонической карте СССР (1957) под редакцией Н. С. Шатского (фиг. 45).

Новые данные о тектоническом строении интересующей нас территории, полученные в результате аэромагнитной съемки, приведены в статье И. И. Кронидова, А. С. Кумпана и М. С. Рябковой (1958). Статья особенно интересна в том отношении, что в ней впервые освещено тектоническое строение фундамента Чу-Сарысуйской депрессии, выполненной мощной толщей мезо-кайнозойских отложений.

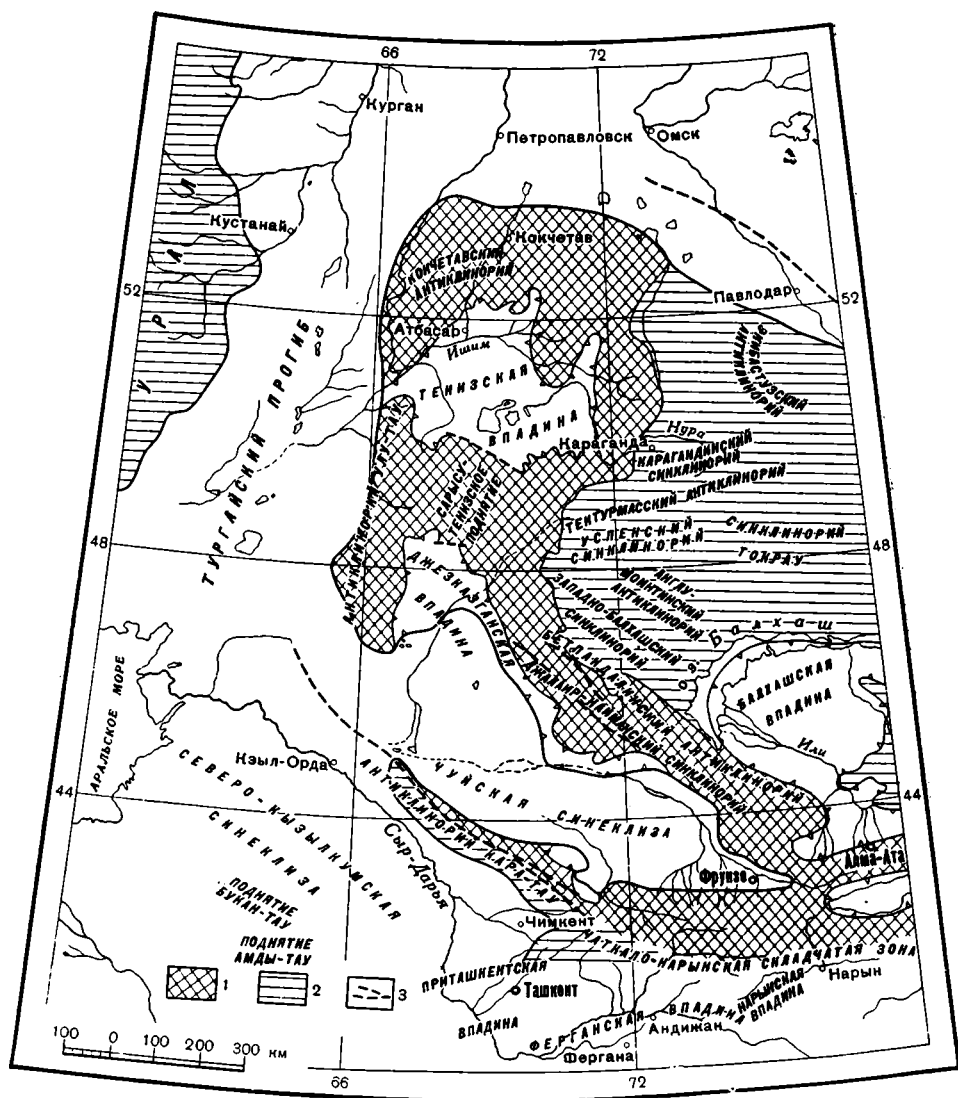
Ниже мы приводим краткие сведения об основных структурных чертах исследованной нами территории, пользуясь упомянутой тектонической картой и учитывая указанные новейшие данные.

Основными структурными элементами, развитыми на описываемой территории, являются: Улутавский антиклинорий, Джезказганская впадина, Чу-Илийский (Бетпакдалинский) антиклинорий, входящий лишь своим северо-западным окончанием, Джалаир-Найманский синклинорий и Чуйская впадина (Чу-Сарысуйская депрессия).

В пределах этих крупных тектонических элементов регионального порядка выделяется ряд структур второго и более высоких порядков.

Улутавский антиклинорий, располагающийся на западе Бет-Пак-Далы, представляет собой вытянутую в меридиональном направлении структуру, сложенную в центральной части метаморфизованными докембрийскими породами, а на крыльях — палеозойскими отложениями. В пределах распространения докембрийских и нижнепалеозойских отложений наблюдаются узкие складки, вытянутые в меридиональном направлении; среднепалеозойские отложения в пределах антиклинория залегают в форме наложенных пологих брахисинклинальных структур.

К северной части Улутавского антиклинория с востока, уже за пределами исследованной территории, примыкает Сарысу-Тенгизское поднятие, обрамляющее с юга Тенгизскую впадину, а с севера Джезказганскую.



Фиг. 45. Схема расположения основных тектонических структур в Центральном и Западном Казахстане. По Тектонической карте СССР, 1956 г.

1 — области каледонской складчатости, 2 — области герцинской складчатости; 3 — крупные разломы

Джезказганская впадина представляет собой структуру, в пределах которой преимущественным распространением пользуются отложения среднего и верхнего карбона и частично перми. Более древние породы выходят на крыльях впадины или в ядрах антиклиналей ее внутренних частей. Складки, осложняющие строение Джезказганской впадины, представляют собой довольно крупные и широкие формы. На юге отложения

девона, карбона и перми, выполняющие впадину, погружаются под мезо-кайнозойские отложения Чуйской впадины, на характеристике которой остановимся несколько ниже.

Восточная часть Бет-Пак-Далы в тектоническом отношении распадается на различные по своим структурным особенностям области. Ее центральный район занимает северо-западная оконечность Чу-Илийского (Бетпакдалинского) антиклинория. Упомянутый антиклинорий, сложенный породами докембрия и кембрия, расщепляется здесь на две основные ветви: северо-западную, погружающуюся под мезо-кайнозойские образования, и северо-восточную, уходящую в пределы Атасуйского антиклинория.

Юго-западнее Чу-Илийского антиклинория протягивается узкий Джалаир-Найманский синклинорий, выполненный ордовикскими и силурийскими образованиями геосинклинального типа. В его пределах проходит система крупных продольных разломов, названная еще Д. И. Яковлевым (1941) Джалаир-Найманской зоной разломов.

К юго-западу от Джалаир-Найманского синклинория ориентировка структур теряет свою отчетливость, и здесь развиваются широкие, пологие наложенные структуры девона и карбона, которые не имеют отчетливой ориентировки и, по мнению М. А. Александровой и Б. И. Борсука, в значительной степени подчинены контурам выступов древнего фундамента.

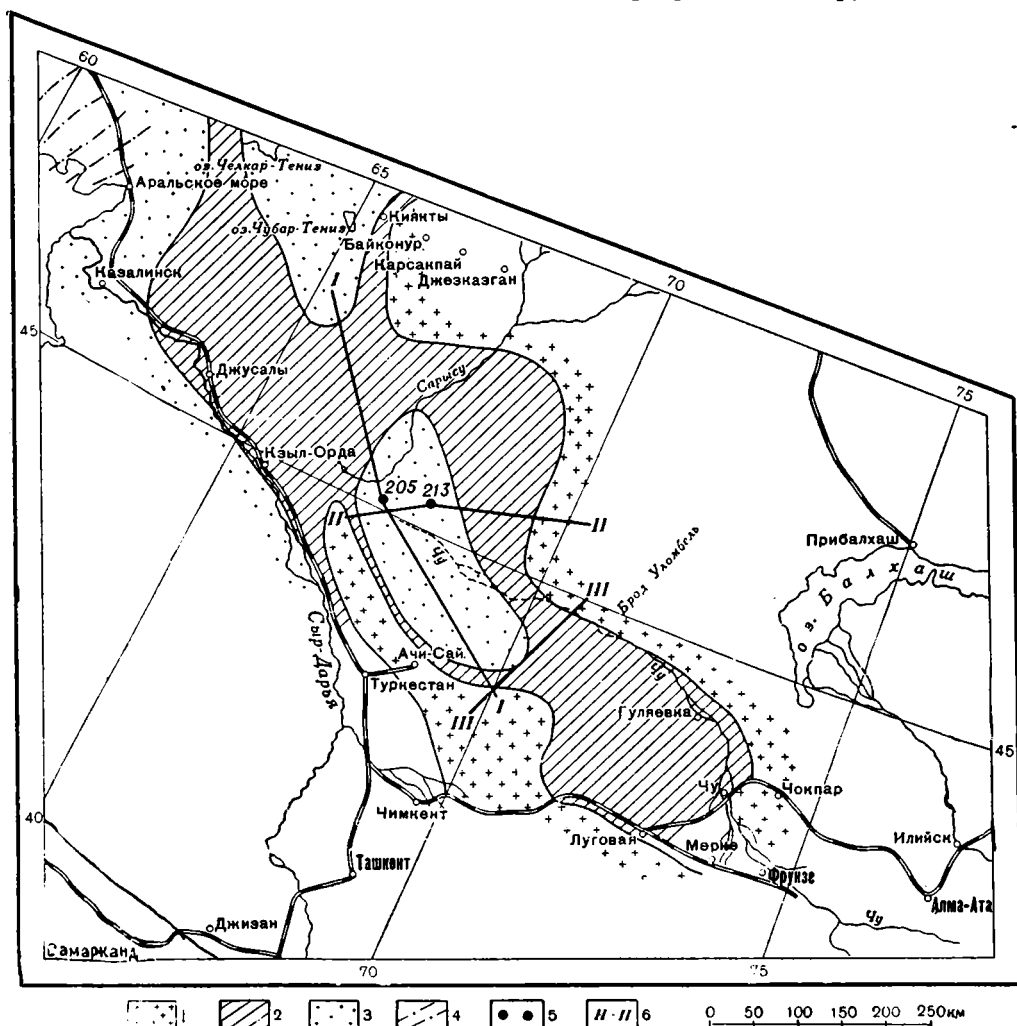
Огромная территория Чуйской впадины располагается в пределах долин рек Сарысу и Чу и песков Мухункум между Улутавским антиклинорием и выходами палеозоя Джезказган-Атасуйского района на севере, Чу-Илийским антиклинорием и Джалаир-Найманским синклинорием на северо-востоке и антиклинорием Каратау на юго-западе.

До последнего времени отсутствовали какие-либо данные о структурах и составе пород фундамента в пределах Чуйской впадины. Считалось, что палеозойские структуры обрамления продолжают под покров мезо-кайнозоя. Б. А. Петрушевский (1942) предполагал, что палеозойский фундамент на продолжении Улутавского антиклинория к югу и антиклинория Каратау к северо-западу приподнят, в связи с чем на продолжении этих структур им рисовалось два поднятия, названных Улутавским и Каратаусским «валами». По мнению Б. А. Петрушевского, на это указывает присутствие на продолжении хребтов Карату и Улутуа высоко поднятых меловых отложений, окаймляющихся палеогеновыми. Схема тектонического строения Чуйских степей, по Б. А. Петрушевскому (1942), показана на фиг. 46.

На схемах магнитных аномалий, по данным И. И. Кронидова, А. С. Кумпана и М. С. Рябковой (1958), в пределах Чуйской впадины отчетливо выделяются зоны положительных значений интенсивности ΔT , характерной особенностью которых является общее простирание с севера на юг с постепенным отклонением к юго-востоку. Наиболее четко выражена западная полоса повышенного магнитного поля ΔT , относящаяся к южной части Улутавского антиклинория и его продолжению под мезо-кайнозойскими отложениями далее на юг, связанная, видимо, как это предполагают цитируемые авторы, с зоной развития железистых кварцитов и зеленокаменных пород, входящих в состав этого антиклинория. Далее к востоку, между южным продолжением Улутуа и Чу-Илийскими горами, располагаются еще три зоны положительных аномалий, вытянутых примерно параллельно первой зоне, описанной выше.

При рассмотрении глубин залегания магнитных пород вытянутых по простиранию четырех аномальных зон, указанным авторам удалось заметить несколько участков, где эти глубины испытывают резкие изменения, подобные таковым на обнаженной части Улутавского антиклинория.

где они вызваны сбросами, рассекающими область антиклинория поперек. Здесь также наблюдаются отдельные зоны опусканий фундамента северо-восточного направления, ограниченные с севера и с юга, а также с запада и востока значительными разрывными нарушениями.



Фиг. 46. Схема тектонического строения Чуйских степей и Бет-Пак-Далы. По Б. А. Петрушевскому, 1942.

1 — палеозойские складчатые сооружения, выходящие на поверхность; 2 — области неглубокого залегания палеозойского складчатого фундамента; 3 — области глубокого залегания палеозойского складчатого фундамента; 4 — оси антиклиналей в третичных породах Северного Приаралья; 5 — скважины, законченные в третичных породах или верхней части меловых (цифры показывают глубину скважины); 6 — линии профилей

Одна из таких зон рассекает южное окончание Улутавского антиклинория и протягивается в северо-восточном направлении. С северо-запада зона опускания ограничивается, видимо, большим сбросом. С юго-востока она ограничена другим сбросом, параллельным первому. Таким образом, зона опускания принимает характер грабена значительного простирания. Параллельно этому грабену на юг от него отмечен еще ряд зон опускания магнитных пород такого же северо-восточного простирания, но имеющих

меньшее протяжение и ограниченных разломами не только с северо-запада и юго-востока, но и с юго-запада и северо-востока. В целом докембрийский фундамент представляется разбитым на блоки. Наиболее приподнятым блоком является Улутавский антиклинорий, наиболее опущенным — восточный блок.

Рассматривая карту строения фундамента, составленную И. И. Кронидовым и А. С. Кумпаном (фиг. 47), можно видеть, что в пределах описанной территории выделяется четыре выступа докембрийского фундамента, вытянутых в северо-северо-западном направлении, и ряд грабенообразных зон опусканий, пересекающих эти выступы в северо-восточном направлении. Магнитные породы докембрийского фундамента перекрыты в пределах Чуйской впадины мощными (2—11 км) толщами немагнитных пород. Видимо, в состав этих толщ входят как палеозойские осадочные и эффузивно-осадочные слабо магнитные породы, так и отложения мезозоя и кайнозоя.

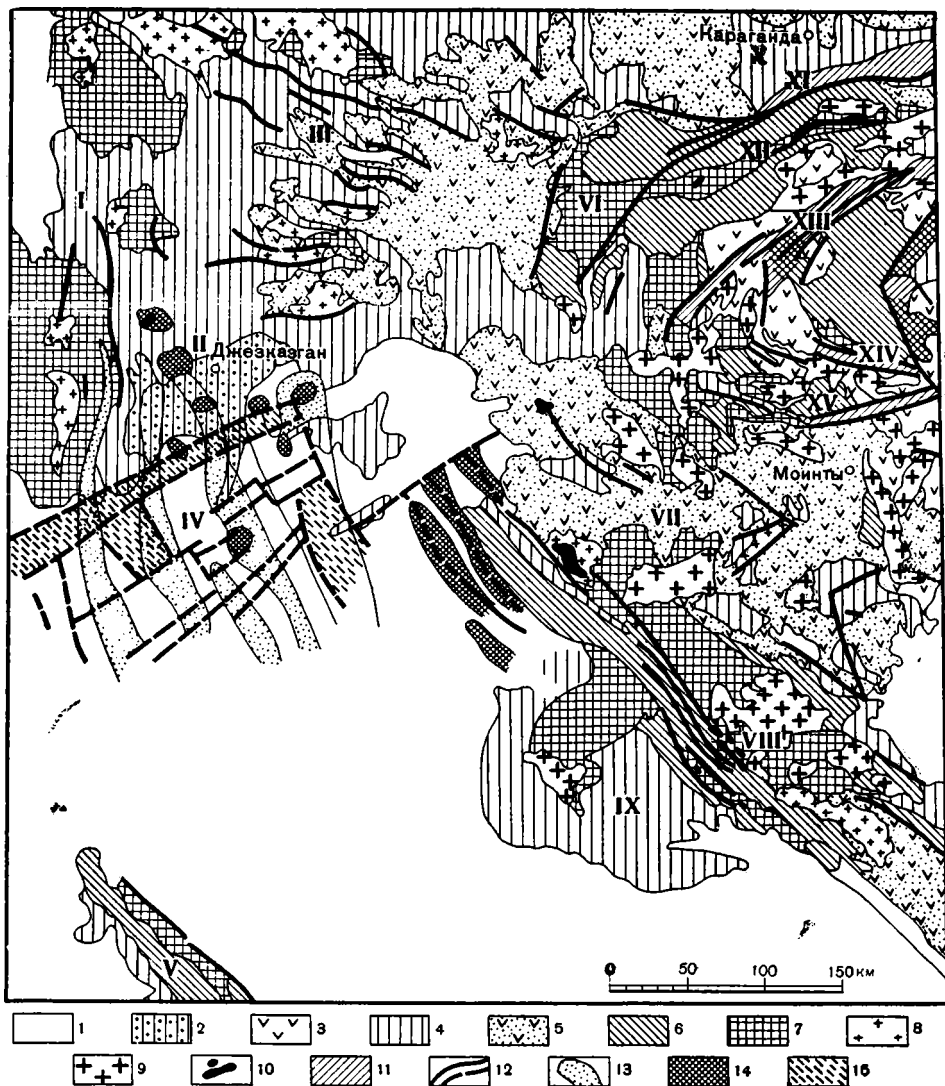
В районе распространения меловых отложений, к юго-западу от Улутавского антиклинория, аэромагнитной съемкой в пределах спокойных отрицательных полей выделяется зона беспокойных отрицательных полей, имеющая простирание, близкое к меридиональному. Магнитные породы находятся здесь на глубине от 0,1—0,7 до 1,5 км. Авторы карты объясняют это наличием здесь приподнятого блока фундамента. В данном месте Б. А. Петрушевский и рисовал Улутавский вал, но этот погребенный выступ отделен от обнаженных частей глубокой депрессией, и, таким образом, так называемый Улутавский вал распадается на две самостоятельные части. Кроме того, устанавливается, что Улутавская аномальная зона не согласуется с зоной Каратау, а проходит восточнее. Таким образом, точка зрения Б. А. Петрушевского о сочленении этих структур не подтверждается данными аэромагнитной съемки.

В области собственно Чу-Илийского антиклинория выделяется ряд узких вытянутых в северо-западном направлении зон с резко варьирующими положительными значениями интенсивности ΔT . Они отвечают узким и вытянутым вдоль антиклинория массивам ультраосновных пород, внедрившимся по зонам разлома. По данным аэромагнитной съемки, указанные зоны протягиваются под покровом мезо-кайнозойских отложений далее на северо-запад и примерно на широте $47^{\circ}20'$ резко обрываются, переходя в отрицательные поля. Авторы объясняют это наличием здесь разлома северо-восточного простирания, который является, по-видимому, продолжением юго-западного разлома, фиксируемого в пределах Чуйской впадины.

Посмотрим теперь как общий тектонический план строения указанной территории отражается на ее мезо-кайнозойской тектонике.

Наиболее полно общие представления о мезо-кайнозойской тектонике Центрального Казахстана и прилегающей территории Западно-Сибирской низменности были изложены Н. С. Шатским (1951) и отображены им на карте (фиг. 48). Н. С. Шатский указывает, что вся складчатая область Центрального Казахстана превратилась в конце палеозоя в платформу. Ее сильно смятый и пронизанный интрузиями фундамент, сложенный палеозойскими и докембрийскими породами, является тем складчатым основанием, на котором развились мезо-кайнозойские структуры платформенного типа: обширные поднятые массивы (антеклизы) и плоские огромные мульды (синеклизы). Особый интерес представляют соображения Н. С. Шатского о соотношении платформенных мезо-кайнозойских структур и строением складчатого палеозойского основания.

На всей рассматриваемой территории он выделяет ряд крупных мезо-кайнозойских структур. К положительным структурам им отнесен Казахский массив, представляющий собой плоский свод, осложненный



Фиг. 47. Схематическая геологическая карта Центрального Казахстана. По И. И. Кро-
нидову и А. С. Кумпану, 1958 *.

1 — области преимущественного распространения мезо-кайнозой; 2 — верхний палеозой Джезказганского района; 3 — область преимущественного распространения эффузивно-туфогенных образований карбона и перми; 4 — нижний карбон и девон, осадочные отложения; 5 — область преимущественного распространения эффузивно-туфогенных толщ нижнего и среднего девона; 6 — силурийские и ордовикские отложения; 7 — кембрийские и докембрийские образования; 8 — доверхнедевонские гранитоиды; 9 — герцинские гранитоиды; 10 — основные и ультраосновные породы; 11 — зоны смятия и разломов; 12 — линии разломов, установленные при геологической съемке и предполагаемые по данным аэромагнитной съемки; 13 — зоны положительных магнитных аномалий, отвечающие выступам докембрийских отложений типа улугтауских (линии внутри — оси магнитных аномалий); 14 — зоны положительных магнитных аномалий, отвечающие интрузиям основных и ультраосновных пород; 15 — зоны относительного погружения допалеозойского фундамента (грабены).

I — Улугтауский антиклинорий; II — Джезказганская впадина; III — Сарысу-Тенгизское поднятие; IV — Сарысуйская депрессия; V — Каратауский антиклинорий; VI — Атасуйский антиклинорий; VII — Приатасуйский синклинорий; VIII — Чу-Илийский антиклинорий; IX — Бетпакдалыкская глыба; X — Карагандинский синклинорий; XI — Спасская зона смятия; XII — Тектур-масский антиклинорий; XIII — Успенская зона смятия; XIV — Аксоран-Акджальская зона разломов; XV — Акбастауская зона разломов

* Приведена только западная часть карты.

рядом вторичных молодых прогибов и поднятий (Тенгизская мульда, молодые прогибы Карагандинского бассейна и Майкюбена). Сложен он породами палеозоя, смятыми в складки, кровля свода постепенно погружается под мезозойские и третичные отложения окружающих впадин.

На севере Казахский массив обрамляется обширным прогибом, находящимся в пределах Западно-Сибирской низменности; на западе он граничит с Тургайским прогибом; на юге массив ограничен Чуйской впадиной и рядом небольших прогибов вдоль северной окраины Тянь-Шаня.

Предположения Н. Г. Кассина (1934) о наличии крупных разломов, отделяющих Казахский массив от окружающих его кайнозойских прогибов, не подтвердились последующими более детальными исследованиями. По краям палеозойского массива, где древние породы уходят под меловые и третичные осадки, во многих местах наблюдаются крупные палеозойские останцы, к которым прислонены кайнозойские отложения.

Между Казахским палеозойским массивом, с одной стороны, и поднятой областью Южного Урала и Мугоджар — с другой, расположен неглубокий и плоский Тургайский прогиб, сложенный верхнемеловыми и третичными отложениями общей мощностью до 450—500 м, лежащими несогласно на складчатых палеозойских отложениях, а местами также на дислоцированных, но слабее чем палеозой, юрских и триасовых континентальных образованиях, выполняющих грабенообразные структуры. Эти последние ясно вырисовываются на окраинах Тургайского прогиба. Наиболее изученным из них является Челябинский грабен, в котором развиты дислоцированные мезозойские (верхний триас — нижний лемас) угленосные отложения мощностью не менее 1000 м. Близкое строение имеют и небольшие по площади угольные бассейны Байконура и Кыяктов (верхний триас — нижняя и средняя юра). Слои в них также дислоцированы и местами наклонены под углами 45—50°. Аналогичные юрские образования вскрыты в настоящее время и в более внутренних частях Тургайского прогиба.

Таким образом, в платформенном покрове Тургайского прогиба выделяется два типа структур. К первому из них относятся ограниченные по площади бассейны или грабены, вдающиеся в палеозойский складчатый фундамент и выполненные верхнетриасовыми, ниже- и среднеюрскими отложениями, которые осложнены довольно резкими складками и сбросами, к другому типу принадлежит обширная плоская синеклиза с пологими валлообразными складками, захватывающими меловые, третичные, а местами и четвертичные отложения. Это дает основание А. Л. Яншину (1953) выделять в платформенном чехле всей Урало-Сибирской платформы два структурных этажа. К востоку от ст. Джусалы, Тургайский прогиб отделяется широким поднятием от соседней Чуйской впадины.

Основываясь на приведенных выше данных; нужно думать, что сплошного вала, отделяющего Тургайский прогиб от Чуйской впадины, не существует.

Характерной чертой строения Чуйской впадины является то, что ее южный борт, примыкающий к Каратаускому антиклинорию, более крутой, чем северный. Б. А. Петрушевский пришел к выводу, что восточная часть впадины отделяется от западной как бы поперечным перегибом, располагающимся между восточным Каратау и Чу, и что восточная часть ее по типу и возрасту выполняющих ее отложений резко отличается от западной. Восточная часть мульды, по его мнению, представляет собой более молодое образование, возникшее в результате неогеновых и четвертичных поднятий ограничивающего ее с юга Киргизского хребта. Н. С. Шатский не согласен с указанной точкой зрения, аргументируя это тем, что северные крылья обеих частей Чуйской впадины представляют собой единое целое.

В пределах северной части Чуйской впадины известны своеобразные дислокации, открытые Б. А. Петрушевским и подробно исследованные им и Н. С. Зайцевым и представляющие собой правильные округлые купола, сложенные в ядрах гипсами. Они расположены близко друг от друга в области сплошного распространения кайнозоя, в 115 км к югу от Карсакпая. Это купола: Рахметнура, Коктюбе и Бурейнак. Все они имеют сходное строение и подробно описаны в работе Б. А. Петрушевского (1938), поэтому останавливаться на них подробнее не будем. Укажем лишь, что, по мнению Н. С. Шатского, основное поднятие Сарысуйских куполов произошло до отложения мезо-кайнозойского покрова и связано было с общими тектоническими движениями, на которые разнородно реагировали толщи гипсов и вышележащих твердых известняков. Гипсы, будучи более пластичными, могли выжиматься и даже протыкать вышележащие породы. Последующие нарушения связаны уже с более поздними движениями.

Анализируя соотношение между мезо-кайнозойскими синеклизами (и осложняющими их нарушениями) и структурами палеозойского основания, Н. С. Шатский пришел к выводу, что между ними существует самая тесная связь, т. е. первые унаследовали древние палеозойские структуры. Особенно резко наследование молодыми прогибами древних палеозойских структур выражено, по мнению Н. С. Шатского, в Чуйской впадине. Так, северный ее конец вложен в верхнепалеозойскую Джекказганскую мульду таким образом, что осевые части этих структур почти совпадают. Черты унаследованного развития прослеживаются и на юге Чуйской впадины между реками Чу и Таласс.

Казахский складчатый массив как положительная платформенная структура отчасти обязан своим происхождением особенностям его палеозойской складчатой структуры. На его общей поднятой структуре хорошо выделяются отдельные участки, испытавшие длительное прогибание в конце палеозоя, унаследованные в мезозое и отчасти кайнозое (Карагандинский бассейн, Майкюбенская мульда).

Таким образом, зависимость строения платформенных прогибов и поднятий от подстилающего их складчатого палеозойского основания очевидна. Но существуют случаи, когда происходит некоторое смещение платформенных структур по отношению к структурам складчатого основания, связанное обычно с неравномерным поднятием и погружением окраинных массивов (Тургайский прогиб). В таких случаях смещения настолько значительны, что из унаследованных черт остается только общее простираание структур.

Таковы в общих чертах представления Н. С. Шатского о мезо-кайнозойской тектонике интересующей нас территории Центрального Казахстана. Имеющийся в нашем распоряжении дополнительный фактический материал в общем целиком подтверждает выводы Н. С. Шатского об унаследовании более древнего структурного плана, хотя и не всегда наблюдается точное совпадение отдельных мезо-кайнозойских структур с более древними; в этом случае иногда имеет место миграция зон прогибаний и поднятий.

Ниже мы перейдем к описанию отдельных крупных структурных элементов интересующей нас территории эпигерцинской платформы.

Южный склон Улутавского поднятия

Улутавский антиклинорий входит в состав общей положительной структуры эпигерцинской платформы (Казахского массива), поднятой в современном рельефе.

В его пределах отмечается незначительное распространение мезо-кайнозойских отложений, сокращенные мощности, большое количество

перерывов и несогласий и выпадение из разреза ряда стратиграфических горизонтов. По южной и юго-западной окраине антиклинория отмечается наличие структур мезозойского (домелового) возраста, резко отличных от меловых и третичных. Они распространены в окрестностях пос. Байконур и на правом берегу сая Бозинген (левый приток р. Белеуты) и сложены ниже-среднеюрскими и верхнетриасовыми отложениями. В окрестностях пос. Байконур эти отложения выполняют небольшую приразломную синклиналь, изученную достаточно детально К. И. Сатпаевым (1935). Ширина ее 1—1,5 км, длина 3—4 км. Западное крыло синклинали, осложненное разломом, характеризуется сильно нарушенным залеганием юрских пород, углы падения которых достигают здесь 60—80°, а иногда породы даже запрокинуты в сторону центральных частей синклинали. Восточное крыло значительно положе. Породы, слагающие его, наклонены в сторону центральных частей синклинали под углом 15—20°. Близкие условия залегания нижнемезозойских отложений отмечаются и в сая Бозинген.

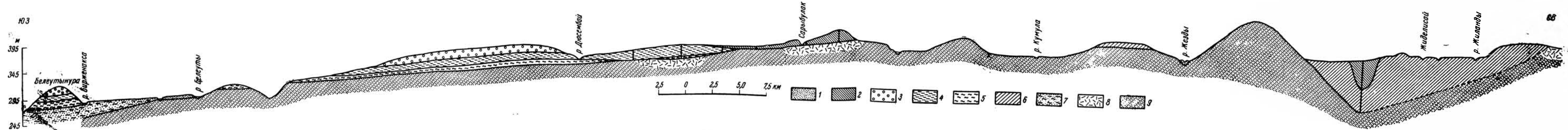
Совершенно иные условия залегания установлены для третичных отложений, перекрывающих подстилающие их толщи с угловым несогласием.

На западе и юге исследованной территории Казахского массива (на площади, тяготеющей к бортовым частям Тургайского прогиба и Чуйской впадины), они залегают плащеобразно на подстилающих породах палеозоя, с небольшим наклоном в сторону этих прогибов. При этом с запада на восток и с юга на север отмечается закономерная смена более древних пород более молодыми. Так, на западе (в бортах Тургайского прогиба) на поверхность выходят еще морские палеогеновые отложения. Восточнее морской палеоген выклинивается и непосредственно на палеозое, как это видно и на представленной геологической карте (фиг. 10), залегают красные глины кендерлыкской свиты среднеолигоценового возраста, перекрытые песчано-галечной толщей верхнего олигоцена (асказансорская свита). Еще восточнее выклиниваются и отложения кендерлыкской свиты. Примерно такая же картина наблюдается и со стороны Чуйской впадины.

На севере и востоке описываемой части Казахского массива преимущественное развитие имеют неогеновые и антропогеновые отложения, которые залегают уже не плащеобразно, а выполняют депрессии в основном эрозионного происхождения, являющиеся реликтами древней речной сети. Часто они перекрывают более древние отложения верхов мела — низов палеогена и олигоцена (фиг. 49).

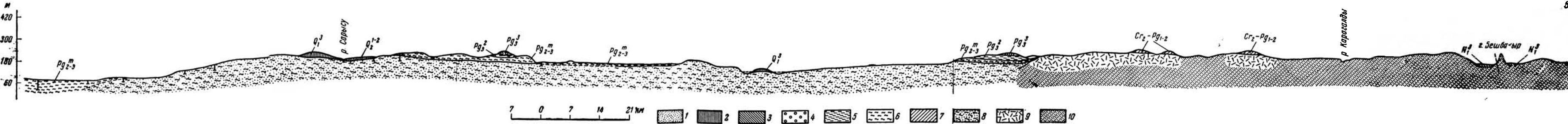
Такое различие в характере залегания верхнемеловых и третичных отложений связано с тем, что исследуемая территория Казахского складчатого массива находилась как раз на стыке областей интенсивного прогибания в меловом и третичном периодах (Тургайский прогиб и Чуйская впадина) и области интенсивного поднятия в этот период (Улутавский антиклинорий). Поднятия Улутавского антиклинория привели к врезанию древней эрозионной сети, остатки которой мы и находим в настоящее время в депрессиях северной и восточной части описываемой территории, являющейся южными отрогами Улутау.

Западная и южная части этой территории, тяготеющие к прибортовым частям Тургайского прогиба и Чуйской впадины, испытывающих в этот отрезок времени интенсивное прогибание, сами испытали лишь незначительные поднятия, в результате чего верхнемеловые и третичные отложения залегают здесь маломощным плащеобразным покровом и подняты на незначительную высоту, обнажив палеозойский цоколь. При этом сохраняется некоторый наклон их в сторону областей прогибания (фиг. 50).



Фиг.49. Меридиональный геологический разрез от р. Белеуты до железной дороги Каракум—Новорудная.

1 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения I надпойменной террасы; 2 — верхнемиоценовые аллювиальные отложения (павлодарская свита); 3 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 4 — среднеолигоценовые озерные отложения (нендерлынская свита); 5 — палеогеновые морские отложения (без разделения); 6 — нерасчлененные верхнемеловые — палеогеновые аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения (жездинская свита); 7 — верхнемеловые аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения (белеутинская свита); 8 — кора выветривания; 9 — палеозойские породы



Фиг. 50. Геологический разрез от долины р. Сарысу до гор Бешбакыр.

1 — плейстоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеоплейстоценовые отложения; 3 — верхнемиоценовые аллювиальные отложения; 4 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения; 5 — среднеолигоценовые озерные отложения; 6 — палеогеновые морские отложения (без разделения); 7 — нерасчлененные верхнемеловые — палеогеновые аллювиальные отложения; 8 — верхнемеловые озерно-аллювиальные отложения; 9 — кора выветривания; 10 — породы палеозоя

Наиболее древними установленными отложениями, выполняющими Чуйскую впадину, являются отложения верхнего мела. Что касается юрских отложений, то они выходят лишь узкой полосой по южной окраине впадины между главной и северо-восточной ветвями Каратау, где выполняют грабен, ограниченный разломом северо-западного направления. Возможно, что при дальнейших исследованиях юрские отложения будут обнаружены и в центральных частях Чуйской впадины, что имело место в Тургайском прогибе, но как мы уже указывали выше, на всей территории эпигерцинской платформы они слагают структуры, резко отличные от меловых и третичных, и, таким образом, формирование этих структур нельзя связывать с формированием Чуйской впадины как определенного структурного элемента Урало-Сибирской платформы.

Исходя из вышесказанного нужно предполагать, что время основной выработки Чуйской впадины приходится на верхнемеловую эпоху, а наиболее прогнутые ее части начали формироваться, вероятно, еще в нижнем мелу. Прилегающая к ней с востока область нагорья Восточной Бет-Пак-Далы в это время не представляла резко выраженной в рельефе положительной структуры, так как сюда с юга проникали воды верхнемеловой трансгрессии. В пределах северо-западной части Чуйской впадины в это время формировались континентальные осадки.

В западной части Чуйской впадины породы фундамента не выходят на поверхность и она отделяется здесь от Тургайского прогиба несколько приподнятой полосой верхнемеловых отложений, выходящих на поверхность в северо-западной прибортовой части впадины по рекам Белеуты, Миор и Буланты. Верхнемеловые отложения выходят на поверхность также к северу от широты Арыкульской депрессии (соленое озеро Арыс), где слагают, видимо, крыло крупной антиклинали, палеогеновые отложения как бы насажены на меловую постель в виде небольших столовых останцов, уцелевших от размыва. К югу (южнее оз. Арыс) ось этой антиклинали постепенно погружается и на поверхность выходят уже морские нижнеолигоценые отложения чеганской свиты, перекрытые маломощными аллювиальными отложениями нижнего плейстоцена. Еще южнее (близ оз. Ащиколь, всего на расстоянии около 80 км от оз. Арыс) скважины на глубине 200 м не вышли еще из отложений морского палеогена. Таким образом, антиклинальное поднятие, сложенное породами верхнего мела, сменяется к югу крупным синклинальным погружением, выполненным отложениями морского палеогена.

Из изложенного видно, что Чуйская впадина, которая была заложена еще в начале верхнего мела (мощности верхнемеловых отложений по скважинам достигают не менее 150—180 м) в палеогене продолжала оставаться областью погружения, соединяясь в южной ее части, видимо, с Тургайским прогибом; в сохранившихся от размыва столовых останцах по правобережью Сарысу наблюдается полный разрез морского и континентального палеогена. В неогене в результате проявления дифференцированных движений во впадине началось обособление областей поднятий и погружений. Проблематичные неогеновые отложения присутствуют только в южной части впадины в районе р. Бахтыкарын и солончака Асказансор. В северной ее части они отсутствуют; сильно размыты здесь и отложения палеогена и на поверхность выходят отложения верхнего мела.

В верхнем эоплейстоцене, как указано в главе II, древняя долина Сарысу совпадала с полосой песчаных массивов Муюнкум, Жидели, Жаманбарша, Тобылги и, вероятно, являлась продолжением древней долины, прослеженной В. Ю. Малиновским на расстоянии 160 км от р. Кула-

нутмес на севере, до низовьев р. Коктас на юге. В настоящее время между этими участками древней долины располагается поднятие северо-западного, почти широтного простирания, связанное с блоковым воздыманием палеозойского фундамента, разорвавшее древнюю долину Сарысу на отдельные участки. Поднятие это образовалось в конце эоплейстоцена, на что указывают сохранившиеся кое-где на поверхности палеозоя остатки эоплейстоценового аллювия (кеншагырская свита) на вершине блока. Связано оно было с общим сводовым поднятием склона Казахского массива, в результате которого в начале плейстоцена указанный отрезок долины Сарысу переместился к западу. На отрезке от устья р. Каракингир до устья р. Бахтыкарын долина Сарысу сопровождается двумя надпойменными террасами ниже- и верхнеплейстоценового возраста. К этому же времени (граница эоплейстоцена и плейстоцена) относится и поднятие плато Бет-Пак-Далы, которое отделено от прилегающей к нему с севера палеогеновой равнины крутым уступом. На это указывает также наличие восточного рукава древней эоплейстоценовой долины Сарысу, в виде полосы переветренных песков, слепо заканчивающегося в настоящее время в районе соленого оз. Каракоин. Вполне вероятно, что в верхнем эоплейстоцене рукав продолжался к югу, пересекая плато Бет-Пак-Далы и соединялся с долиной Чу. Ниже, от устья р. Бахтыкарын до Телекульских озер, современная долина Сарысу сформирована уже в верхнем плейстоцене в результате последовавшего на границе нижнего и верхнего плейстоцена поднятия территории, расположенной к югу от уроч. Арыснаура. Это поднятие фиксируется близким залеганием к поверхности отложений морского палеогена, перекрытого лишь маломощным (2—3 м) чехлом нижнеплейстоценового аллювия, указывающего на бывшее распространение здесь нижнеплейстоценовой аллювиальной равнины, что в свою очередь позволяет говорить о том, что в нижнем плейстоцене эта область являлась еще областью погружения. Подходя к ней, нижнеплейстоценовая река Сарысу растекалась на ряд рукавов, создавших широкую аллювиальную равнину. В результате последовавшего поднятия долина Сарысу на участке от устья р. Бахтыкарын до Телекульских озер в верхнем плейстоцене была «отжата» к востоку, что фиксируется распространением здесь лишь одной верхнеплейстоценовой террасы. Область погружения в верхнем плейстоцене переместилась еще южнее на территорию современной равнины Дарьялыктакыр, сложенной с поверхности верхнеплейстоценовым аллювием (такырная терраса), представлявшей в то время широкую аллювиальную равнину. Она осталась областью погружения и в голоцене. На это указывают многочисленные следы блуждания русла Сарысу на поверхности Дарьялыктакыр.

Нижний широтный отрезок долины Сарысу, к западу от Телекульских озер, являлся, вероятно, еще в верхнем плейстоцене частью Чуйской долины и лишь в голоцене в связи с поднятиями северо-западного окончания хр. Каратау был перехвачен долиной Сарысу, а низовья Чу, лишившись живой силы потока, не имеют в настоящее время течения и затерялись в песках Муюнкум.

Таким образом, с течением времени в северо-западной части Чуйской впадины происходит миграция областей наибольшего прогибания, что зависит от дифференцированных поднятий отдельных ее частей.

Кроме общих сводовых поднятий, создавших крупные структуры, описанные нами выше, наблюдаются и более мелкие подвижки, смявшие меловые и палеогеновые отношения. Так, в ряде мест на правобережье Сарысу можно наблюдать угловые несогласия между отложениями верхнего мела и вышележащими отложениями палеогена с углами падения слоев палеогеновых отложений до 15° , хотя, как правило, слои лежат почти горизонтально, иногда с падением до $2-3^\circ$. В юго-восточной части.

Чуйской впадины, расположенной на территории современной пустыни Муюнкум и равнины Саксаулдала, также наблюдаются отдельные участки наибольшего прогибания, разделенные приподнятыми участками, при этом здесь более четко прослеживается унаследованность этих молодых структур от более древних.

Характерной особенностью долины Чу, отмеченной еще Д. И. Яковлевым (1941), является наличие в ней расширенных и суженных участков. Выделяются следующие крупные расширенные участки (снизу вверх): Акжайкинский, Нижнекамкалинский и Гуляевский разливы. Ширина Нижнекамкалинского разлива достигает 30 км. Приблизительно такая же максимальная ширина Гуляевского разлива (у колхоза Алгатарт), а длина его около 100 км. Между ними имеются участки более мелких размеров: Нижнекаракольский шириной 20 км и Сарычеганакский — 10 км. Эти расширенные участки являются внутридолинными дельтами, обязанными своим возникновением действию новейших и современных опусканий, приуроченных к древним синклинальным понижениям. На этих участках река разбивается на ряд русел или проток. В суженных местах ширина долины (например, к западу от Гуляевских разливов) 4—7 км, а к юго-востоку от них всего 1,5—2 км.

В. И. Елисеев (1959) отмечает изменение строения аллювиальных отложений верхнемиоценового возраста (андассайская свита) на участке близ лога Коктал. Здесь наблюдается фурация русла верхнемиоценовой реки, которое разбивается на ряд рукавов, прослеженных горными выработками, и значительное увеличение мощности пойменного горизонта, что связывается Елисеевым с тектоническими опусканиями в миоцене Коктальской герцинской синклинали. Миграция области прогибания прекрасно прослеживается и в пределах наиболее восточного участка впадины, примыкающего к Чу-Илийским горам на севере и к Киргизскому хребту на юге. В связи с более интенсивными поднятиями Киргизского хребта, по сравнению с Чу-Илийскими горами, долина Чу в течение четвертичного периода постепенно отжимается к северо-востоку в область наибольшего погружения этой части впадины и также постепенно мигрирует с юго-запада на северо-восток, что прекрасно видно на геоморфологической карте (см. фиг. 53).

Таким образом, строение Чуйской впадины в северо-западной части в основных чертах следующее. В северной прибортовой ее части меловые отложения закономерно поднимаются вслед за поднятием Улутавского антиклинория и постепенно погружаются к югу, к центральной части депрессии. Наиболее прогнутая часть Чуйской впадины находится ближе к южному ее борту (вблизи хр. Каратау), у оз. Ащиколь и колодца Чолакэспе, где бурением устанавливается наибольшая мощность платформенного покрова. Начиная от северного борта впадины, примерно до широты оз. Ащиколь наблюдается постепенное падение слоев мезо-кайнозоя с севера на юг и соответственно увеличение их мощности. Южный борт впадины, прилегающей к Каратау, более крутой и, как правильно указал Б. А. Петрушевский (1939) поднят был много позднее (в начале неогена). В течение же верхнего мела и палеогена хр. Каратау представлял собой, видимо, антиклинальную зону, перекрывающуюся верхнемеловыми и палеогеновыми бассейнами. В области Восточной Бет-Пак-Далы мезозойские и кайнозойские отложения занимают значительные площади, но мощность их обычно незначительна; в ряде мест наблюдаются выходы на поверхность палеозойских пород. Таким образом, Восточная Бет-Пак-Дала представляет собой самое начало погружения подземного склона палеозойского фундамента или прибортовую часть Чуйской впадины. Характерно, что и морские палеогеновые отложения приобретают здесь прибрежный характер, а затем выклиниваются вовсе.

Б. А. Петрушевский (1939, 1955), а вслед за ним и А. В. Кучапин (1957) пришли к выводу о необходимости различать в пределах современной Чуйской впадины две разновозрастных структуры: меньшую (северо-западную) мезо-кайнозойскую и большую (юго-восточную) верхненеогеновую — древнечетвертичную, пассивно возникшую в результате поднятий прилегающих районов на востоке. Здесь мы более согласны с Н. С. Шатским (1951), который, как это указано выше, считает всю Чуйскую впадину единой, хотя на прилагаемой к статье карте и показывает две различных структуры на месте современной Чуйской впадины.

Как показали наши наблюдения и наблюдения В. И. Елисеева (1959), можно достаточно определенно утверждать, что восточная часть Чуйской впадины к востоку от Уланбеля, так же как и северо-западная ее часть, была заложена в меловое время, а вовсе не явилась пассивно возникшей в результате неогеновых поднятий Киргизского хребта и Чу-Илийских гор. Здесь верхнемеловые отложения имеют постепенный наклон от бортовой части нагорья Восточной Бет-Пак-Далы к центру впадины под песчаные массивы пустыни Муюнкум, где вскрыты скважинами на глубине до 200 м от поверхности. Выше следует нормальный стратиграфический разрез без перерывов и несогласий вплоть до неогеновых отложений, а в наиболее восточной части он включает и четвертичные отложения.

Материал, собранный В. И. Елисеевым показывает, что самый юго-восточный участок Чуйской впадины, расположенный на территории левобережья Чу к югу от Саксаулдалы, т. е. примыкающий к Киргизскому хребту, является наиболее прогнутым. Здесь мощность мезо-кайнозойского покрова достигает более 1000 м, тогда как на северо-западе она вряд ли более 400—450 м.

Имеющийся фактический материал по стратиграфии кайнозойских отложений позволяет нам говорить о том, что северо-западная часть единой Чуйской впадины прогибалась вплоть до второй половины эоцен-эоценоцена. Отсутствие отложений моложе верхнего олигоцена в ее северной части говорит лишь о последующем их размыве вслед за поднятиями южных отрогов Улутавского антиклинория, повлекших за собой и поднятия бортовых частей Чуйской впадины. В наиболее же центральных ее частях, к югу от устья р. Бахтыкарын, прилегающих к хребту Каратау, слабее затронутых последующими поднятиями, мы имеем увеличение стратиграфического разреза за счет отложений более молодых чем верхний олигоцен. На это указывает наличие толщ отложений проблематичного возраста, близких к аральской свите, и находки Д. И. Яковлевым (1941) более молодой фауны беспозвоночных, возможно, акчагыльского возраста в отложениях, перекрывающих асказансорскую свиту в районе самого нижнего отрезка долины Сарысу и Чу. Юго-восточная часть впадины, прилегающая к Киргизскому хребту, несомненно, продолжала испытывать интенсивное прогибание и в неогене и в начале антропогена, о чем свидетельствуют большие мощности (более 200 м) отложений андассайской и кеншагырской свит, установленные рядом скважин на данной территории (фиг. 51). В плейстоцене в результате интенсивных поднятий Киргизского хребта и Каратау, повлекших за собой поднятие прилежащих к ним бортовых частей впадины, области прогибания постепенно смещаются несколько к северу, как это уже было указано выше.

Таким образом, геологическая история развития обеих частей впадины одинакова. Только в юго-восточной части вследствие большей интенсивности движений Киргизского хребта, по сравнению с хр. Каратау, наблюдаются большие мощности отложений и несколько иной их характер.

Наличие перемычки между двумя описанными частями Чуйской впадины в районе уроч. Уланбель, сложенной породами палеозоя, пересекающими долину Чу почти под прямым углом и погружающимися под

пески пустыни Муюнкум, ничуть не меняет наших представлений об одновременности заложения указанной депрессии на всем ее протяжении. Это указывает лишь на проявление последующих нарушений в прибортовых частях впадины, унаследованных в ряде случаев от более древних тектонических нарушений.

Как мы уже указывали, А. В. Кучапин (1957) так же как и Б. А. Петрушевский считает, что в структурном отношении Чуйская впадина резко расчленяется на две: северо-западную и юго-восточную. Более того, А. В. Кучапин идет еще дальше и считает, что северо-западная часть впадины является образованием платформенного типа и носит типичные черты синеклизы (Чуйская синеклиза), в то время как юго-восточная часть, расположенная в верховьях Чу, является структурным образованием геосинклинального типа и выделяется им под названием Верхне-Чуйского синклинория.

Вопрос о том, что горы и межгорные впадины Тянь-Шаня представляют собой недавно заложившуюся геосинклинальную систему, как известно, дискуссионен. Более распространенным среди советских геологов является мнение, что Тянь-Шань создан тектоническими движениями особого нового типа, которые нельзя сопоставлять с тектоническими движениями в геосинклинальных областях. Поэтому мы не можем согласиться с мнением А. В. Кучапина о выделении Верхне-Чуйского синклинория как геосинклинальной структуры. Не согласны мы также и с тем, что «Чуйская синеклиза», т. е. северо-западная часть Чуйской впадины, отличается по морфологии структур мезо-кайнозойских отложений и по возрасту складчатого фундамента от «Верхне-Чуйского синклинория», т. е. от юго-восточной ее части. Сам же автор пишет, что гравитационные, магнитометрические и электроразведочные работы, проведенные Турланской экспедицией Казахского геологического управления, показывают, что палеозойское основание под северо-западной частью Чуйской депрессии не представляет собой спокойно и плавно погружающейся к осевой части впадины поверхности, как это показано у Б. А. Петрушевского. Ряд профилей в предгорьях Каратау (на участке Аксумба — Байкадам) показали сложный характер гравитационного поля. Всего выявлено три изолированных друг от друга гравитационных минимума, отражающих зоны погружения палеозойского фундамента, вытянутые в северо-западном направлении: Сузакский, Байкадамский и Турланский. Поверхность палеозоя погружена здесь на глубину более 1100 м. Турланская и Сузакская депрессии расположены в области северо-западного продолжения Талассо-Ферганской приразломной зоны, в пределах которой развита угленосная юра.

Для юго-восточной части Чуйской впадины геофизические исследования, проведенные И. И. Велюц и В. Д. Жерносековым, показали, что от Кендыктаса палеозойское основание погружается в юго-западном направлении. В северной части впадины палеозойское основание залегает еще на небольшой глубине (около 250 м); затем погружение становится более резким и на коротких расстояниях в 3—3,5 км глубины залегания палеозойского фундамента доходят до 1500—2500 м. Таким образом, так же как и в северо-западной части депрессии здесь наблюдается асимметричное строение: северный борт более пологий, южный — более крутой. Поэтому и здесь область максимальной глубины залегания палеозойского основания смещена к юго-западу, к предгорьям Киргизского хребта, а на северо-западном участке — к предгорьям Каратау. Только более интенсивные движения Киргизского хребта, по сравнению с хребтом Каратау, отражаются и на более интенсивном прогибании юго-восточной части мульды.

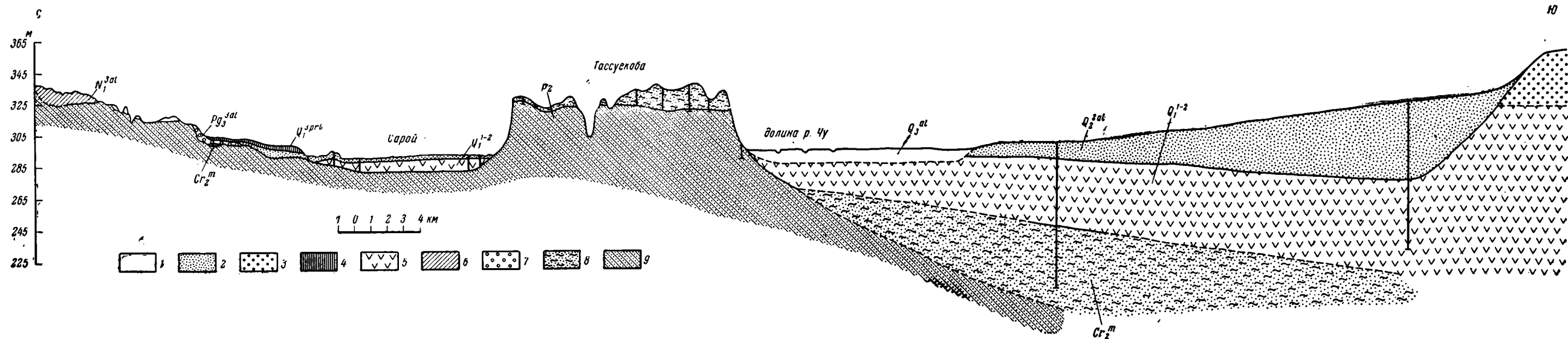
Что касается морфологии структур мезо-кайнозойских отложений обеих частей впадины, то можно отметить следующее. На схематической

в структурно-тектонической карте альпийского времени в масштабе 1 : 500 000, составленной Н. Г. Шубиной для низовьев Чу, т. е. для северо-западной части Чуйской впадины, показано около 11 мезо-кайнозойских антиклинальных складок, установленных ею по морфологическим признакам. Природа их неясна. В этой же части депрессии находятся и так называемые Сарысуйские купола, упомянутые нами выше, и Уланбель-Таласский палеозойский вал. В пределах юго-восточной части впадины в качестве локальных структур выделяются погребенные палеозойские валы, установленные еще С. С. Шульцем (1948): Саргоу, Касыкский, Георгиевский и Токмакский и мезо-кайнозойские антиклинальные складки Киргизского хребта. Указанные погребенные палеозойские валы имеют преимущественно северо-восточное простирание и так же как Уланбель-Таласский вал, который как бы намечает некоторую перемычку между отдельными частями единой впадины, отделяют несколько наиболее прогнутых районов юго-восточной части впадины, вытянутых в направлении с юго-запада на северо-восток.

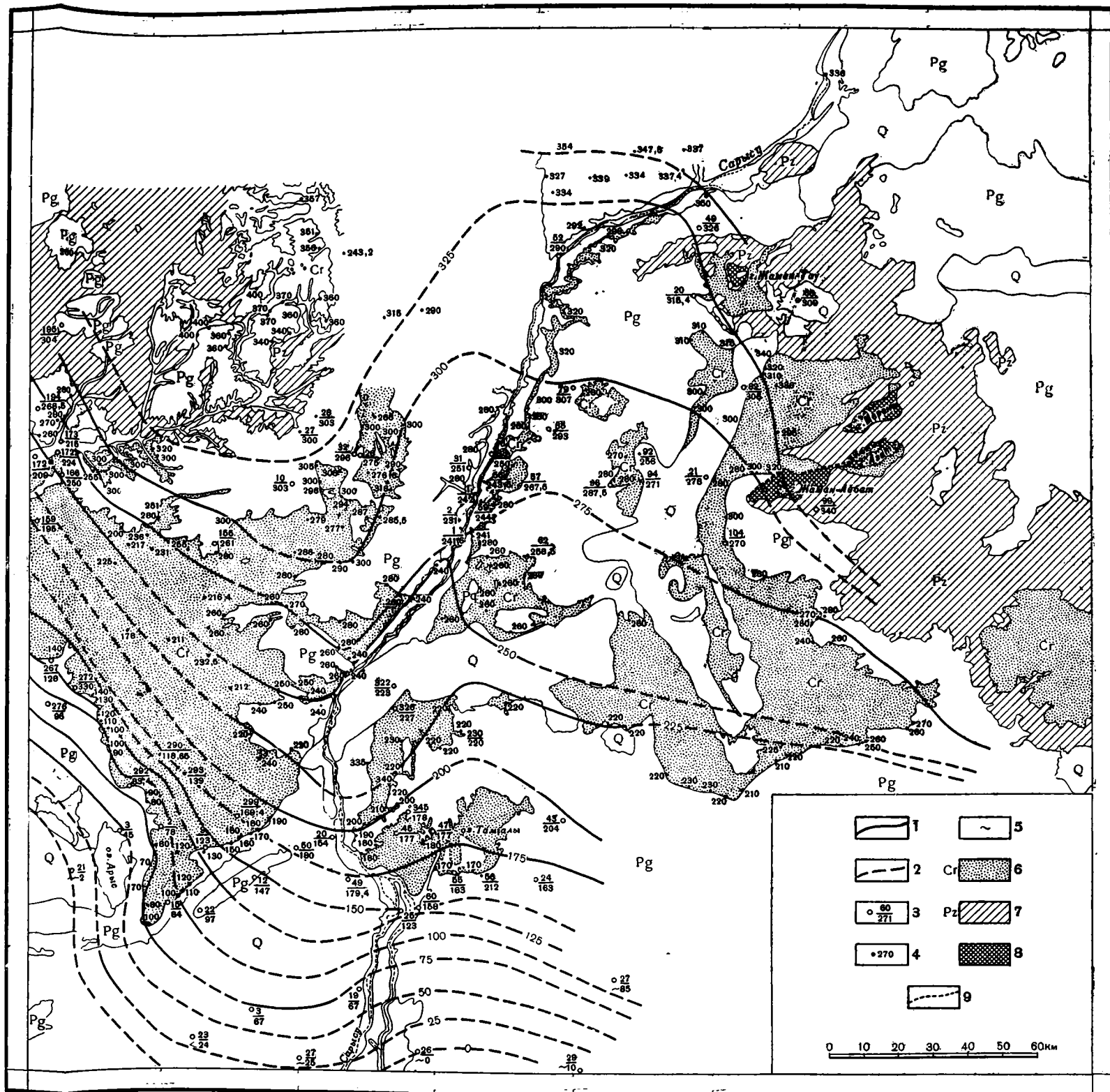
Из сказанного видно, что принципиальных отличий в строении северо-западной и юго-восточной частей Чуйской впадины, позволяющих выделять первую, как платформенную структуру—синеклизу, а вторую как геосинклинальную — синклинорий, на самом деле нет. В связи с этим мы считаем более правильным выделять единую Чуйскую впадину как структуру платформенного типа, характеризующуюся достаточно длительным развитием. В этом смысле ее можно именовать синеклизой, как это и сделано на последней тектонической карте под редакцией Н. С. Шатского.

Интересные наблюдения об общем унаследованном характере структур Чуйской синеклизы и окружающих ее поднятий были приведены В. Г. Гербовой (1958). Ею была составлена схема стратонизогипс по кровле верхнего мела (фиг. 52). В пределах указанной территории В. Г. Гербова выделила несколько структурных элементов. На южных и юго-западных склонах Улутау она отмечает в мелу поднятие, являющееся крылом Улутавского массива, ось которого проходит в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток; к востоку от этого поднятия располагается узкий вытянутый синклинальный прогиб с таким же направлением оси. Этот прогиб, по В. Г. Гербовой, представляет собой залив Чуйской синеклизы, языком вдающийся в низовья современной долины Сарысу. Доказательством синклинального характера этого прогиба В. Г. Гербова считает падение меловых пород к центру прогиба и увеличение мощности меловых отложений от краевых частей синклинали к центру. Восточнее этого синклинального прогиба В. Г. Гербова выделяет поднятие, имеющее вид пологого крыла Казахского массива или его склона. Оно расположено на левобережье Сарысу, а юго-восточнее указанного поднятия изогипсы переходят на правый берег Чу, принимая почти широтное направление. Мощность меловых отложений здесь совсем незначительна и возрастает с северо-востока на юго-запад, в сторону Сарысуйской синклинали.

Сопоставляя данную схему стратонизогипс по кровле мела с гравиметрической картой по допалеозойским породам, приведенную в работе И. В. Дорофеевой и В. А. Лапшова (1958) для данной территории, В. Г. Гербова приходит к выводу об унаследованном характере развития основных структур. Так, на гравиметрической карте В. А. Лапшова выделены два максимума аномалий силы тяжести. Один из них приурочен к Улутавскому поднятию, а другой — к склону Казахского массива на левом берегу Сарысу. Эти структуры развивались как положительные и в мелу. С ними в общих чертах совпадает Южно-Улутавское поднятие и Присарысуйский склон Казахского массива. Основной минимум на гравиметрической карте в общих чертах совпадает в мелу с Сарысуйской синклиалью. Однако



Фиг. 51. Геологический разрез через долину р. Чу на меридиане зимовки Карабугут.
 1 — голоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 3 — нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 4 — верхнеоплейстоценовые пролювиальные отложения; 5 — нижнеоплейстоценовые озерные отложения (невшагырская свита); 6 — верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 8 — верхнемеловые морские отложения (буралкенынтузская свита); 9 — палеозойские отложения



Фиг. 52. Схематическая структурная карта. Составила В. Г. Гербова.

1 — изогипсы кровли мела, установленные бурением и наблюдениями в обнажениях; 2 — изогипсы кровли мела предполагаемые; 3 — номер скважины и отметка кровли мела; 4 — точки наблюдения и отметки кровли мела; 5 — знак, показывающий, что данная отметка пересчитана с другого горизонта или определена приблизительно; 6 — площади выхода на поверхность меловых пород; 7 — площади выхода на поверхность палеозойских пород; 8 — блоковые поднятия; 9 — линии предполагаемых сбросов

структурах, как отмечает В. Г. Гербова, видно лишь совпадение общего простираания осей допалеозойских, палеозойских и меловых структур, а форма их не совпадает.

В течение палеогена Сарысуйская синклиналь оставалась областью прогибания и преимущественного накопления осадков, а области Улутавского поднятия и склона Казахского массива оставались приподнятыми. Об этом можно судить исходя из мощности и характера третичных отложений: так в Сарысуйской синклинали наблюдается полный стратиграфический разрез палеогеновых отложений, пинжняя часть которого представлена морскими фациями, и значительная их мощность, в то время как в приподнятых областях обрамления наблюдается выпадение из разреза палеогеновых отложений ряда свит и горизонтов при небольшой их мощности.

В бортовых частях Чуйской синеклизы наблюдаются последующие нарушения, связанные с молодыми кайнозойскими движениями по тектоническим зонам, также большей частью унаследованным от древних тектонических зон.

Северо-восточный борт Чуйской синеклизы, как мы указывали выше, располагается в области склона Казахского массива, где палеозойский фундамент скрыт маломощным чехлом мезо-кайнозойских отложений, либо выходит непосредственно на поверхность в виде отдельных приподнятых выступов, окруженных отложениями мезо-кайнозоя. В результате дифференцированных тектонических движений склона Казахского массива, прилегающего с северо-востока к Чуйской синеклизе, здесь возникли локальные структурные поднятия и прогибы послемелового возраста. Одно из таких поднятий сводового характера, названное В. Г. Гербовой (1958) Карагайжол-Каратальским, прослежено ею на левобережье Сарысу и колодцем Коскудук, протягиваясь с северо-запада на юго-восток на 70 км, ширина его до 30 км. Поднятие этого участка предполагается на основании отсутствия меловых отложений и малой мощности отложений, отнесенных нами к верхам мела — низам палеогена (до эоцена включительно), которые присутствуют здесь в континентальных фациях. Более верхние стратиграфические горизонты (моложе эоцена) здесь отсутствуют, хотя они широко распространены к югу и к северу от данной территории.

Нерасчлененные континентальные отложения верхов мела — низов палеогена распространены в виде отдельных пятен и залегают в различных морфологических условиях.

Рельеф этого поднятого участка сильно расчленен в отличие от окружающих равнин, развитых на третичных отложениях.

Он отделен от расположенной к югу третичной равнины резко выраженным в рельефе уступом, вытянутым в широтном направлении и прослеживаемым на несколько километров. Возраст поднятия определяется как послеэоценовый, но оно продолжало формироваться и в третичном и в антропогеновом периодах, так как более поздние отложения, чем предположительно эоценовые, в пределах данной территории отсутствуют. Заложено оно было, вероятно, на границе мела и палеогена, так как нерасчлененные верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения присутствуют здесь уже в континентальных фациях, в то время как непосредственно к югу они представлены еще морскими фациями.

На фоне общего сводового поднятия на территории Казахского склона имели место и блоковые движения, создавшие горы Азат, Мереке. Жаманайбат, Жамантау. Все они четко выражены в рельефе в виде единого пояса гряд относительной высоты 40—100 м над окружающей равниной, сложенной породами палеозоя. На вершинах этих гряд обычно присутствует маломощный покров нерасчлененных верхнемеловых-нижне-

палеогеновых отложений, который часто отмечается и у подножья их склонов. Разница в уровне залегания этих отложений достигает 30—50 м. Уступообразный характер отмеченных поднятий, четкая вытянутость их в одном направлении и отмеченное различие в уровне залегания отложений, позволяют говорить об их блоковом происхождении по разломам северо-восточного простирания.

Наряду с описанными молодыми структурными поднятиями в области общего поднятия Казахского массива различаются молодые структурные депрессии, выполненные отложениями палеогена и неогена. Одной из таких структур является широтная депрессия, приуроченная к верховьям Сарысу, которая является частью Сарысу-Атасуйской впадины. Происхождение ее не эрозионное, как это предполагал Петрушевский (1935), ибо на севере она ограничена линией разлома широтного простирания, который четко фиксируется в рельефе гор Керегетас, Теректы и Коксенгир, резко поднятых над расположенной к югу от них Сарысуйской депрессии на высоту 60—80 м. Южный склон их имеет характер прямолинейного уступа, как бы срезанного ножом. Депрессия верховьев Сарысу выполнена континентальными отложениями мел-палеогена олигоцена и неогена, мощность которых 60 м. Вероятно, время ее заложения также падает на границу мела и палеогена.

На юге, востоке и западе границы Сарысуйской депрессии не четкие и имеют характер постепенного перехода к окружающим поднятиям Казахского массива.

Бурунтауский горный пояс

На востоке описываемой территории склон Казахского массива ограничивается поясом поднятий, приуроченных к зоне Джалаир-Найманских разломов, названных Д. И. Яковлевым (1941) Бурунтауским поясом. Горы Бурунтау являются северо-западным продолжением Чу-Илийских гор. Они включают в себя такие крупные палеозойские массивы, как Хантау и Джильтау, которые в свою очередь делятся на горы Майжарылган, Койжарылган, Джамбул, Чагырлы и Байгара. На северо-западном продолжении их располагаются разрозненные массивы; крайним из них на северо-западе является гора Пстан.

Массив Хантау разделяется на ряд гряд, средняя часть которых представляет плоскую возвышенность с рядом чашеобразных углублений, осложненных многочисленными уступами. Высшая точка Хантау (1200 м над уровнем моря) находится на юго-востоке. К северо-западу высоты постепенно снижаются.

Массив Джильтау в орографическом отношении представляет собой плоскогорье, круто обрывающееся на юго-запад и северо-восток. Наибольшие высоты этого плоскогорья находятся на юго-западе. Равнинность поверхности нарушается только двумя выступающими возвышенностями: горами Джамбул и Байгара. Гора Джамбул состоит из целой системы крупных острых вершин, сливающихся в единый массив, высота которого 972 м над уровнем моря. Байгара имеет абсолютную высоту 670 м. К северо-западу возвышенности Джильтау постепенно снижаются и сменяются сначала типичным для Казахстана мелкосопочником с отдельными возвышающимися массивами, расположенными на продолжении гор Джильтау, и далее областью равнинной степи, которую еще Ю. Шмидт (1894) выделил под названием Голодной степи.

Морфология гор Бурунтауского пояса указывает на их блоковое строение. Действительно, массивы, слагающие этот пояс, представляют собой блоки, поднятые по молодым разломам, унаследованные с палеозоя (Джалаир-Найманские разломы Д. И. Яковлева).

На северо-западном окончании зоны Джалаир-Найманских разломов у горы Пстан еще работами Н. П. Михайлова и Э. А. Сваричевской отмечался надвиг пород палеозоя на неогеновые отложения. Подобные надвиги палеозоя на неоген были прослежены нами на всем протяжении Джалаир-Найманской зоны (уроч. Кокэспе, колодец Шайтансемес, горы Чагырлы, Джамбул, Байгара, Майжарылган и Хантау).

В ряде мест на территории Бурунтауских гор установлены отдельные пятна прибрежно-морских верхнемеловых отложений, сохранившихся от последующего размыва; отсюда следует, что в это время указанная область не представляла еще резко выраженного горного рельефа. То же, вероятно, можно предполагать почти для всей палеогеновой эпохи. Поднятия гор Бурунтау отмечаются лишь в начале верхнего олигоцена, когда у их подножья была заложена верхнеолигоценовая долина Пра-Чу.

Эта древняя долина имела направление с востока на запад, следовательно, на площади исследованного района ее направление совпадало с направлением современной долины Чу. Древняя долина прослежена по правобережью Чу на 140 км от оз. Сарычеганак на западе до лога Андассай на востоке. Вероятно, верхнеолигоценовая долина продолжалась и далее на восток, в пределах впадины Саксауладала, но в настоящее время ее аллювий погружен под более молодые отложения верхнего миоцена и антропогена. Выше, примерно восточнее Гуляевских разливов, направление древней долины уже не совпадало с современной. Вполне возможно, что она проходила через Копинский грабен, сливаясь с долиной Или вблизи одноименной станции. Современное русло Чу выше Гуляевских разливов поворачивает довольно резко на юг. Такое же направление, как и в олигоцене, имела долина Чу в неогене, на что указывает наличие неогеновых отложений по обоим бортам Копинской долины. Можно предполагать, что лишь в конце эоплейстоцена в результате молодых поднятий в районе Чатыркуля и перехвата в верховьях, Чу изменила свое направление. Верхнеолигоценовые отложения, выполняющие древнюю долину, были вскрыты восточнее уроч. Уланбель на левом берегу Чу к западу от оз. Сарычеганак. Прослеживаются они и западнее Уланбеля по левому и правому берегам Чу. Еще далее на запад, западнее оз. Камкалы, верхнеолигоценовые отложения прослежены нами уже в пределах Чуйской впадины по правобережью Чу, где они растекаются на ряд русел, образуя нечто вроде дельты. Они же прослеживаются и по обоим берегам Сарысу, покрывая наиболее высокие вершины столовых останцов. В пределах Чуйской впадины верхнеолигоценовые отложения занимают большие площади и представлены преимущественно глинистым, алевроитовым и песчаным материалом.

Интенсивные поднятия гор Бурунтаусского пояса, окончательно сформировавшие их как положительную структуру рельефа, приходится на начало верхнего миоцена. Эти поднятия повлекли за собой новый размыв и новое врезание речной сети. Этот новый эрозионный цикл начинается отложением галечников, которые выполняют древнюю долину, протягивающуюся в пределах нагорья параллельно олигоценовой долине, но несколько севернее ее и на более высоких отметках.

Граница неогена и антропогена вновь ознаменовалась поднятиями осевых частей Бурунтаусского пояса, повлекшими за собой сводовые поднятия прилегающих частей нагорья Восточной Бет-Пак-Далы. В результате этих поднятий произошел некоторый перекося или наклон поверхности нагорья с севера на юг. У подножья гор Бурунтау происходит формирование пролювиальных шлейфов.

В ряде мест, у подножья гор Джильтау и Хантау, наблюдаются надвиги палеозоя на эоплейстоценовые отложения, а также образование

грубообломочных конгломератов пролювиального генезиса, формирование которых связано уже с поднятиями гор Бурунтау в эоплейстоцене.

Д. И. Яковлев указывает, что в горах Бурунтау основная масса разломов альпийского времени повторяет смещения по разрывным нарушениям палеозойской эры. Им наблюдались следующие непосредственные соприкосновения двух толщ по смещениям альпийского времени: а) контакт карбона со свитой зеленых метаморфических пород в Копа-Чокпарской впадине около лога Кулакшина; б) довольно отчетливый стык меловых глин, песков и галечников (как отмечалось нами, не меловых, а верхнемиоценовых. — К. Н.) с зелеными породами протерозоя у подножья массива Чульдаыр, близ конца ущелья р. Джаманут в юго-восточной части Саксаул—Далы.

Сложный контакт четвертичных конгломератов, меловых (верхнемиоценовых — К. Н.) глин, каменноугольных песчаников и зеленых метаморфических пород очень хорошо наблюдался по р. Джидели у подножья г. Майжарылган. Здесь по Д. И. Яковлеву в юго-западной части почти вертикального обрыва р. Джидели высотой около 4 м обнажаются красные песчанистые глины, плохо сортированные, со щебнем и слабо окатанными гальками, т. е. типичные глины верхнего миоцена (андассайская свита), которые он ранее считал меловыми. Эти красноцветные породы покрываются плохо выдержанным пластом плотных верхнеэоплейстоценовых аллювиальных брекчий и конгломератов мощностью около 1 м. К северо-востоку красноцветные породы по почти вертикальной тектонической линии соприкасаются с каолинизированными на ширину одного метра песчаниками. Далее к северо-востоку на протяжении 6 м залегают сильно раздробленные красные карбоновые песчаники, которые по плоскости разрыва сменяются зелеными сланцами метаморфической свиты, также раздробленными. Зеленые породы тянутся на протяжении 20 м и скрываются под осыпью.

В подтверждение наличия молодых тектонических движений, без уточнения их возраста, Д. И. Яковлев обращает внимание на отсутствие на водораздельных участках Айтау и Джильтау третичных отложений. Он указывает также, что вдоль всей Джалаир-Найманской зоны в отложениях верхнего миоцена наблюдается нарушенное залегание пород с небольшими углами падения, достигающими 10—15°. Ширина нарушенной зоны не превышает десятков или сотен метров. Вертикальные движения по старым разломам продолжались в области Джалаир-Найманской зоны и в течение плейстоцена, а также в голоцене. Одним из их проявлений является накопление достаточно мощных толщ верхнеплейстоценового и голоценового возраста на равнине Саксаулдала, прилегающей с юга к горам Бурунтау.

Таким образом, образование основных черт современного рельефа описываемой нами территории было обусловлено древним структурным планом, обновленным новейшими движениями, происходившими в течение верхнего мела и всей кайнозойской эры. В следующем разделе этой главы мы постараемся подтвердить это конкретным описанием геоморфологического строения данной территории.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Прежде чем перейти к освещению основных черт геоморфологического строения, показанному на прилагаемой геоморфологической карте, которое определяется, как мы уже отмечали выше, ее геологическим строением и общим структурным планом, неоднократно обновленным молодыми тектоническими движениями, мы должны остановиться на общих принципах

составления геоморфологических карт. Вопрос этот является в достаточной мере дискуссионным несмотря на то, что разбору его была посвящена Всесоюзная геоморфологическая конференция в 1956 г.

На этой конференции автором настоящей работы совместно с Л. Д. Шорыгиной и Е. Н. Щукиной были доложены принципы, которые должны лечь в основу составления общих геоморфологических карт. Поскольку мы придерживаемся этих принципов и в настоящее время, ниже они будут изложены примерно в том же контексте.

Необходимо оговориться, что мы разберем лишь принципы составления общих геоморфологических карт, являющихся одной из составных частей комплекса карт, представляемых при геологической съемке той или иной территории. Мы считаем, что кроме общих геоморфологических карт целесообразно составление специализированных геоморфологических карт, например, для решения вопросов водоснабжения в пределах целинных и залежных земель, для правильной ориентировки поисков россыпных месторождений, для выяснения инженерно-гидрогеологических условий под гидротехнические сооружения. На геоморфологических картах подобного целевого назначения особенно важно выявление деталей строения долин, поэтому принципы составления специализированных карт могут быть несколько иными, чем принципы, положенные в основу общих геоморфологических карт. Эти последние могут быть сформулированы в следующем виде.

1. Общая геоморфологическая карта является прежде всего дополнением к геологической карте, поэтому на ней не должны повторяться элементы последней. Не следует показывать на геоморфологической карте геологических структур района не отраженных в рельефе, литологии пород, слагающих ту или иную форму рельефа и т. п.

2. Целью составления общей геоморфологической карты является выяснение истории развития рельефа для понимания закономерностей накопления связанных с ним континентальных главным образом кайнозойских и частично мезозойских отложений. Можно утверждать, что без правильного анализа рельефа и хорошей геоморфологической карты нельзя составить качественной карты четвертичных (антропогенных) и более древних третичных и даже мезозойских континентальных отложений. Вопрос этот приобретает тем большее значение, что с континентальными отложениями кайнозоя и мезозоя связан целый ряд полезных ископаемых (бокситы, железные руды, россыпи титановых минералов, алмазов, золота, платины, олова, строительные материалы и пр.), выяснение закономерностей размещения которых часто невозможно без анализа истории развития рельефа.

Опыт показал, что методика картирования антропогенных отложений, которую мы не отрываем от анализа рельефа, нашла себе применение и при картировании областей широкого развития континентальных третичных и мезозойских отложений, сохраняющих в большинстве случаев связь с рельефом.

3. Геоморфологическая карта не может претендовать на абсолютную полноту изображения всех сторон строения рельефа, так же как и общая геологическая карта не претендует на такую полноту изображения всех сторон геологического строения.

4. Нельзя сильно усложнять легенду геоморфологической карты, ибо последняя, во-первых, становится нечитаемой, а во-вторых, получает очень много субъективных элементов, т. е. перестает отображать реально существующий в природе рельеф и историю его развития.

5. Общая геоморфологическая карта должна отражать внешний характер рельефа, в том числе его морфологию и морфометрию, происхождение рельефа, который определяется геологическим строением района, его

структурой, новейшей тектоникой (что очень важно) и основными экзогенными факторами. Кроме того, она должна отражать возраст или время начала заложения основных элементов (типов или форм) современного рельефа.

Такие геоморфологические карты легко составляются в поле и элемент субъективности отходит здесь уже на второй план.

Конечно, при составлении геоморфологической карты необходимо учитывать специфику масштаба, характер исследуемой территории, степень ее изученности, принадлежность к определенной географической зоне. Но общие принципы составления геоморфологических карт разных масштабов для различных территорий должны оставаться едиными. Мы подчеркиваем, что речь идет именно об общих принципах. Мы согласны с основными положениями, выдвинутыми в статье С. Г. Боча (1955) и доложенными им и И. И. Красновым на Всесоюзном геоморфологическом совещании 1956 г., что в зависимости от масштаба карт на них должны быть показаны различные таксономические категории рельефа (типы рельефа на среднемасштабных картах, формы — на крупномасштабных и т. д.), т. е. можно говорить о так называемой скользящей легенде, но во всяком случае объекты, выделяемые на геоморфологических картах всех масштабов должны быть показаны по единому принципу. Так, если морфологию мы будем показывать цветом, то на картах всех масштабов она должна быть показана именно таким способом, что сохранит единство легенды для карт всех масштабов.

Итак, основными элементами, показываемыми на геоморфологической карте, должны быть морфология, генезис и возраст рельефа.

Что же мы должны понимать под морфологией, генезисом и возрастом рельефа?

Морфология, с нашей точки зрения, должна включать как морфографию, так и морфометрию. Кроме того, она обязательно включает и элемент генетический, указывая на характер неотектоники и экзогенных факторов. Изображать морфологию на геоморфологических картах можно различно. На картах мелкомасштабных (мельче 1 : 200 000) будут отражены преимущественно более крупные таксономические категории рельефа, типы, подтипы, классы и т. п., формы рельефа будут показываться в пределах тех или иных указанных таксономических категорий. При этом выделяемые на карте категории рельефа необходимо сопоставлять с коррелятивными отложениями. На более крупномасштабных картах нам кажется необходимым показывать отдельные формы и элементарные поверхности рельефа: междуречья, склоны, гребни хребтов, днища долин и т. п. Все это сделает геоморфологическую карту аналитической. При этом помимо масштаба карты должна учитываться степень детальности распифровки рельефа, связанная с различной изученностью территории. Во всяком случае, геоморфологические карты крупных масштабов (1 : 200 000 и крупнее) должны быть картами преимущественно аналитическими: чем мельче масштаб карты, тем большее значение в них будет приобретать элемент синтетический.

Вообще мы считаем, что морфология является необходимым и перво-степенным элементом геоморфологической карты, без показа которой совершенно пропадает рельеф и карта не достигает своей цели. Поэтому морфология должна показываться цветом. Для отображения морфометрических особенностей на картах масштаба крупнее 1 : 500 000 целесообразно использовать метод разреженных горизонталей. Для полумиллионных карт метод горизонталей может быть применен лишь к равнинным и низменным областям. Указанный метод не может заменить показа морфологии цветом, который обобщает многие черты внешнего облика рельефа, а не только его гипсометрию, которая выражается горизонталями.

Генезис рельефа можно изображать через морфологию, применяя так называемый комплексный морфогенетический подход, т. е. показывать морфогенетические типы рельефа основным способом изображения — краской. Наряду с этим можно, как это сделано на прилагаемой геоморфологической карте Центрального Казахстана, показывать цветом морфологию, а генезис — различными типами штриховки. Хотя морфология связана с генезисом, но в ряде случаев морфологически различные элементы рельефа могут иметь один и тот же генезис, что и отражается одинаковой штриховкой. В ряде случаев сами формы рельефа подразумевают уже определенный генезис (например, когда мы картируем кары, трюги, дюны, барханы и т. п.).

Для того, чтобы правильно отразить на карте морфологические или морфогенетические особенности рельефа, очень важно разработать единую таксономическую классификацию рельефа, определить, что такое форма, тип, класс рельефа и т. п., уточнить объем и содержание таксономических категорий рельефа. Без такой единой классификации невозможно разработка легенды геоморфологической карты.

В этом отношении мы считаем необходимым отметить большую работу, проделанную во ВСЕГЕИ С. Г. Бочем и И. И. Красновым, критически разобравшими имеющийся материал и предложившими уже определенную основу для такой классификации. Однако она требует еще большей доработки, что является делом ближайшего будущего.

В о з р а с т р е л ь е ф а. Известно, что нет рельефа, застывшего в своем развитии. Если подходить строго, то весь рельеф имеет, собственно говоря, только современный возраст. Поэтому самое основное, как нам кажется, это научиться выделять различные генерации форм рельефа, выявить относительный возраст их заложения. Особенно отчетливо черты древнего рельефа сохраняются в горных районах. Иногда такие возрастные генерации рельефа совпадают с ярусами рельефа, это дает возможность увязывать возраст с морфологией. Но такое положение далеко не всегда имеет место и не всегда можно точно определить время заложения тех или иных форм рельефа. В целом ряде мест мы еще не знаем отложений коррелятивных тем или иным формам рельефа. Вот поэтому-то, нам кажется, возраст рельефа нельзя класть в основу составления легенды геоморфологической карты, как это предлагают Д. В. Борисевич и другие. Возраст рельефа является понятием условным и часто определяется субъективно. Поэтому, говоря о технике изображения основных элементов геоморфологической карты (морфологии, генезиса и возраста), мы считаем наиболее правильным показывать возраст или индексом, или штриховкой, или цветной штриховкой (как это сделано на прилагаемой геоморфологической карте Центрального Казахстана, фиг. 53).

Нужно стремиться к тому, чтобы геоморфологическая карта была как можно более объективной, т. е. на ней должны быть отображены такие геоморфологические объекты, которые реально существуют в природе и поддаются картированию в поле. С этой точки зрения в основу ее должны быть положены, как мы уже говорили, морфологические или морфогенетические типы рельефа. Кстати сказать, во многих случаях они прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках и отображаются на гипсометрических картах крупного масштаба.

При составлении геоморфологических карт мелких и средних масштабов всегда следует помнить ведущую роль неотектоники в создании форм современного рельефа, значение которой прекрасно сформулировано В. А. Обручевым (1948, стр. 272) следующим образом: «Можно утверждать с полным основанием, что неотектоника вполне объясняет все особенности современного рельефа поверхности суши всего земного шара». В. А. Обручев указывал также, что тектоническими движениями создаются наиболее

крупные неровности земной поверхности, которые лишь преобразуются (усложняются и сглаживаются) в той или иной мере экзогенными процессами, причем ход последних также в значительной мере контролируется тектоническими движениями. Поэтому на геоморфологической карте должна быть отражена также неотектоника. Во-первых, в подзаголовках легенды нужно указывать области поднятий и опусканий, во-вторых, на самой карте должны быть показаны те элементы неотектоники, которые находят отражение в современном рельефе (молодые и обновленные разломы, флексуобразные перегибы, отраженные в рельефе купола, брахискладки и т. п.).

После такого краткого вступления о принципах, которые, по нашему мнению, должны быть положены в основу составления общих геоморфологических карт при комплексной геологической съемке, перейдем к рассмотрению геоморфологического строения описываемой территории, изображенного на геоморфологической карте, составленной по этим принципам.

В соответствии с наиболее крупными структурными элементами, принимающими участие в строении исследованной территории и находящими четкое выражение в современном рельефе, вся она может быть разделена на две крупные категории морфоструктурных элементов: нагорья, сложенные породами протерозоя и палеозоя, отличающиеся в общем плане приподнятым, неровным расчлененным в различной степени рельефом, и мезо-кайнозойские впадины с глубоким залеганием палеозойского фундамента, со сниженным в общем, почти равнинным, малорасчлененным рельефом.

К первым относятся: Улутавский антиклинорий, нагорье Восточной Бет-Пак-Далы, располагающее на склоне Казахского массива и окаймляющий ее с востока Бурунтаусский горный пояс. Ко вторым — территория Чуйской впадины или геоморфологически Чу-Сарысуйской депрессии.

Каждый из этих крупных морфоструктурных элементов включает территории с резко отличными типами рельефа, которые зависят от геологического и тектонического строения.

В пределах нагорий, выделяются следующие типы рельефа:

1. Низкогорный, сильно расчлененный эрозионно-тектонический рельеф Бурунтаусского горного пояса. Это область наибольшего проявления молодых поднятий, особенно в течение антропогена. Абсолютные отметки этого пояса различны (от 1000 м на юго-востоке до 500 м на северо-западе), но морфологически он представляет собой единое целое. Разница высот в отдельных его частях зависит от разной интенсивности проявления молодых движений, более интенсивных на юго-востоке и затухающих к северо-западу. Как горный рельеф он был образован посленеогеновым поднятием, поэтому возраст его мы обозначаем как посленеогеновый.

С юго-запада горы Бурунтау резким уступом обрываются к прилегающей к ним равнине восточной части Чу-Сарысуйской депрессии, у подножья которого четко прослеживаются молодые посленеогеновые разломы, унаследованные от древних палеозойских. Разломы сопровождаются надвигами палеозоя на верхний миоцен и нижний эоценоген.

На северо-западе горы Бурунтау граничат с Восточной Бет-Пак-Далой и Улутавским антиклинорием, на территории которых можно выделить ряд типов рельефа.

2. Грядово-ориентированный структурно-эрозионный рельеф, приуроченный к области развития палеозойских наложенных мульд с абсолютными отметками 380—420 м. Рельеф этот очень характерный, хорошо отображающий структуру наложенных мульд, следующий за всеми изгибами простираения пород. Он прекрасно выделяется на аэрофотоснимках.

Возникновение его мы связываем с посленеогеновой эрозией, совпадающей по времени с эрозионным расчленением Бурунтаусских гор, вызванным их поднятием.

3. Мелкосопочный эрозионно-денудационный рельеф, среди которого выделяются два подтипа: а) сильно расчлененный, в областях непосредственно соприкасающихся с областями интенсивных молодых поднятий гор Улутау и Бурунтау, с абсолютными отметками до 580—600 м в районах южного окончания Улутавских гор и 400—550 м в районах прилегающих к горам Бурунтау; и б) слабо расчлененный в области Казахского массива и юго-западного обрамления Улутау с абсолютными отметками 360—460 м.

Образован этот тип рельефа в результате того же посленеогенового эрозионного расчленения, что фиксируется частым присутствием на вершинах отдельных сопок остаточных пятен неогеновых отложений. Эти отложения выполняют также узкие межгорные ложбины в областях с сильно расчлененным рельефом и широкие плоские впадины участков со слабым расчленением. В формировании последних наряду с эрозией немалая роль принадлежит процессам денудации.

4. Приподнятая денудационная равнина, в которой в зависимости от ее геологического строения можно выделить два подтипа рельефа: а) увалистая наклонная равнина на породах палеозоя и протерозоя Восточной Бет-Пак-Далы с абсолютными отметками 300—420 м, созданная в основном плоскостным смывом в течение антропогена; б) слабоволнистая равнина остаточной аккумуляции мезо-кайнозойского времени, распространенная в виде уцелевших от размыва останцов как бы наложенных на наклонную равнину, развитую на породах палеозоя и протерозоя. Среди нее выделяется ряд разновозрастных участков, формирование которых происходило в верхнем мелу, в течение нижнего палеогена (морская аккумуляция), в верхнем олигоцене, в неогене и, наконец, в низах антропогена (например, пролювиальные шлейфы гор Бурунтау).

5. В пределах Чу-Сарысуйской депрессии выделяется равнинный тип рельефа, т. е. по типу рельефа она выступает как аккумулятивная равнина, но и здесь различается ряд подтипов, созданных различными агентами в течение мезо-кайнозоя. В общем Чу-Сарысуйская депрессия имеет ступенчатое, ярусное строение, происхождение которого в основном обязано последовательному эрозионному врезу, вскрывающему все более и более древние горизонты слагающих ее пород:

1) наиболее высокий ярус рельефа Чу-Сарысуйской депрессии, приуроченный к поверхности плато Бет-Пак-Дала и столовых останцов, развитых по обоим берегам Сарысу, представляет собой платообразную слабо волнистую аккумулятивную аллювиальную равнину, сохранившуюся с верхнеолигоценового времени. Она характеризуется абсолютными отметками от 300 м на севере и северо-востоке, до 200 м на юге и юго-западе;

2) в бортовых частях плато Бет-Пак-Дала посленеогеновая эрозия вскрыла слабо расчлененную наклонную равнину на отложениях кендерлыкской свиты среднего олигодена и создала эрозионные ложбины, прорезающие упомянутое плато;

3) следующий более низкий уровень, слабо расчлененной наклонной равнины с абсолютными отметками от 300 м на севере до 200 м на юге и до 80 м в Арыскульской депрессии, создан уже эрозионными процессами в течение первой половины антропогенного периода;

4) далее на отметках 300—320 м на севере и 175—180 м на юге выделяется низкий уровень слабо расчлененной эрозионной равнины, созданной в течение плейстоцена;

5) на территориях, прилегающих к областям интенсивных молодых поднятий, в течение верхнего плейстоцена располагается та же низкая

наклонная эрозионная равнина, но уже сильно расчлененная. Абсолютные отметки ее достигают 280 м на севере и 80 м на юге.

Все эти уровни, прекрасно прослеживающиеся в мезо-кайнозойском прогибе Чу-Сарысуйской депрессии, кроме первого, созданного верхне-олигоценовой аккумуляцией, сформированы в результате последовательного эрозионного врезания в течение антропогенного периода, проявлявшегося вслед за тектоническими поднятиями в области нагорья, таким образом, здесь, как в зеркале, отражаются молодые движения поднятых областей. Кроме эрозионных или эрозионно-денудационных равнин в области Чу-Сарысуйской депрессии выделяются также и молодые аккумулятивные равнины, нашедшие свое отображение на прилагаемой геоморфологической карте. Среди них различаются:

6) бугристый и грядово-ячеистый рельеф песчаных пространств и пустынь, созданный эоловой деятельностью плейстоценового возраста;

7) плоская приподнятая аллювиальная равнина, расположенная к югу от уроч. Арысура, сформированная нижнеплейстоценовой аккумуляцией;

8) плоские аллювиальные равнины, покрытые такырами: Дарьялык-такыр и Саксаулдала, сформированные верхнеплейстоценовой аккумуляцией.

Указанные аллювиальные равнины как нижне, так и верхнеплейстоценового возраста, приурочены к областям наибольшего прогибания во время их образования и возникли в результате блуждания русел рек Сарысу и Чу при выходе их из поднятых областей.

Такие же аллювиальные равнины прослеживаются и в верхнем олигоцене (поверхность плато Бет-Пак-Дала) и в неогене (на правом берегу Чу близ лога Коктал), что указывает на расположение областей наибольшего прогибания.

Таким образом, геоморфология района отражает его тектоническое строение и помогает выявить его геологическую историю и историю развития рельефа.

Характеристика речных долин и других форм и элементов рельефа, существующих в пределах указанных выше типов и подтипов, приведена нами выше в главе «Описание рельефа», в связи с чем, дабы избежать повторения, здесь мы ее не приводим.

Анализ форм рельефа и характера кайнозойских отложений тесно связанных в своем происхождении с проявлениями молодых тектонических движений, дали нам возможность установить главнейшие этапы развития современного рельефа.

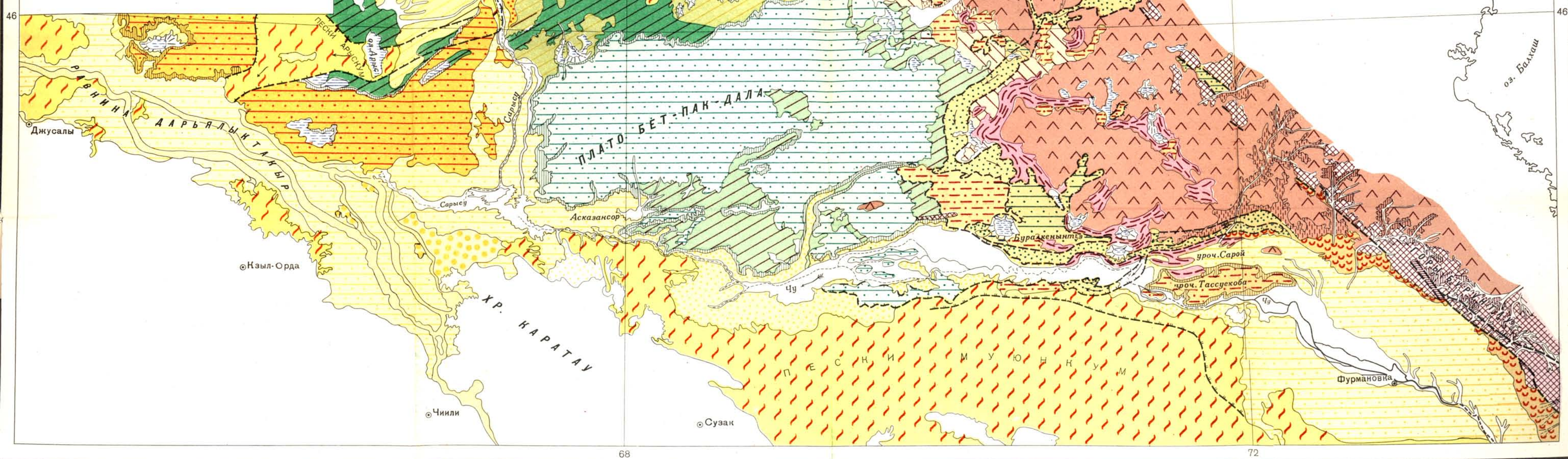
Современный рельеф начал формироваться еще в палеозойскую эру. Как видно из всего изложенного, сложившийся к концу палеозоя структурный план в значительной мере предопределил все дальнейшее развитие рельефа. С крупными положительными структурами связано в общем формирование положительных форм рельефа (гор, нагорий, денудационных цокольных равнин); с отрицательными — сниженных выравненных участков, аккумулятивных равнин.

На первом этапе послепалеозойской истории огромная площадь Центрального Казахстана представляла выравненную поверхность, почти равнину или пенеплен. Равнинный рельеф существовал как в области положительных структур Казахского массива, так и на территории окружающих его депрессий, в том числе и интересующей нас Чу-Сарысуйской депрессии. Это доказывается наличием древней триасово-юрской коры выветривания, развитой на породах палеозоя и протерозоя, на поверхности различных элементов рельефа Казахского массива.

Остаточные пятна коры выветривания наблюдаются и в областях, испытавших наиболее интенсивные поднятия (таких как горы Бурунтау

ЧУ – САРЫСУЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ И
ПРИЛЕЖАЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Составила Никифорова К. В.



Фиг. 53. Геоморфологическая карта Чу-Сарысуйской депрессии и прилежащих территорий.

Морфологические типы рельефа

Крупные морфоструктуры. А. Нагорья, сложенные породами протерозоя и палеозоя, по типам рельефа: 1 — низкорослый сильно расчлененный рельеф Бурунташского горного пояса (от 1000 м на юго-востоке до 500 м на северо-западе); 2 — грядово-ориентированный рельеф наложенных карбонных мульд (380–420 м). Мелкосопочный рельеф с подтипами; 3 — сильно расчлененный в области молодых подптий гор Улуту (400–550 м); 4 — слабо расчлененный в области Казахского нагорья (360–460 м). Приподнятая равнина с подтипами рельефа; 5 — увалистая наклонная равнина на палеозое (300–420 м); 6 — слабо волнистая равнина, остаточной аккумуляции на мезозое и кайнозое (300–400 м). Б. Мезо-кайнозойские прогибы с глубоким залеганием палеозойского фундамента. Равнинный тип рельефа с подтипами; 7 — платообразная слабо волнистая равнина (от 360 м на севере и северо-востоке до 200 м на юге и юго-западе); 8 — слабо расчлененная наклонная равнина бортовой части плато; 9 — слабо расчлененная равнина (от 300 м на севере до 200 м на юге и до 80 м в Арыскульской депрессии); 10 — низкий уровень слабо расчлененной равнины (от 300–320 м на севере до 175–180 м на юге); 11 — сильно расчлененная полого наклонная равнина области молодых подптий (от 280 м на севере до 80 м на юге); 12 — бургустый и грядово-чешуйчатый рельеф песчаных пространств и пустынь; 13 — плоская приподнятая равнина (140–180 м); 14 — плоская покрытая тугайками равнина низовьев р. Сарысу, присырдарьинская равнина — Дарьляктыгар и причуйская равнина — Сакасуцдала.

Генезис и возраст рельефа

15 – эрозивно-тектонический, посленеогеновый; 16 – структурно-эрозийный, посленеогеновый; 17 – эрозивно-денудационный, посленеогеновый; 18 – преимущественно денудационный, посленеогеновый; 19 – преимущественно эрозийный: а – посленеогеновый, б – верхнеплейстоценовый; 20 – аккумулятивный речной: а – верхнеолдигеновый, б – неогеновый, в – нижнеплейстоценовый; г – верхнеплейстоценовый; 21 – аккумулятивная аллювиальная равнина: а – верхнеолдигеновая, б – неогеновая, в – нижнеплейстоценовая, г – верхнеплейстоценовая; 22 – аккумулятивный озерно-аллювиальный, меловой и мел-палеогеновый; 23 – аккумулятивный морской, палеогеновый; 24 – эоловый, нижнеплейстоценовый; 25 – дельтовый, верхнеплейстоценовый; 26 – пролювиальный, верхнеплейстоценовый.

Ф о р м ы р е л ь е ф а

27 — речные террасы; 28 — крутые уступы останцовых плато и возвышенностей (чинки); 29 — склоны речных долин и логов: а — крутые, б — пологие; 30 — днища такырных впадин; 31 — днища солончакных впадин; 32 — структурные депрессии; 33 — эрозционные ложбины древних разливов Сыр-Дарьи; 34 — склоны такырных и солончакных впадин; 35 — современные конуса выноса.

Другие обозначения

36 — контуры древних долин и брошенных участков долин; 37 — контуры останцовых возвышенностей; 38 — разломы четвертичного возраста; 39 — направление древних долин; 40 — предполагаемый контур II надпойменной террасы р. Чу.

и Улутуа) и погружающихся под рыхлый мезо-кайнозойский покров, выполняющий Чу-Сарысуйскую депрессию. Формирование мощной коры выветривания в конце триаса — начале юры предполагает наличие выработанной к этому времени равнинной поверхности — почти равнины или пенепплена. Реликты поверхности этой денудационной равнины, хотя и сильно переработанной последующей денудацией, сохранились в ряде участков Казахского нагорья и по сей день, но залегают они на различных гипсометрических уровнях, что указывает на последующие неоднократные тектонические движения. Несомненно, что на поверхности этой почти равнины и в то время существовали отдельные возвышенности или останцовые горы, не затронутые денудацией. В качестве таковых можно назвать гору Курманчиг на правом берегу Чу, на поверхности которой отсутствует кора выветривания и уровень которой, несомненно, превышает уровень древней денудационной равнины, или горы Мунглу на левом берегу р. Коктас. Однако такие останцовые возвышенности в мезозойском рельефе описываемой территории играли в общем незначительную роль, тяготея к ядрам древних антиклинорий.

Таким образом, в верхнем триасе и нижней юре, возможно, и в посленижнеюрское время рассматриваемая нами территория была почти равниной или пенеппленом, что в связи с практическим отсутствием стока и в условиях достаточно влажного и теплого субтропического климата, господствующего в этот период времени, способствовало процессам интенсивного химического выветривания и образованию мощной коры выветривания.

В отдельных понижениях нижнемезозойского рельефа начали образовываться мощные угленосные толщи (Байконур, Бозинген и др.). В связи с тем, что возраст угленосных толщ датируется как нижне-среднеюрский и отложения их также превращены в кору выветривания, нужно предполагать, что образование ее происходило и в течение средней юры, т. е. рельеф оставался в достаточной мере равнинным.

Нам трудно говорить что-либо о истории развития рельефа этой территории в течение верхней юры и нижнего мела, так как осадки этого возраста здесь отсутствуют. Очень возможно, что в связи с общей поднятостью, осадконакопления в верхней юре и нижнем мелу здесь не происходило.

Следующий этап в истории развития рельефа рассматриваемой области четко вырисовывается, начиная уже с верхнего мела — времени основной выработки Чу-Сарысуйской депрессии (как мы уже отмечали, вероятно, что в наиболее центральных частях она начала прогибаться еще в нижнем мелу). Верхнемеловые отложения имеют широкое развитие в пределах Чу-Сарысуйской депрессии. В центральных областях северо-западной части депрессии породы этого возраста залегают на глубине 240 м от поверхности; в прибортовых ее частях и в области склона Казахского массива (Восточная Бет-Пак-Дала) они выходят на поверхность, причем на площади последней — в прибрежно-морских фациях. Отдельные пятна прибрежно-морских верхнемеловых отложений, сохранившиеся от размыва, установлены и на территории Бурунтауского горного пояса. Отсюда следует, что указанные области Восточной Бет-Пак-Далы и гор Бурунтау в это время не представляли резко выраженных в рельефе положительных структур и сюда с юга проникали воды верхнемеловой трансгрессии.

В северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии в это время формировались континентальные осадки.

Территория Улутавского антиклинория в это время, видимо, испытала довольно мощное сводовое поднятие, в результате чего осадконакопления на этой территории не происходило. Во всяком случае, верх-

немеловых отложений на территории Улутавского антиклинория не установлено (за исключением, может быть, самых верхов мела, которые входят в толщу нерасчлененных мел-палеогеновых отложений).

Следующий палеогеновый этап в истории развития рельефа (от среднего эоцена до нижнего олигоцена включительно), также характеризуется прогибанием Чу-Сарыуской депрессии и заполнением осадками палеогенового моря (тасаранская, саксаульская и чеганская свиты).

Самых верхних горизонтов мела и палеоценовых морских отложений на территории Чу-Сарыуской депрессии не установлено. Наиболее древними морскими осадками являются здесь отложения тасаранской свиты, возраст которой датируется А. Л. Яншиным (1953) как средний эоцен и низы верхнего эоцена. Можно предположить, что в самых верхах мела (датский ярус) и низах палеогена (палеоцен — низы эоцена) территория Чу-Сарыуской депрессии была поднята и осадки здесь не накоплялись или они были уничтожены последующим размывом.

Территория Улутавского антиклинория и северной части нагорья Восточной Бет-Пак-Далы испытывали в это время поднятия, которые захватили значительную часть Казахского массива. В результате этих поднятий произошло оживление эрозионной деятельности и возникновение наиболее древней гидрографической сети, установленной в районе наших исследований. Аллювиальные отложения верхов мела — низов палеогена до верхнеэоценовых включительно вскрыты буровыми скважинами в депрессии верхней части долины Сарысу и ее истоков. Залегают они на глубине 120 м ниже современного уровня рек и перекрыты более молодыми отложениями верхов палеогена и неогена. Возможно, что нижние горизонты этих отложений начали накапливаться еще в конце верхнего мела.

В. Ю. Малиновский (1958) проследил древнюю долину указанного возраста от верховьев рек Жаман и Жаксы-Сарысу до района Кызылжара общей протяженностью более 250 км. Упомянутый автор считает, что эта древняя долина Пра-Сарысу использовала осевую часть Успенского синклинория, западнее она прорезает вельв Атасуйского антиклинория и далее попадает в зону небольших мульд, сложенных нижнекаменноугольными отложениями, подверженными карстообразованию. Здесь гидросетью были использованы эрозионно-карстовые углубления.

Таким образом, поднятия Казахского массива в конце мела привели к образованию крупной эрозионной депрессии в верховьях Сарысу (до устья р. Каракингир), выработке которой способствовал также и тектонический фактор, так как в результате общих сводовых поднятий Казахского массива произошло омоложение древних разломов, один из которых (см. раздел «Тектоническое строение») приурочен к северному борту депрессии верховьев Сарысу и четко выражен в современном рельефе. Таким образом, этой депрессии нельзя приписывать только эрозионное происхождение. Эрозия наложилась здесь на ослабленную тектоническую зону, приуроченную к области омоложенных древних разломов. Ряд участков древних долин этого же возраста прослежен буровыми скважинами на территории Улутавского поднятия и в ряде других районов Казахского массива за пределами описываемой нами территории. В. Ю. Малиновский указывает их на Сарысу-Тенгизском водоразделе и в бассейне р. Нуры.

Все они приурочены к глубоким эрозионным депрессиям, часто подчеркнутым с одного или обоих бортов тектоническими нарушениями, глубина их 120—150 м.

Вне площади накопления морских осадков на территории Казахского нагорья в нижней половине палеогена, в условиях достаточно влажного

и теплого климата, усилились процессы химического выветривания, в результате чего континентальные отложения, выполняющие упомянутые древние долины, превращены в настоящее время в кору выветривания.

Таким образом, к началу нижнего олигоцена область Казахского нагорья была уже более выравнена и снижена, по сравнению с началом палеогена. В связи с этим, видимо, нижнеолигоценовая трансгрессия распространилась более широко, чем эоценовая, и воды ее проникли довольно далеко вглубь Казахского нагорья. Так, песчано-галечные прибрежные отложения нижнеолигоценового (чеганского) моря присутствуют в нижнем течении р. Каракингир, а также распространены отдельными уцелевшими от размыва пятнами на территории Восточной Бет-Пак-Далы и южного погружения Улутавского антиклинория.

С концом нижнего — началом среднего олигоцена связывается общее поднятие всей описываемой территории, захватившее и область Чу-Сарысуйской депрессии, в результате чего море отступает и на поверхности плоской сниженной суши развивается озерная трансгрессия, которой предшествовал размыв морских отложений.

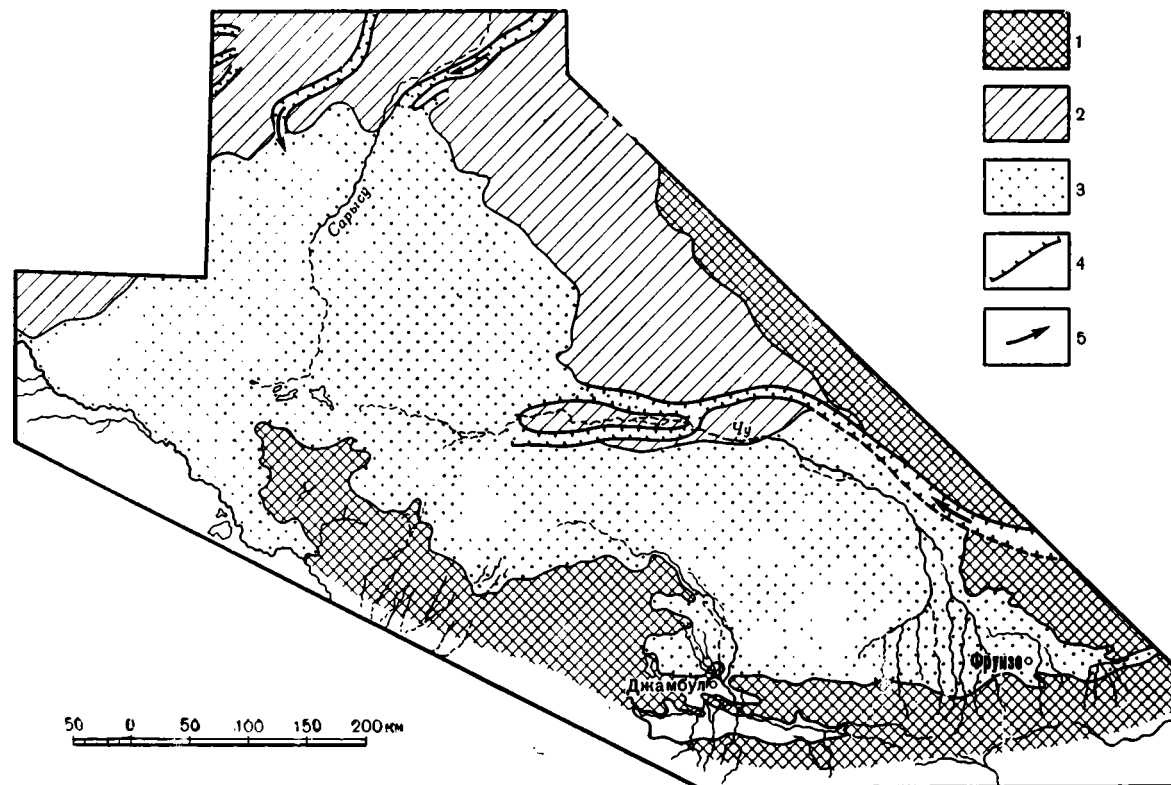
В связи с резко выраженной климатической зональностью (жаркий и сухой аридный климат в южных частях территории и умеренный гумидный в северных ее частях) характер отложений среднего олигоцена в различных частях территории отличается. На юге это красноцветные гипсоносные отложения, описанные нами под названием кендерлыкской свиты, на севере — пестроцветные угленосные осадки чиликтинской или болаттамской свит.

Граница аридной и гумидной зон в среднем олигоцене проходила примерно на широте 48° с. ш. Таким образом, область Чу-Сарысуйской депрессии целиком попадала в зону аридного климата, в нее же включалась и территория южного погружения Улутавского антиклинория и лишь в пределах эрозионно-тектонической депрессии верховьев Сарысу существовали гумидные условия, в связи с чем красноцветы кендерлыкской свиты Чу-Сарысуйской депрессии сменяются здесь угленосными отложениями чиликтинской свиты.

Новый этап в истории развития рельефа всего Центрального Казахстана связывается с верхнеолигоценовым временем (фиг. 54). Он характеризуется поднятиями в пределах нагорья, в области преимущественно древних положительных структур. Поднятия охватили прежде всего территорию Бурунтаусского горного пояса и область Улутавского антиклинория.

Чу-Сарысуйская депрессия продолжала оставаться областью накопления материала.

В связи с воздыманьем гор Бурунтау, за которым последовало поднятие и прилежащих частей Восточной Бет-Пак-Далы, оживление эрозионной деятельности привело к заложению древней долины Чу, верховья ее, видимо, находились где-то восточнее описываемой нами территории у подножья Чу-Илийских гор, может быть, в пределах долины Или. Западнее она, возможно, пересекала депрессию Саксаулдала, где отложения ее в настоящее время погружены под более молодые неогеновые и четвертичные осадки. Еще западнее верхнеолигоценовые аллювиальные отложения асказансорской свиты, выполняющие древнюю речную долину, прослеживаются в пределах территории Восточной Бет-Пак-Далы по правобережью Чу на расстоянии 140 км от лога Андассай до оз. Сарычеганак. К западу от оз. Сарычеганак верхнеолигоценовая долина разделялась на два рукава, один из которых прослеживается по левобережью современной долины Чу, восточнее уроч. Уланбель, а другой протягивается по правому ее берегу. В Чу-Сарысуйской депрессии (к западу от



Фиг. 54. Схема распределения областей поднятия и прогибания и развития речной сети в верхнем олигоцене.

1 — области интенсивных поднятий; 2 — области слабых поднятий; 3 — области прогибания; 4 — контуры речных долин; 5 — направление тока

оз. Большое Камкалы) русло реки растекалось на ряд рукавов, в результате чего образовалась широкая аллювиальная равнина верхнеолигоценового возраста, протягивающаяся до низовьев Сарысу и занимающая почти всю северо-западную часть Чу-Сарысуйской депрессии.

Отложения асказансорской свиты прослеживаются по обоим берегам Сарысу к югу от устья Каракингир, покрывая вершины столовых останцов. Некогда они занимали, видимо, всю площадь Присарысуйской части депрессии и лишь впоследствии в результате эрозии были расчленены на отдельные столовые останцы. На территории южного погружения Улутавского антиклинория аллювиальные галечники асказансорской свиты почти нацело размыты и сохранились лишь небольшими маломощными пятнами, намечая русла древних долин, стекающих с севера на юг по направлению к Чу-Сарысуйской депрессии.

В верхнем олигоцене граница аридной и гумидной зон сместилась к югу, в связи с чем красноцветы верхнего олигоцена появляются только в Средней Азии. Территория Чу-Сарысуйской депрессии, во всяком случае северо-западная ее часть, находилась в это время в пределах гумидной зоны и верхнеолигоценовые отложения представлены здесь сероцветами с широколиственной тургайской флорой и с индрикотериевой фауной млекопитающих.

Послеверхнеолигоценовый этап рельефообразования, падающий на начало миоцена, характеризуется новыми поднятиями в областях крупных положительных структур. Резкое усиление глубинной эрозии, связанное с этими поднятиями, привело к выработке древних долин. Упомянутые древние нижнемиоценовые долины преимущественно меридионального направления были установлены нами на территории южного склона Улутавского поднятия. Они же встречены и на Сарысу-Тенгизском водоразделе, где описаны Е. Е. Милановским (1957) в виде длинных извилистых ложбин до 5—10 км шириной, преимущественно северо-западного простирания. В. Ю. Малиновский (1958) указывает, что протягиваясь на северо-запад, они пересекают современные долины рек Кон и Гирей, скрываясь в области Шоиндыкульской депрессии. Несколько юго-западнее древние долины того же возраста следуют узким грабен-синклиналям в палеозойских породах, сохраняя то же направление. Ширина их здесь не превышает 2—5 км.

Согласно тому же автору, к этому времени приурочена выработка древней долины р. Нуры, местами врезанной в палеозойский фундамент на глубину не менее 100 м. В. Ю. Малиновский считает, что основная древняя долина р. Нуры прослеживается от верховьев р. Шерубай-Нура далее по долине Нуры до Ишима. Со стороны приподнятого к тому времени Тектурмасского антиклинория в нее впадали реки Пра-Байкара, Пра-Исень и Сулу-Медине. Глубокие эрозионные ложбины, связанные, по-видимому, с древней Нурой, вскрыты также между современным оз. Тенгиз и Нурой. В депрессии верховьев Сарысу этому этапу отвечает врезание новой гидросети на глубину до 70 м.

За поднятиями конца верхнего олигоцена — начала миоцена последовала эпоха относительного тектонического покоя и на огромной территории западной и центральной частей Казахского нагорья началась своеобразная озерная трансгрессия. Следы ее в виде глинистых отложений аральской свиты прослеживаются в настоящее время как во впадинах, так и на положительных элементах рельефа. Отложения этой озерной трансгрессии перекрыли все ранее выработанные эрозионные формы рельефа. Вероятно, и Чу-Сарысуйская депрессия была перекрыта аральскими отложениями, которые впоследствии в результате поднятий северо-западной части депрессии, последовавшими за поднятиями Улутау, были уничтожены размывом и сохранились в настоящее время лишь

в южных, наиболее прогнутых ее частях. Это тем более вероятно, что в районе Улутавского антиклинория, примыкающего с севера к Чу-Сарысуйской депрессии, отложения аральской свиты также сильно размыты и сохранились лишь в виде отдельных остаточных пятен в бортах древних долин.

Отложения аральской свиты имеют очень характерный однообразный состав на всей территории их распространения от Урала до Енисейского края. Вещественный состав глин аральской свиты, преимущественно зеленая их окраска, карбонатность и наличие в них гипса, а также сопутствующая им фауна млекопитающих и флора указывают на аридные условия их формирования. Таким образом, нужно считать, что в миоцене аридизация климата распространилась почти на всю территорию юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы.

Новый этап развития рельефа приходится на начало верхнего миоцена, в связи с вновь начавшимися поднятиями в области древних положительных структур (фиг. 55), в результате чего равнинный рельеф, выработанный нижнемиоценовой озерной трансгрессией, был снова сильно расчленен, поэтому в пределах нагорья в настоящее время мы находим осадки аральской свиты на различных гипсометрических уровнях.

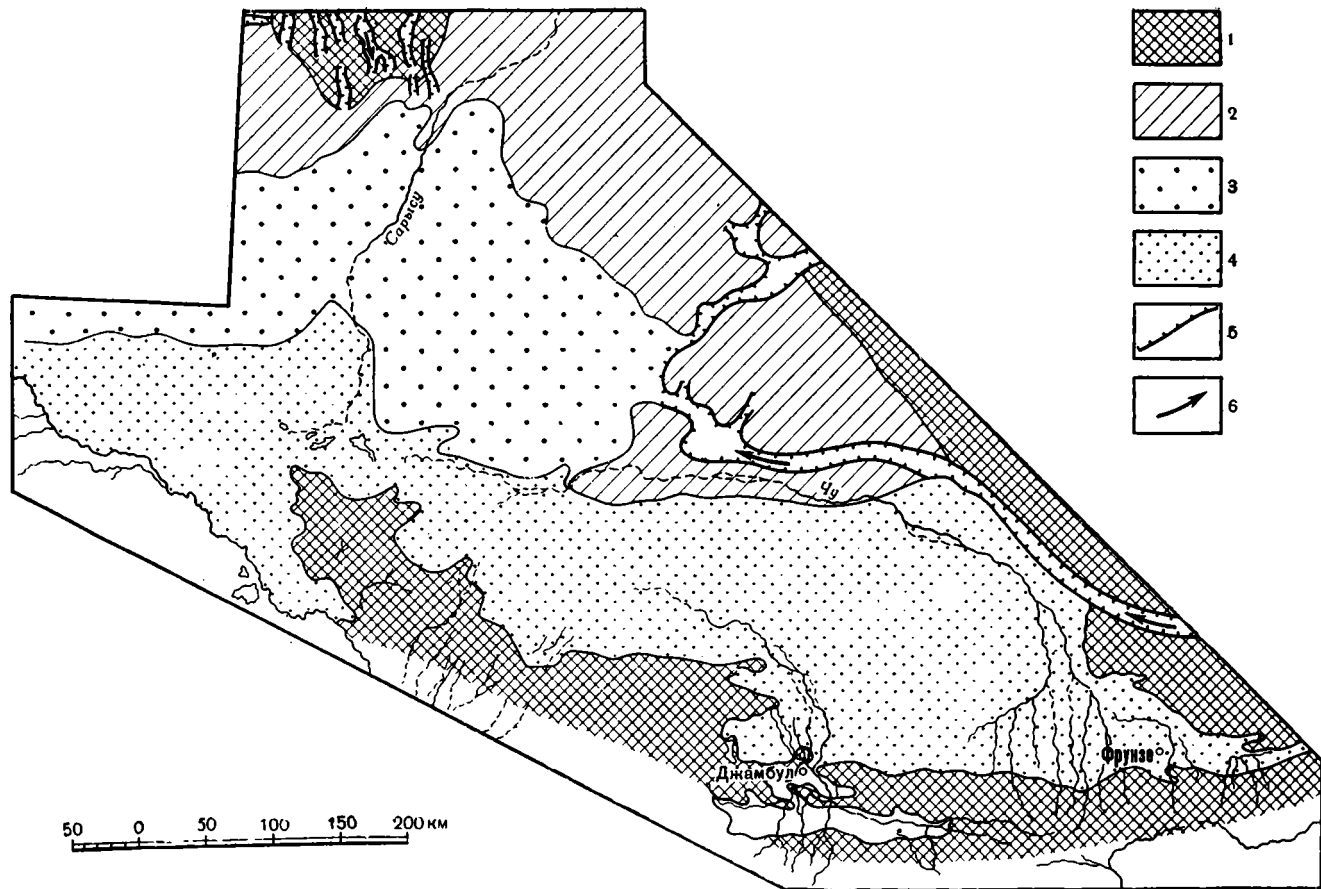
Верхнемиоценовые поднятия имеют резко дифференцированный характер. Наиболее интенсивно поднятия проявились в области южного обрамления Чу-Сарысуйской депрессии (хребты Киргизский и Каратау), довольно сильные поднятия испытывали также горы Бурунтау. Восточная часть Чу-Сарысуйской депрессии, расположенная между Киргизским хребтом и юго-восточной ветвью Бурунтаусских гор, и южная окраина западной части Чу-Сарысуйской депрессии испытали в это время значительное прогибание, о чем свидетельствует большая мощность осадков андассайской свиты, относимой нами к верхнему миоцену. Северная часть западной половины Чу-Сарысуйской депрессии, примыкающая к Улутавскому антиклинорию, была, по-видимому, захвачена поднятиями этого древнего массива, в результате чего отложения нижнего миоцена на ее территории были размыты. Верхнемиоценовые отложения здесь отсутствуют.

У подножья гор Бурунтау, Киргизского хребта, Каратау и на территории Улутау в это время формировались мощные делювиально-пролювиальные отложения, образовавшие обширные пологие шлейфы, в настоящее время уже сильно расчлененные.

В области южного погружения Улутау и на территории Восточной Бет-Пак-Далы началось врезание новой эрозионной сети.

Верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита) выполняли долину широтного простираения, расположенную к северу от верхнеолигоценовой долины Пра-Чу. Она прослеживается на расстоянии около 200 км от долины р. Карчингалы на востоке до меридиана оз. Жайляуколь на западе. К северо-востоку от оз. Буралкенынтуз верхнемиоценовая река, сильно разливаясь, образовывала аллювиальную равнину, что связано, вероятно, с выходом ее в область погружения того времени.

Заслуживает внимания и мнение В. И. Елисеева (1959), который считает, что это явление могло быть связано с испарением воды в засушливые периоды и загромождением русла наносами, что приводило к усиленному его блужданию. Другими словами, он определяет существование здесь внутриводной дельты, которыми так богата современная Чуйская долина. В. И. Елисеев отмечает, что к юго-востоку от сухого русла р. Карчингалы отложения андассайской свиты, входя в область муьды, расположенной на месте Гуляевских разливов, погружаются на большую глубину.



Фиг. 55. Схема распределения областей поднятия и прогибания и развития речной сети в верхнем миоцене.
 1 — области интенсивных поднятий; 2 — области слабых поднятий; 3 — области слабого прогибания; 4 — области интенсивного прогибания; 5 — контуры речных долин; 6 — направление стока

Истоки верхнемиоценовой Пра-Чу, видимо, более или менее совпадали с истоками древней верхнеолигоценовой долины, что подтверждается одинаковым минералогическим составом их аллювия, т. е. находились где-то в области современной долины Или. Аналогичные древние долины, выполненные отложениями андассайской свиты, прослеживаются и в более северных частях нагорья Восточной Бет-Пак-Далы.

В области южного погружения Улутавского антиклинория древние верхнемиоценовые долины, выполненные аллювиальными отложениями павлодарской свиты, в основном наследуют нижнемиоценовые ложбины стока. В результате последующих поднятий Улутау в антропогене они сохранились лишь в виде отдельных остаточных пятен в глубоких эрозионных депрессиях, вложенных обычно в нижнемиоценовые отложения.

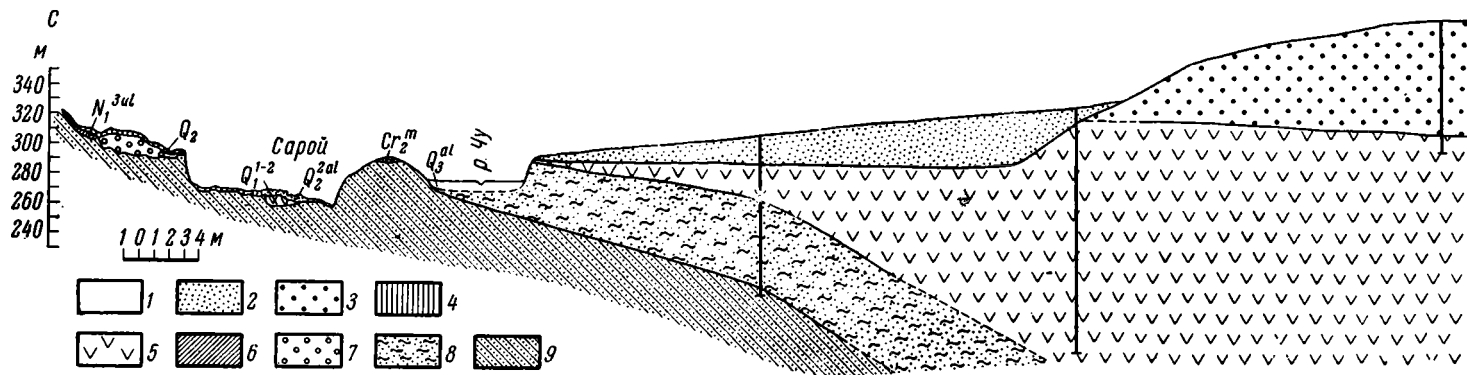
На всей территории юга Урало-Сибирской платформы в верхнем миоцене сохраняется аридный климат. Отложениям его присущи преимущественно зеленые или красные окраски, они сильно карбонатны и изобилуют гипсом. На это же указывает характер содержащихся в них органических остатков фауны и флоры (степные и полупустынные формы).

Антропогеновый период на всей территории Урало-Сибирской платформы характеризуется усилением тектонических движений, особенно мощных в окаймляющих ее с юга горных сооружениях. Движения эти резко дифференцированы. В это время возникают почти все выраженные в рельефе горные сооружения юга Урало-Сибирской платформы и сопутствующие им межгорные депрессии и впадины.

Интересно отметить, что эти движения большей частью унаследовали общий план герцинских движений, о чем свидетельствует приуроченность новейших областей поднятий к древним антиклинориям. Э. А. Сваричевская (1958), также отметившая этот факт, пишет, что в восточной и южной частях страны герцинские структуры имели линейный характер, в центральной — преимущественно брахискладчатый. Соответственно нижнеантропогеновые движения в районе хр. Чингиз, Чу-Илийских гор и Бурунтау выразились в образовании линейных структур, а в Центральном и Северном Казахстане возникли структуры типа куполовидных поднятий. Деформации хорошо фиксируются изгибанием древнего пещельного и тектоническими уступами, в основании которых выходят многочисленные родники. Первый этап в антропогеновой истории развития рельефа интересующей нас территории начинается интенсивным воздыманием хребтов Киргизского и Каратау и прогибанием примыкающих к ним южных частей Чу-Сарысульской депрессии, о чем свидетельствует большая мощность выполняющих ее осадков кеншагырской свиты, относимой нами к нижнему ярусу эоплейстоцена, которая в наиболее прогнутой части депрессии достигает 470 м (фиг. 56). Представлена она своеобразными тонко- и мелкозернистыми отложениями озерного типа и частично типа пролювия в том понимании, как его выделял еще А. П. Павлов (1898).

Горы Бурунтау также испытали в это время поднятия, но меньшей интенсивности, в результате которых мы имеем накопление в низах разреза грубообломочных пород, сменяющихся затем глинистыми отложениями кеншагырской свиты. У подножья гор Бурунтау эти отложения перекрывают осадки андассайской свиты и залегают на них с явным размывом. Мощность их здесь не превышает 5—6 м.

Улутавский антиклинорий, нагорье Восточной Бет-Пак-Далы и северные части западной половины Чу-Сарысульской депрессии также испытали в это время поднятия. На территории Улутау осадконакопление происходило лишь в глубоких эрозионных депрессиях, наследующих древние верхнемиоценовые ложбины. В северо-западной части Сарысульской депрессии началось усиленное эрозионное расчленение древней верхнеолигоценовой аллювиальной равнины.



Фиг. 56. Геологический разрез через долину р. Чу к востоку от оз. Камкалыколь. Составлен В. И. Елисеевым.
Стратиграфия кайнозоя по К. В. Никифоровой.

1 — голоценовые аллювиальные отложения; 2 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 3 — нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения; 4 — плейстоценовые делювиальные отложения; — эоплейстоценовые озерные отложения (кеншагырская свита); 6 — верхнемиоценовые аллювиальные отложения (андассайская свита); 7 — верхнеолигоценовые аллювиальные отложения (асказансорская свита); 8 — верхнемеловые морские отложения (буралкенынтаузская свита); 9 — палеозойские отложения

Конец эоплейстоцена характеризовался новым интенсивным поднятием горных сооружений на юге эпигерцинской платформы. В это время была заложена долина Чу, конфигурация которой была близка к современной (фиг. 57). Расположена она была у подножья Киргизского хребта, значительно южнее современной долины, что фиксируется наличием аллювиальных отложений соответствующего возраста, перекрывающих отложения кеншагырской или андассайской свит. Интенсивное поднятие испытали горы Бурунтау, которое произошло по вновь ожившим древним разломам Джалаир-Найманской зоны. Оно фиксируется надвигами пород палеозоя и протерозоя на отложения неогена и нижней половины эоплейстоцена (андассайской и кеншагырской свит) под углами до 45° и образованием верхнеэоплейстоценовых конгломератов типа верхнегобийских конгломератов. Эти конгломераты перекрывают упомянутые отложения в виде пролювиального шлейфа, ширина которого тем больше, чем интенсивнее проявлялись поднятия того или иного участка.

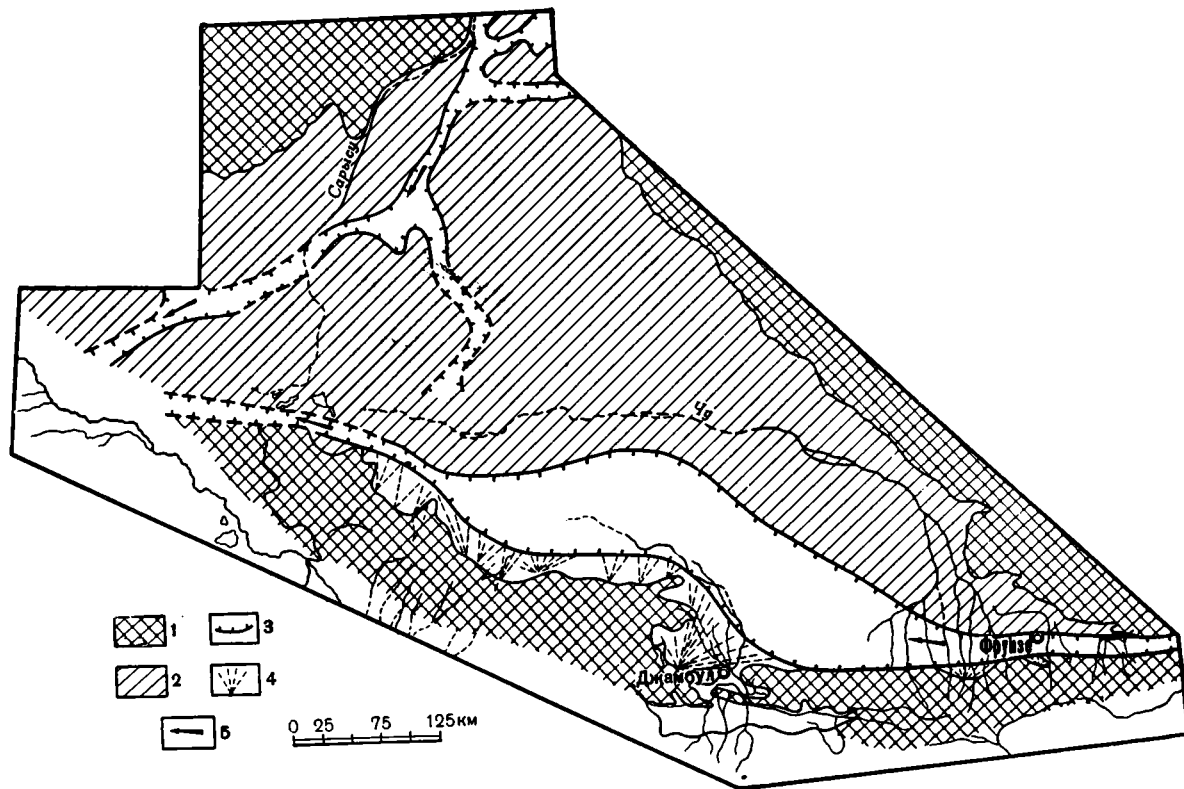
Наибольшая ширина пролювиального шлейфа наблюдается в юго-восточной части Бурунтаусского пояса у гор Хантау, к северо-востоку поднятие постепенно затухает и пролювиальный шлейф становится много меньше.

В западной части Чу-Сарысуйской депрессии к этому времени приурочивается заложение древней долины Сарысу. На исследованной нами территории она прослеживается по левому берегу современной долины от уроч. Карой на северо-востоке, где выражена в виде высокой террасы Сарысу. Отсюда древняя долина поворачивает почти прямо на юг, протягиваясь значительно восточнее современной долины и фиксируется песчаными массивами Жаманбарша, Толбылги и Муюнкум. Вблизи столового останца Тасбулак древняя долина вновь подходит к современной долине, пересекает ее и затем поворачивает резко к западу, к депрессии оз. Арыс. На западном берегу этого озера она фиксируется песчаными массивами Арыскуп, подходящими почти к долине Сыр-Дарьи, в которую и впадала в то время Пра-Сарысу.

В. Ю. Малиновский (1958) проследил древнюю долину этого времени к северу от данной территории. Она отмечена им на Сарысу-Тенгизском водоразделе, начиная от верховьев р. Куланутмес и далее на юго-запад к уроч. Караагаш. Между 189 и 58 разъездами древняя долина пересекает Сарысу. Здесь один рукав ее отходит к Кызылжару, а основная долина уходит на юго-запад в район оз. Бозлюб, откуда затем направляется к низовьям Коктаса, т. е. описанному нами выше участку древней долины. Характерной особенностью поверхности указанной древней долины, является дюнный рельеф слагающих ее песчаных массивов, возникших в результате последующей эоловой переработки аллювия.

Между двумя описанными участками древней верхнеэоплейстоценовой долины, несколько западнее окончания сухой рч. Коктас, проходит зона поднятий почти широтного простираения. Здесь в районе песков Толбылги на поверхности появляются породы палеозоя, представляющие собой, по-видимому, горстовое поднятие по разлому, ограничивающему его с севера. Вероятно, образование его связано уже с последующим нижнеплейстоценовым этапом в развитии рельефа, тектонические движения в течение которого нарушили древнюю долину, изменили направление ее стока и привели к заложению современной речной сети.

Один из рукавов древней долины Сарысу на широте столового останца Тасбулак ответвлялся к югу по направлению к соленому оз. Каракойн и подходил к современному плато Бет-Пак-Дала, протягиваясь, вероятно, далее к долине Чу. В настоящее время он теряется в депрессии этого



Фиг. 57. Схема распределения областей поднятия и прогибания и развития речной сети в конце эоценогена.

1 — области интенсивных поднятий; 2 — области слабых поднятий; 3 — контуры речных долин;
4 — прогибательные шлейфы; 5 — направление стока

озера, что связано с последующим поднятием упомянутого плато, преградившим ему путь на юг.

Таким образом, следующий этап в развитии рельефа интересующей нас территории, совпадающий с началом плейстоцена, характеризуется новым оживлением тектонических движений, которые привели к окончательному оформлению основных черт современного рельефа и заложению большинства современных долин (фиг. 58).

Важно заметить, что характер отложений плейстоцена довольно резко отличается от такового отложения эоплейстоценового времени. Если в эоплейстоцене, особенно в нижней его половине, еще резко сказывается общая аридизация климата (зеленые и красные окраски отложений, их гипсоносность и карбонатность), то в плейстоцене, несмотря на общую климатическую аридизацию, свойственную исследуемой территории, отмечается некоторое увлажнение, связанное с наступлением оледенения на севере Западной Сибири. Об этом свидетельствует накопление довольно мощных аллювиальных отложений, их серые и бурые окраски, хотя карбонаты и гипс остаются характерными и для них.

Периоды некоторого общего увлажнения климата чередовались, видимо, с более засушливыми, совпадающими с моментами отступления ледника, когда происходило развевание песчаных осадков и возникновение эолового рельефа, хотя основное формирование эоловых форм рельефа, как нам кажется, произошло уже позднее, на границе с современностью.

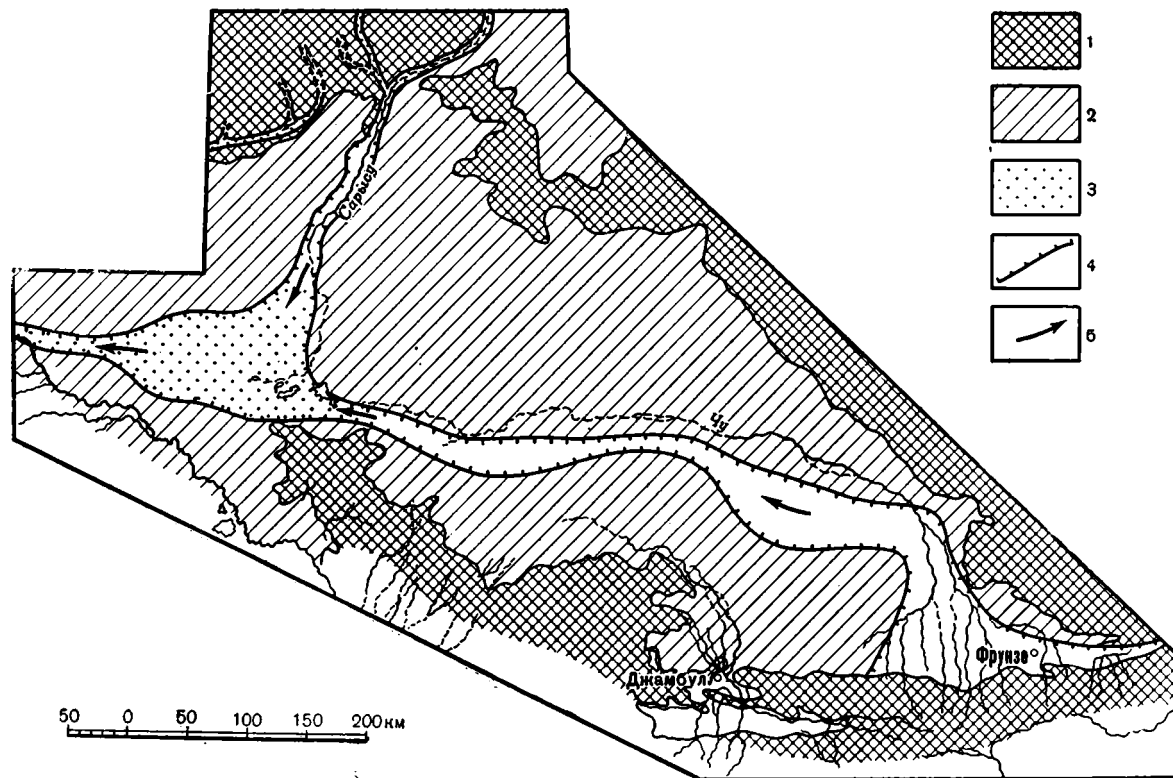
Ожившие в начале плейстоцена поднятия Киргизского хребта, более интенсивные, чем таковые гор Бурунтау, повлекли за собой постепенное сползание долины Чу к северу и северо-западу, что фиксируется наличием нижнеплейстоценового аллювия, слагающего II надпойменную террасу Чу.

К этому же времени относятся и общие сводовые поднятия территории Улутавского антиклинория и нагорья Восточной Бет-Пак-Далы, расположенной на склоне Казахского массива, сопровождающиеся поднятием локальных структур типа горстов по древним тектоническим швам. В связи с этим долина Сарысу на отрезке до устья р. Бахтыкарын «сползает» к западу и занимает современное положение, что отмечается наличием нижнеплейстоценовых террас (II надпойменная) на данном ее участке. В это время закладывается и долина р. Каракингир и ее притоков. Ниже устья р. Бахтыкарын в связи с дифференцированными движениями отдельных участков западной части Чу-Сарысуйской депрессии (поднятием в ее северной половине и погружением в южной, к югу от области Арыскульской депрессии) Сарысу подходу к области погружения, разливалась, образуя широкую аллювиальную равнину, остатки которой мы и находим в настоящее время в виде поверхности перекрытой маломощными отложениями нижнеплейстоценового аллювия, залегающими на морских палеогеновых отложениях, в области, расположенной к югу от современной Арыскульской депрессии.

Продолжающееся эрозионное расчленение Чу-Сарысуйской депрессии создает в западной ее части характерный ступенчатый столовый рельеф. В области нагорья Восточной Бет-Пак-Далы и Улутавского поднятия формируется водораздельный мелкосопочник.

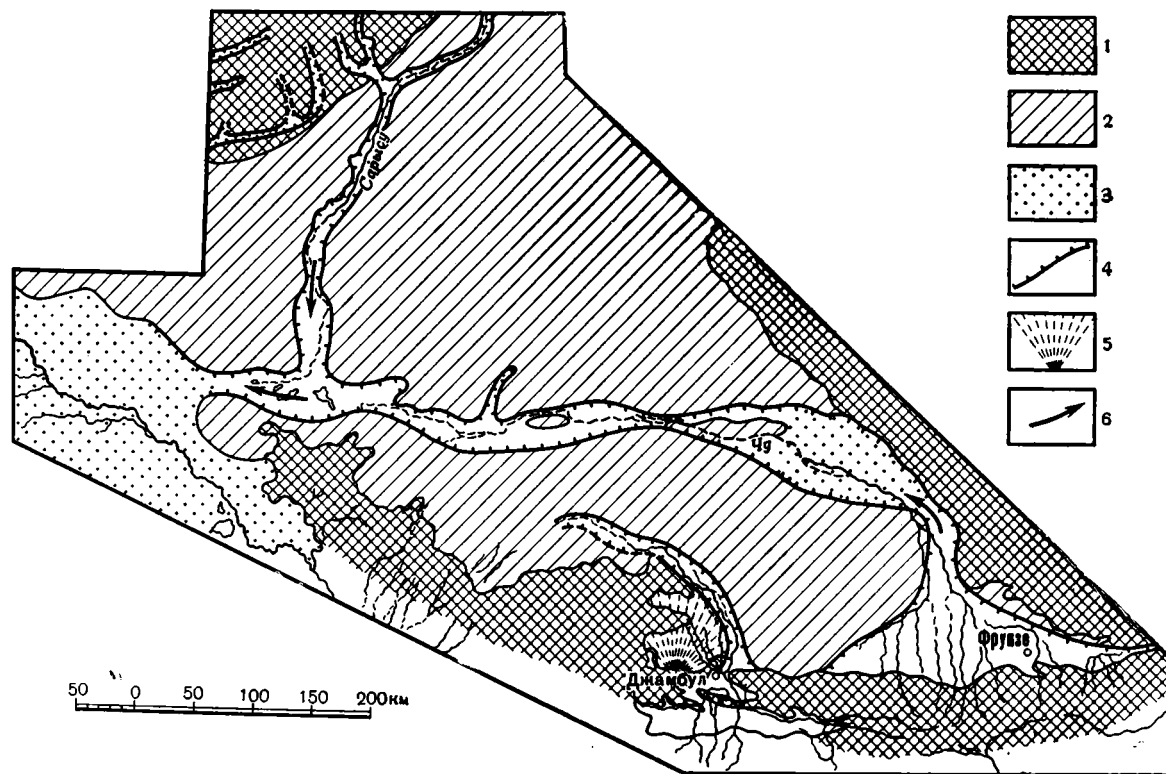
Несколько затухшие к концу нижнего плейстоцена движения в верхнем плейстоцене вновь оживают. Долина Чу еще более сдвигается к северу на место современной равнины Саксаулдала (фиг. 59, 60). Образованная ранее впадина Сарой используется в это время долиной Чу, дно ее находится ниже современного уровня Чу.

На основании различного положения ложа верхнеплейстоценового аллювия, как указано в главе I, можно предположить, что в пределах



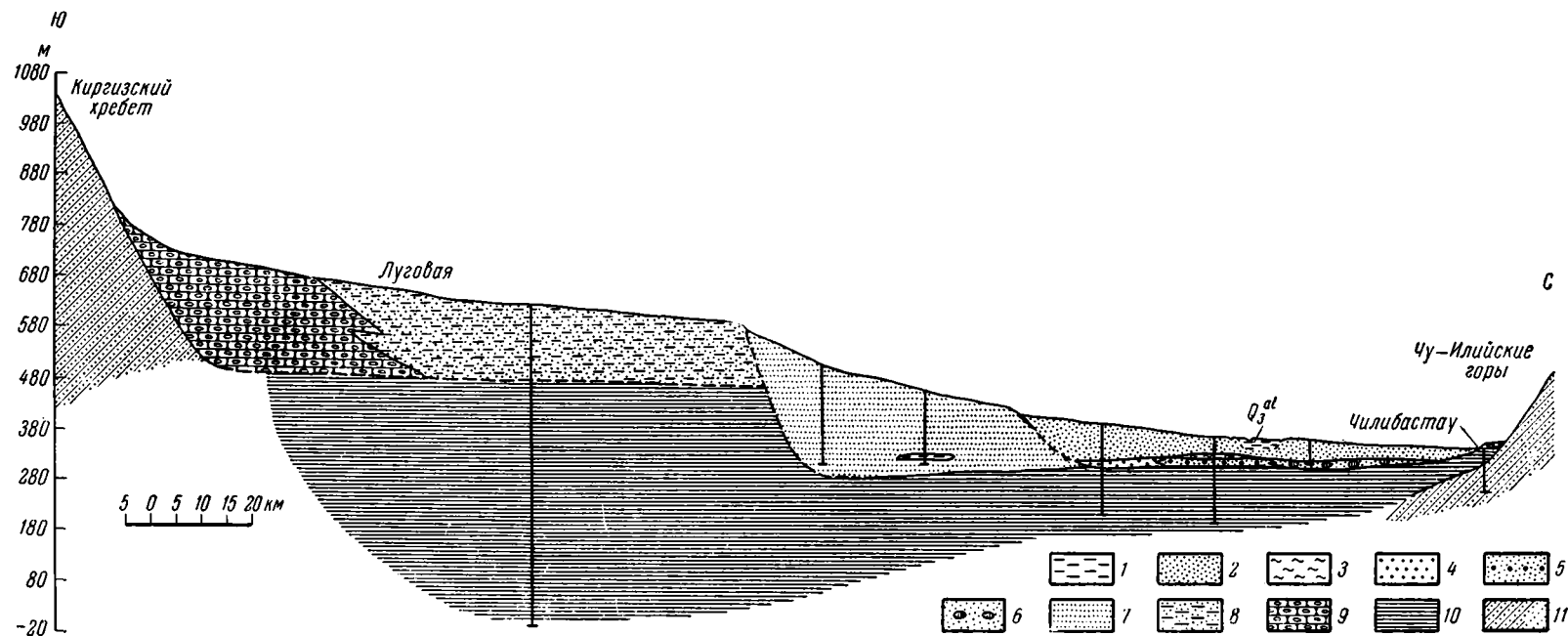
Фиг. 58. Схема распределения областей поднятия и прогибания и развития речной сети в нижнем плейстоцене

1 — области интенсивных поднятий; 2 — области слабых поднятий; 3 — области прогибания;
4 — контуры речных долин; 5 — направление стока



Фиг. 59. Схема распределения областей поднятия и прогибания развития речной сети в верхнем плейстоцене.

1 — области интенсивных поднятий; 2 — области слабых поднятий; 3 — области прогибания; 4 — контуры речных долин; 5 — пролювиальные шлейфы; 6 — направление стока

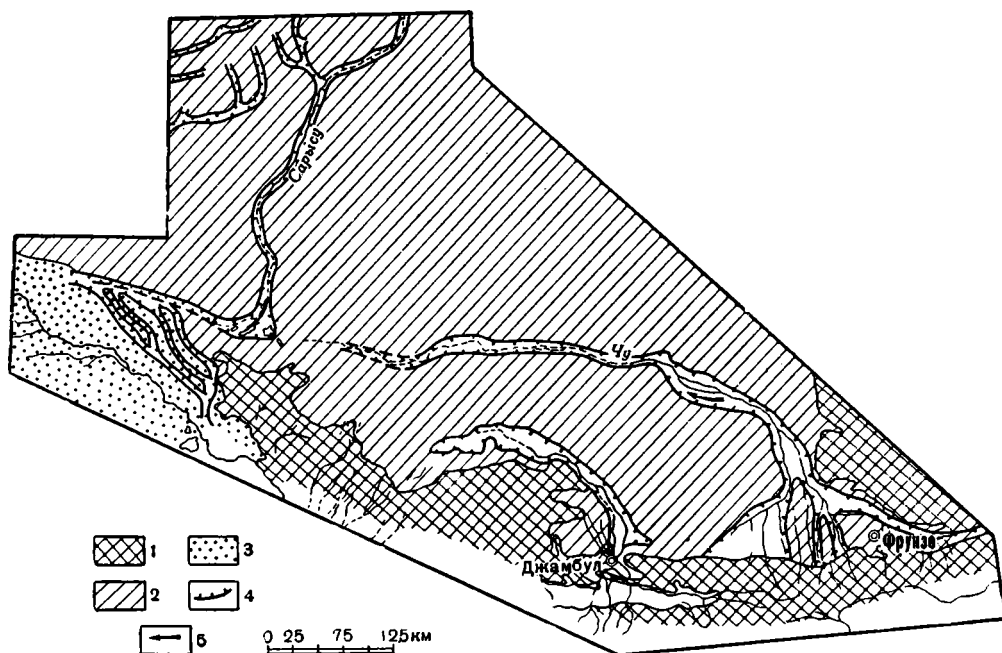


Фиг. 60. Схематический геологический разрез через Чуйскую впадину, от родника Чилибастай до станции Луговой. Составлен В. И. Елисеевым. Стратиграфия кайнозоя по К. В. Никифоровой.

1 — голоценовые суглинки; верхнеплейстоценовые: 2 — алевриты, 3 — глины, 4 — пески, 5 — пески гравийные, 6 — пески галечниковые; 7 — нижнеплейстоценовые алевриты; верхнеоплейстоценовые: 8 — алевриты, суглинки, супеси; 9 — конгломераты; 10 — нижнеоплейстоценовые глины; 11 — палеозойские отложения

бортовой части депрессии прослеживаются области относительно слабых поднятий и опусканий, намечающих положение отдельных молодых структур в большинстве случаев наследовавших более древние тектонические структуры.

Поднятия Улутавского антиклинория, влекущие за собой поднятия бортовых частей северо-западной части Чу-Сарысуйской депрессии, распространяются далее к юго-западу, захватывая и территорию современной Арыскульской депрессии, в связи с чем долина Сарысу ниже устья



Фиг. 61. Схема распределения областей поднятия и прогибания и развития речной сети в начале голоцена

1 — области интенсивных поднятий; 2 — области слабых поднятий; 3 — области прогибания; 4 — контуры речных долин; 5 — направление стока

р. Бахтыкарын и до нижнего широтного ее отрезка отодвигается вновь к востоку, занимая современное ее положение, что и фиксируется формированием I надпойменной террасы. В это время Сарысу, вероятно, впадала уже в долину Чу.

Область прогибания отодвигается еще более к югу, на территорию современной депрессии Дарьялыктакыр и широтного отрезка течения низовьев Сарысу, где формируется широкая аллювиальная равнина. Упомянутые отложения формировались в то время не за счет аллювия Сарысу, а за счет чуйского аллювия, так как самый нижний широтный отрезок Сарысу ниже Телекульских озер являлся в то время еще продолжением долины Чу. Таким образом, в верхнем плейстоцене в пределах Чу-Сарысуйской депрессии наметились две основные области прогибания, одна из которых фиксируется аллювиальной равниной Дарьялык-Такыр, а другая таковой же Саксаулдала. Примерно на тех же местах, но в более узких границах прослеживаются они и в голоцене.

Труднее выделить верхнеплейстоценовый этап образования рельефа в области Казахского массива; по-видимому, там продолжалось формирование мелкосопочного рельефа, начавшееся еще в нижнем плейстоцене.

В. Ю. Малиновский (1958) отмечает заметное поднятие в это время области Улутау по отношению к восточному борту Тургайского прогиба, что подчеркивается, по его мнению, контрастностью рельефа. Со стороны прогиба заходит слабо расчлененное плато, сложенное третичными породами. В районе самого Улутавского антиклинория на фоне общего воздымания происходит поднятие отдельных блоков по разломам преимущественно широтного и меридионального направлений. По границе с Тургайским прогибом наблюдается ступенчатый рельеф. Кроме того, интенсивное воздымание западной части Улутавского антиклинория ведет к перекосу поверхности и значительной переработке древних элементов рельефа на западе его.

В голоцене, начало которого характеризуется новыми интенсивными поднятиями в области ранее сложившихся положительных структур, формируются уступы I надпойменных террас и происходит образование пойменного аллювия.

В связи с поднятием северо-западного окончания хр. Каратау, как уже было указано, долина Сарысу перехватила низовья долины Чу и с этого времени последняя не имеет уже в низовьях живого потока, а русло ее разбилось на ряд отдельных плёсов, зарастающих камышом (фиг. 61).

Сарысу в начале голоцена широко разливалась по своей долине, что отмечается следами ее древних разливов, сохранившихся по сей день на поверхности равнины Дарьялыктаыр. В настоящее время в связи с усиливающейся аридизацией климата и тектоническим покоем русло ее также, как и русло нижней части долины Чу, лишившись живой силы потока, разобщено на отдельные высыхающие плесы, зарастающие камышом.

Нужно отметить, что еще в начале голоцена климат был более влажным, чем в настоящее время, в связи с чем появление пустынного ландшафта на территории Бет-Пак-Далы нужно связывать с совсем недавним периодом времени, не древнее второй половины голоцена. Это доказывается находками орудий неолитического человека в долинах ныне сухих логов и рек, во время поселения которого они, несомненно, были заполнены водой.

С периодами увеличивающейся аридизации климата в течение голоцена нужно связывать, очевидно, и главные процессы развезания песчаных осадков, создающих золотые формы рельефа современной пустыни Муюнкум, и образование сорово-дефляционных впадин, так широко распространенных на территории равнинных пространств Бет-Пак-Далы. В связи с тем, что они не имеют общего базиса эрозии и цикл развития их происходит почти независимо друг от друга, вся масса атмосферной влаги остается на поверхности пустыни, и в днищах впадин создается повышенная влажность. Это ведет к образованию солончаков и такыров, а в единичных случаях и озер.

В развитии современного рельефа Бет-Пак-Далы большую роль играет климатический фактор. Резко выраженный аридный климат, когда испарение во много раз превышает количество выпадающих в год осадков, и резкие суточные и годовые колебания температуры обуславливают энергичное физическое выветривание пород. Большое значение имеет также и деятельность ветра, перерабатывающего и переоткладывающего продукты выветривания.

Глава IV

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕЛОВЫХ И ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА УРАЛО-СИБИРСКОЙ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В НИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ¹

В данной главе мы будем касаться не только территории, непосредственно изученной нами, а постараемся рассмотреть более широкую область юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, куда входит и изученная нами территория. Это сделано для того, чтобы впервые выделенные нами осадочные формации молодых платформ и выведенные на основании их некоторые общие закономерности размещения ряда связанных с ними полезных ископаемых получили более широкое обоснование.

Как известно, с меловыми и третичными континентальными отложениями, слагающими верхнюю часть осадочного чехла так называемой Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, связан ряд месторождений полезных ископаемых, закономерности размещения которых изучены еще очень слабо. К их числу принадлежат бокситы, титановые и железные руды, бурые угли, в золе которых часто содержится германий, гипс, соли и др.² Месторождения бокситов распространены на восточном склоне Урала, в Мугоджарах, в Тургайском прогибе, в Центральном Казахстане, на Енисейском крыже, на Салаире и т. д.; наиболее известные из них следующие: Переволоченское, Кызылсайское и Каменское на Урале; Сорколь, Караколь и другие у западного подножия Мугоджар Талдык-Ащесай у восточного подножия Мугоджар; Верхнетобольская группа месторождений, Кушмурунская группа месторождений (Тургайский прогиб), Амангельдинское месторождение на восточном борту Тургайского прогиба; Акмолинская группа месторождений (и ряд точек к югу от Акмолинска) на Казахском нагорье, Белояровское месторождение в верховьях р. Уленты в Центральном Казахстане; месторождение Широкий лог на Салаире, Татарское на Енисейском крыже и др.

В Тургайском прогибе и в Западной Сибири (к северу от устья р. Подкаменной Тунгуски, на Томь-Яйском водоразделе) развиты богатые титановые россыпи, связанные с различными свитами третичных (в Тургае) и меловых (?) (в Западной Сибири) отложений. К третичным и меловым отложениям приурочены также месторождения оолитовых же-

¹ Работа была выполнена совместно с В. Н. Разумовой, которой проведены минералого-петрографические исследования.

² Марганцовые месторождения здесь не рассматриваются, поскольку они связаны с морскими формациями.

лезных руд в Северном Приаралье, в Тургайском прогибе, в Павлодарском Прииртышье и на юге Западно-Сибирской низменности. В Приаралье это Чагайская группа месторождений, месторождение Кокбулак и группа месторождений Чокусинской синклинали; в бассейне верховьев р. Тобола — Аятское, Лисаковское и Кировское месторождения; в Западной Сибири — Колпашевское месторождение, а также ряд рудопроявлений, установленных в последнее время в Павлодарском Прииртышье и на юге Западно-Сибирской низменности. Наконец, мы знаем месторождения бурых углей, приуроченных к тем же континентальным осадочным породам мелового и третичного возраста Урало-Сибирской платформы, которые в благоприятных геологических условиях (в зонах наибольшего прогибания) образуют пласты углей промышленного значения (Кашкартинский и Жиланчикский бурогольные бассейны), кроме того, они представляют несомненный практический интерес в связи с тем, что в золе этих углей часто содержится германий.

Как выяснено работами ряда исследователей, особенно за последние годы, месторождения бокситов, железных руд, титановых россыпей и бурых углей приурочены к различным стратиграфическим горизонтам и свитам мезо-кайнозойского разреза указанной обширной территории, причем вопросы генезиса ряда месторождений, а зачастую и их возраста, до сих пор остаются спорными. Поэтому для правильного направления поисковых работ необходимо выявление общих закономерностей их размещения, которые, несомненно, помогут и уточнению возрастного положения и выяснению генезиса месторождений некоторых из этих полезных ископаемых.

Стратиграфический метод не позволяет наметить такие закономерности. В связи с этим мы попытались подойти к их выявлению при помощи формационного анализа.

В отличие от В. В. Лаврова (1957), выделенные нами формации не укладываются в рамки отдельных стратиграфических горизонтов или свит, а имеют более широкое значение. Одна и та же формация может неоднократно повторяться в стратиграфическом разрезе; в то же время один и тот же стратиграфический горизонт в разных районах своего распространения может быть представлен различными формациями.

Изучение континентальных образований, широко распространенных на платформах и весьма многообразных, имеет ряд преимуществ по сравнению с геосинклинальными областями.

Осадконакопление на платформах обусловлено в основном двумя факторами. С одной стороны, это фактор тектонический, связанный либо с движениями самой платформы, либо с движениями окраинных складчатых сооружений. Тектонические движения, как мы видели выше, приводят к дифференциации платформ на различные структурные и геоморфологические элементы, что кладет свой отпечаток на характер и мощности отложений. В зависимости от преобладания того или иного источника снова возникают аллохтонные (принос материала из горных сооружений складчатого обрамления) и автохтонные (источник материала местный, платформенный) формации (Шатский и др., 1951). Другим не менее значительным фактором осадконакопления для платформенных условий является горизонтальная климатическая зональность. В зависимости от приуроченности к той или другой климатической зоне среди аллохтонных или автохтонных формаций платформ выделяются формации аридной и гумидной зоны (Страхов, 1956 ^{1,2}; Яншин, 1953). Взаимодействие двух указанных факторов (тектонического и климатического) приводит к образованию определенных естественных комплексов пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых тесно парагенетически связаны друг с другом, т. е. к образованию формаций

платформ в том определении, в котором понимают их Н. С. Шатский (1945, 1955 и др.) и Н. П. Херасков (1952).

Одним из характерных отличий платформенного осадконакопления от геосинклинального является развитие на платформах совершенно своеобразных формаций кор выветривания, являющихся источником большинства полезных ископаемых и континентальных отложений платформ. Коры выветривания образуются в определенных климатических и геоморфологических условиях (приподнятые плато), присущих только участкам платформы. Кроме того, для платформы характерно большое разнообразие фаций, свойственных континентальным отложениям, при их выдержанности на достаточно значительных расстояниях. Для приподнятых участков платформ характерна также «лоскутность» распределения континентальных отложений в пространстве.

В пределах юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы на территории Тургайского прогиба, Северного Приаралья, Центрального Казахстана, хр. Каратау и юга Западно-Сибирской низменности, включая ее Приенисейскую часть, выделяется ряд континентальных формаций, принадлежащих к автохтонной и аллохтонной группам¹, среди которых в свою очередь выделяются формации аридного и гумидного типа.

Среди формаций гумидного типа также можно выделить ряд подформаций. Подформации представляют собой часть формаций (Херасков, 1952). Если выделенные нами формации объединяют определенные естественные комплексы горных пород и минеральных концентраций, связанные довольно широким парагенезом, обусловленным взаимодействием климатического и тектонического (структурного) факторов на значительных по площади территориях, то выделение подформаций предполагает более узкий парагенез, который в нашем случае обусловлен в основном местными тектоническими факторами, действующими на сравнительно ограниченной территории и определяющими геоморфологические особенности области аккумуляции, а также характер осадков. Кроме того, состав пород, слагающих подформации, зависит от литологических особенностей размываемого субстрата.

Ниже мы перейдем к описанию формаций и подформаций (табл. 3)

Таблица 3

Континентальные осадочные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы

Тип формации	Автохтонная группа	Аллохтонная группа
Гумидный	Каолиновая пестроцветная формация Подформации: бокситоносная железистая железисто-кремнистая лигнитоносная	Полимиктовая сероцветная формация
Аридный	Зеленоцветная формация	Красноцветная формация

¹ Отнесение какой-либо формации к автохтонной или аллохтонной группам в значительной мере условно и проводится по заметному преобладанию того или иного материала. В автохтонных формациях может присутствовать примесь аллохтонного материала, а в аллохтонных формациях — автохтонного.

Формации гумидного типа Урало-Сибирской эпигерцинской платформы распространены на малоподвижных равнинных участках со слабо расчлененным рельефом и приурочены к зонам влажного умеренного и субтропического климата.

Преобладающими генетическими типами образований платформенных формаций гумидной зоны являются элювиальные (кора выветривания), делювиальные, аллювиальные, озерные и болотные образования. Мощность их обычно невелика и измеряется десятками, иногда первыми сотнями метров. Для всех отложений характерна пестрая (сочетание белых и красных оттенков), белая или серая окраска пород и преимущественно каолиновый их состав.

Наиболее распространенным видом гумидных формаций является каолиновая пестроцветная автохтонная формация. Значительно менее распространена полимиктовая сероцветная аллохтонная формация. Н. М. Страхов (1956 ^{1,2}) объединяет их в одну формацию гумидных равнин.

Каолиновая пестроцветная автохтонная формация

Несмотря на пестроту отложений, входящих в состав этой формации, в ней легко подметить ряд характерных петрографических признаков. Это преобладание тонкозернистых, глинистых и алевритовых пород. Пески и галечники имеют олигомиктовый или мономинеральный состав, часто целиком сложены кварцем. Глины чистые, каолиновые, белые и пестроцветные, иногда с примесью гидрослюдистого материала. Часто глины огнеупорные. Характерно присутствие хемогенных пород: красных бобовых железняков и бокситов, а также углистых примазок или скоплений углей. Карбонаты, кроме сидерита, обычно отсутствуют.

С отложениями этой формации связаны также россыпи драгоценных и редких металлов: золота, платины и титановых минералов в том случае, если для этого имеется соответствующий источник сноса и геоморфологическая обстановка — «наложенные формации» по Н. С. Шатскому (1955).

Для каолиновой пестроцветной формации характерна ее связь с древней корой выветривания. В одних случаях эта ассоциация весьма тесная и устанавливается по непосредственной приуроченности отложений каолиновой пестроцветной формации к областям мощного развития коры выветривания; в других же более отдаленная, когда переотложенные продукты коры выветривания перемещены на значительные расстояния. Тогда связь эта устанавливается только по парагенезу пород.

Каолиновые пестроцветные формации образуются в условиях как умеренного, так и субтропического гумидного климата. Отличить эти условия крайне трудно. Наиболее надежно они устанавливаются по флористическим и фаунистическим остаткам. Литологические особенности отложений этих двух типов гумидного климата практически не отличимы друг от друга, хотя возможно, что бокситы образуются только в условиях субтропического климата, в то время как в условиях умеренного климата их аналогом являются красные бобовые железняки. Среди каолиновой пестроцветной формации можно выделить несколько подформаций (см. табл. 3).

Бокситоносная подформация сложена белыми, красными и пестроокрашенными каолиновыми глинами, вмещающими гнезда бокситов. В некоторых разрезах отмечаются прослои кварцевых песков с каолиновым цементом, прослои и линзы углистых глин. Постоянными членами парагенеза минеральных концентраций бокситоносной каоли-

новой подформации являются гидрагиллитовые бобовые бокситы, красные бобовые железняки, угли, углисто-глиноземистые породы, иногда сахарные глины и сидериты. В ряде случаев бокситорудные отложения обнаруживают следы выветривания, вызывающие разубоживание бокситов, с образованием галлуазит-каолиновых глин.

Распространена эта подформация на территории, расположенной между 48° и 62° с. ш., где она тяготеет к склонам и внутренним частям выступов палеозойского фундамента, перекрытого мощным покровом коры выветривания. Пестроцветные каолиновые глины, вмещающие бокситы, развиты во впадинах рельефа. Генетически они представляют собой преимущественно озерные отложения. Мощности отложений обычно не велики, но в отдельных случаях при прогибании впадин мощность бокситорудных отложений может возрастать до нескольких сотен метров (Татарское месторождение на Енисейском кряже, Амангельдинское месторождение на восточном борту Тургайского прогиба).

В районах, где произошли позднейшие поднятия, бокситоносные отложения подвергаются денудации, но благодаря приуроченности к депрессиям рельефа они часто сохраняются даже на сильно эродированных участках (Казахское нагорье). Очень часто в районах развития известняков бокситоносные породы залегают в карстовых воронках (Режевские месторождения на Урале). При погружении территории бокситоносные отложения оказываются погребенными под более молодыми отложениями (Кушмурун). От подстилающей коры выветривания породы бокситоносной формации отделены не резко и нижняя граница их отбивается часто с большим трудом.

С этой подформацией связано большинство известных месторождений бокситов Урало-Сибирской платформы, хотя стратиграфически они приурочены к различным возрастным горизонтам. Так, на западе в Приуралье бокситовые месторождения приурочены к альб-сеноману (Каменское). В средней части Тургайского прогиба располагается Кушмурунское месторождение сеноманского возраста. В восточном борту Тургайского прогиба, на Казахском нагорье, на Салаире и на Енисейском кряже возраст бокситоносных свит датируется большинством исследователей (по данным спорово-пыльцевого анализа) как верхи мела — низы палеогена (Е. Д. Заклинская, К. В. Боголепов и др.)¹. В Чулымо-Енисейской впадине и Приенисейской части Западно-Сибирской низменности известны бокситовые месторождения апт-альбского возраста — кийская свита (Боголепов, 1955).

Таким образом, бокситоносная каолиновая подформация в разных регионах может иметь различный возраст, но в пределах от нижнего мела до низов палеогена (палеоцен — эоцен) включительно. Образование бокситов, по-видимому, совпадает со временем морских трансгрессий на территории Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба, которые были обусловлены общим опусканием континента. Повышение в связи с этим уровня грунтовых вод приводило к заболачиванию отдельных пониженных участков и образованию озерных котловин. В местах высачивания грунтовых вод из коры выветривания в озера и болота возникали месторождения бокситов. Этим, может быть, и объясняется перемещение вверх по разрезу возраста бокситовых месторождений вслед за перемещением береговой линии моря с юго-запада на северо-восток.

Ряд исследователей связывает образование бокситов с близким переносом и переотложением латеритов коры выветривания (Гинзбург, Рукавишникова, 1956).

¹ На Енисейском кряже бокситы приурочены к верхней части бокситоносной свиты и возраст самих месторождений датируется низами палеогена (эоцен).

Палеофлористические данные указывают на то, что формирование бокситоносной подформации происходило в условиях субтропического гумидного климата. Так, в апт-альбе среди листовых флор отмечается преобладание остатков гинговых и хвойных (секвой, кипарисовые, кедр, сосны), появляются листья платановых растений. В спорово-пыльцевых комплексах характерно появление пыльцы покрытосемянных типа каштана, дуба, платана. Большое значение имеют древовидные папоротники.

В нижних горизонтах отложений верхов мела — низов палеогена отмечается большое количество пыльцы типа миртовых, вересковых, протейных, березовых, присутствуют кипарисовые, таксодиевые и кедр. В верхних горизонтах развивается лесная растительность субтропического типа с миртовыми и восковниковыми и появляется уже широколиственная флора тургайского типа, что намечает переход к флорам гумидной умеренной зоны.

Железистая подформация встречается в тесной ассоциации с бокситоносной каолиновой подформацией и часто сменяет ее по простирацию. Эти смены, очевидно, связаны с изменением характера подстилающих пород. Так, если бокситоносная каолиновая подформация тяготеет к областям развития коры выветривания пород среднего и основного состава (порфиритов, диабазов, амфиболитов и др.), то отложения железистой подформации встречаются преимущественно в областях развития кислых или ультраосновных пород. В районе Семеновского бокситового месторождения Акмолинской группы смена бокситов песчанистыми бобовыми железняками происходит в области развития каолинизированных гранитов. Далее, на Кемпирсайском гипербазитовом массиве Ор-Илекского водораздела (Южный Урал) бокситы известны среди продуктов выветривания пород группы габбро, в области же серпентинитовых массивов бокситы сменяются бобовыми железняками. Это явление в свое время было описано еще А. Л. Яншиным (1937).

Для парагенеза пород железистой подформации характерна ассоциация каолиновых глин с красными бобовыми железняками. Красные бобовые железняки в области развития кислых пород сильно песчанисты. Изредка в ассоциации с песчанистыми бобовыми железняками встречаются гнезда сливных кварцитовидных песчаников, что намечает переход железистой подформации в железисто-кремнистую. Песчаный материал, как правило, плохо отсортирован и перемешан с глинистым.

В возрастном отношении железистая подформация заключена в тех же рамках, что бокситоносная, представляя собой безрудную (в смысле бокситоносности) фацию последней.

Железистая подформация особенно широко распространена в Тенгизской впадине, где она описана В. Н. Разумовой (1958₂) под названием коскакольской свиты.

Мощности отложений обычно не превышают 5—10 м.

Железисто-кремнистая подформация представлена комплексом осадков аллювиальных равнин предгорного шлейфа, расположенных у подножий слабо приподнятых плато с мощным покровом коры выветривания. Образование ее обусловлено поднятием плато и размывом коры выветривания. Поэтому породы этой подформации залегают обычно на подстилающих породах с резким размывом и в основании сложены кварцевыми галечниками.

Кварцевые пески, алевриты, кварцевые галечники, белые и пестроокрашенные каолиновые и монотермитовые глины представляют собой наиболее распространенные породы, слагающие эту подформацию. Для парагенеза их весьма характерно присутствие прослоев и гнезд кремнистых пород с криптокристаллическим кварцевым цементом, встречающихся

большей частью в сочетании с красными бобовыми железняками и красными железистыми песчаниками.

Эта подформация известна среди отложений апт-альба Приенисейской части Западно-Сибирской низменности в пределах той же кийской свиты, что и бокситоносная формация (Боголепов, 1957). Широкое развитие она получила в верхнем олигоцене Северного Приаралья, Тургайского прогиба и Казахского нагорья, где охватывает отложения чагайской и наурузмской свит (Яншин, 1953; Лавров, 1957; Разумова, 1957). На Енисейском кряже к ней относится нижняя подсвита бельской свиты (Боголепов, 1957). Мощность отложений, обычно не более 50 м. Палеофлористические данные для верхнего олигоцена указывают на образование этой подформации в условиях умеренного гумидного климата (широколиственная тургайская флора). В апт-альбе эта подформация образовывалась в условиях гумидного, но еще субтропического климата.

В отложениях этой подформации бокситы достоверно не установлены. Отсутствие их, вероятно, связано с аллювиальным характером осадконакопления. Присутствие хемогенных пород и кварцево-каолиновый состав отложений этой подформации указывает на наличие эпохи выветривания в период ее накопления.

Л и г н и т о н о с н а я п о д ф о р м а ц и я широко распространена в прибортовых частях Тургайского прогиба и Павлодарском Прииртышье. Постоянными членами парагенеза этой подформации являются гидрослюдисто-каолиновые глины, полевошпатово-кварцевые пески и слюдистые алевроиты, иногда с подчиненными прослоями лигнитов. Для нее характерно слабое развитие хемогенных пород: встречаются лишь редко рассеянные марганцево-железистые бобовинки, желваки барита, а в углистых прослоях появляется марказит, иногда разложенный с образованием ярозита и вторичного гипса.

Отложения этой подформации представляют собой осадки крупных озерных водоемов зоны умеренного гумидного климата или отложения широких аллювиальных равнин. Лигнитоносная каолиновая подформация известна в бассейне рек Ирғиз и Улькаок в отложениях апт-альба и сеномана в прибрежных фракциях среднего и верхнего эоцена (Михайлов, 1957). Она же прослеживается в среднем олигоцене Тургайского прогиба (чиликтинская свита, — Яншин, 1953) и на западном склоне Казахского щита (чиликтинская и кутанбулакская свиты среднего олигоцена). В более восточных районах (Павлодарское Прииртышье) к ней относятся II и IV свиты, выделенные нами (Никифорова, 1953, 1957) (средний и верхний олигоцен). В восточной приенисейской части Западно-Сибирской низменности ей отвечают сенонские отложения касской свиты (Боголепов, 1957).

К этой подформации в среднем и верхнем олигоцене приурочена широколиственная тургайская флора с некоторой примесью жестколистной, ксерофильной, а также индрикотериевая фауна. В сеномане также господствует широколиственная, платановая флора. Климат гумидный, умеренный; в апт-альбе — субтропический.

Появление полевых шпатов и слюды в отложениях лигнитоносной каолиновой подформации указывает, что во время ее формирования эрозионный врез достиг значительной глубины, вследствие чего в составе пород среди обломочного материала появляются уже мало разложенные минералы. Мощность отложений обычно укладывается в первую сотню метров.

К отложениям этой подформации приурочены россыпи титановых минералов (ильменит, рутил, циркон, местами монацит). По данным В. С. Трофимова, наиболее интересными в промышленном отношении и наиболее широко распространенными в Тургае являются россыпи среднего олигоцена (чиликтинская свита). За ними следуют россыпи верх-

него олигоцена (чаграйская свита). В южных частях Тургайского прогиба имеются незначительные россыпи в нижней части среднего олигоцена (кутанбулакская свита). Россыпи чиликтинского возраста (в основном аллювиальные) приурочены к широким аллювиальным равнинам. Не исключена возможность присутствия россыпей озерного генезиса, приуроченных к озеровидным расширениям речных долин. Чаграйские россыпи связаны преимущественно с аллювиальными отложениями, хотя не исключено наличие их и в пролювиальных отложениях (конусы выноса).

Литология слагающих Тургайский прогиб континентальных олигоценовых отложений, их минеральный состав, уменьшение гранулометрического состава в юго-восточном направлении и ряд других признаков указывают на то, что источником кластического материала россыпей в основном являются палеозойские породы западного обрамления Тургайского прогиба (Урал и отчасти Мугоджары). Принос материала с Казахского нагорья был весьма ограничен.

К этой же подформации приурочены и многочисленные угольные проявления. Максимальная мощность пластов угля наблюдается в зонах наибольшего прогибания (Кашкаратинский и Жиланчикский бассейны).

В Приаралье, Тургае, Павлодарском Прииртышье и на юге Западно-Сибирской низменности с отложениями лигнитоносной подформации связаны месторождения оолитовых железных руд лептохлоритового состава. Они встречаются в кутанбулакской и чиликтинской свитах среднего олигоцена Северного Приаралья и Тургай (Формозова, 1953, 1959), а на юге Западно-Сибирской низменности и в Павлодарском Прииртышье, кроме того, известны и в чаграйской свите верхнего олигоцена — IV свита К. В. Никифоровой (Никифорова, 1953; Зальцман, 1957). Из первичных аутигенных образований в железорудных отложениях обычны углистые и гумусированные прослои с янтарем, желваки серного колчедана, иногда сидеритовые и известковистые прослои и стяжения; из вторичных отмечаются ярозитовые и лимонитизированные желваки гипса.

По данным Б. Е. Антыпко (устное сообщение) и И. Г. Зальцмана (1957), на юге Западно-Сибирской низменности железные руды связаны с озерно-дельтовыми и прибрежно-озерными осадками.

Полимиктовая сероцветная аллохтонная формация

Полимиктовая сероцветная формация относится к группе аллохтонных. Образование ее связано с поднятием в основном в области Среднеазиатского горного пояса, а также гор Улутау и Мугоджар, за счет разрушения которых и происходило ее формирование. В отличие от каолиновой пестроцветной формации в составе глинистых осадков этой формации каолинит отсутствует, его заменяет гидрослюда. К основному кварцевому составу песчаных и алевритовых фракций примешивается полевой шпат и слюды. Среди галечников отмечается примесь материала местных пород. Мощности отложений не превышают десяти метров.

Описываемая формация широко распространена в верхнем олигоцене Бет-Пак-Далы. Она является монофациальной (асказансорская свита; Никифорова, 1957) и представлена отложениями аллювиальных равнин и речных русел. Для парагенеза пород характерны косослоистые кварцевые пески и галечники, иногда с примесью материала местных пород, полевомшпатово-кварцевые слюдястые алевриты и светлоокрашенные, почти белые и серые гидрослюдистые глины. Из вторичных минеральных образований отмечается цементация песков и галечников карбонатом

кальция. Для тяжелой фракции характерно присутствие малоустойчивых минералов (эпидот, роговая обманка и др.).

К отложениям этой подформации приурочены единичные находки алмазов в россыпях. Большие скопления индрикотериевой фауны и широколиственная тургайская флора говорят о гумидном типе осадконакопления этой формации в условиях умеренного климата.

ФОРМАЦИИ АРИДНОГО ТИПА

Формации аридных зон эпигерцинской платформы существенно отличаются от формаций описанных выше гумидных зон. Они слагаются теми же генетическими типами отложений, но иного литологического характера. Здесь преобладают делювиальные и пролювиальные отложения, которые постепенно замещают озерные и аллювиальные отложения гумидных формаций. Отложения аллювиального типа сохраняются преимущественно в переходных зонах. Озерные отложения приобретают существенно иные черты, в них накапливаются хемогенные карбонаты и гипсы. Меняется и характер элювия: элювий становится красноцветным или приобретает щебенчатый характер.

В минералогическом составе осадков существенное значение приобретают минералы монтмориллонитовой группы и гидрослюда. Местами появляются магnezиальные силикаты и хлориты. Большое значение приобретают карбонаты и гипс.

Для всех отложений аридной зоны характерна красная окраска пород или сочетание красной окраски с зеленой. В некоторых случаях преобладают зеленоцветные породы. Мощность отложений обычно сравнительно невелика и не превышает первых сотен метров. Только приближаясь к Среднеазиатскому горному поясу, мощность осадков резко возрастает (иногда до 4000—5000 м) и они приобретают характер моласс.

Как и в гумидной зоне, здесь также выделяется две группы формаций — автохтонные и аллохтонные. Автохтонные формации по-прежнему тяготеют к Тургайскому прогибу и Казахскому нагорью, аллохтонные развиты по южным окраинам Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. К автохтонной группе здесь относится зеленоцветная формация, к аллохтонной — красноцветная.

Зеленоцветная автохтонная формация

Зеленоцветная автохтонная формация широко распространена в миоцене: это аральская и павлодарская свиты Тургая, Казахского нагорья, Павлодарского Прииртышья и юга Западно-Сибирской низменности; сюда же относится селетинская свита Прииртышья (низы антропогена).

В озерных фациях отложения зеленоцветной формации представлены зелеными и зелено-серыми монтмориллонитовыми глинами с округлыми друзами первичного гипса, линзами конкреционных мергелей и редко рассеянными марганцовыми бобовинами. В речных фациях зелено-серые монтмориллонитовые глины переслаиваются с песками и алевролитами полимиктово-кварцевого состава. Распространение их ограничено древними долинами. В отличие от озерных отложений, гипс большей частью отсутствует. Таким образом, характерной особенностью данной формации является постоянная окраска преобладающих в ней глинистых пород в различные оттенки зеленого цвета. В некоторых разрезах отмечаются линзы и пятна вишнево-красного цвета. Известняки этой формации никогда не обнаруживают правильной слоистости. Они всегда пещеристы, пористы, содержат примесь глинистого материала, резко различаются в со-

седних участках по плотности и производят впечатление конкреционных образований.

Характер отложений озерных фаций, типичным представителем которых является аральская свита, указывает на образование их в спокойных тектонических условиях на предельно выравненной поверхности, в системе сообщающихся озерных водоемов. Мономинеральный кварцевый состав песчаного материала и примесь в нижних горизонтах толщи каолинита говорят об образовании этого комплекса пород в ряде случаев за счет перемыва и переработки коры выветривания. Речные фации зеленоцветной формации (наиболее характерные для павлодарской и селетинской свит) отлагались в условиях иного тектонического режима. В связи с омоложением антиклинальных платформенных структур, вызванным новейшими поднятиями и усилением эрозии, озерные фации сменяются русловым аллювием, в результате чего низы павлодарской свиты обычно представлены песками и галечниками, содержащими примесь полимиктового материала. В озерных расширениях рек и в старицах отлагались осадки, близкие аральской свите. Мощности отложений обычно не превышают 30—40 м.

В отличие от описываемой ниже красноцветной формации, зеленоцветная формация отлагалась в стабильных субаквальных условиях. Характер фауны и флоры указывает на господство степных условий при общей аридизации климата (травянистая растительность и фауна позвоночных, обитатели степных ландшафтов: грызуны, стадные копытные, наземные черепахи, страусы).

В Среднеазиатском горном поясе зеленоцветной автохтонной формации, по-видимому, соответствуют отложения низов Тянь-шаньского комплекса. Последние представлены осадками замкнутых озерных бассейнов (зеленые глины, мергели), отлагавшихся в условиях умеренного аридного климата. Мощность отложений достигает здесь более 1000 м. Для этой формации характерно присутствие солей (тенардит, мирабилит, глауберова и каменная соли) и гипса. Отложение ее связано с усилением молодых движений в Тянь-Шане и мощной аккумуляцией в прогибах. На примере этой формации особенно отчетливо выявляется роль молодых движений. В связи с интенсивным погружением областей аккумуляции в них создаются постоянные субаквальные условия и происходит накопление зеленоцветных формаций, но гораздо большей мощности.

Так же, как и описанная ниже красноцветная формация, зеленоцветная формация распространяется за пределы эпигерцинской платформы. Отложения ее встречаются как на юге Русской платформы (скифские глины), так и в пределах Сибирской платформы и ее южного и западного обрамления. Везде она связана с красноцветной формацией взаимными переходами.

Красноцветная аллохтонная формация

Развита на юге Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Осадки ее неоднократно повторяются в старатиграфическом разрезе мезо-кайнозоя.

В связи с перемещением во времени границ аридной зоны наблюдается и соответственное сдвигание красноцветной формации к югу или к северу. Так, в верхнем мелу (турон, сантон) осадки красноцветной формации известны примерно до 48° с. ш. В среднем олигоцене она развита почти в тех же границах, типичным представителем ее является кендерлыкская свита Сарысуйской депрессии и Джекказганской мульды (Никифорова, 1957) и кызылкульская свита Каратау (Разумова, 1957). В верхнем олигоцене и нижнем миоцене распространение отложений красноцветной формации сдвигается к югу и она известна лишь в пределах

Северной Киргизии и Ферганы (массагетский ярус). Широкое распространение имеет красноцветная формация в более верхних горизонтах стратиграфического разреза (с верхов миоцена до низов антропогена). В это время она развита уже не только на территории эпигерцинской платформы, но и в различных структурных зонах далеко за ее пределами. Есть она на юге Европейской части СССР, на Урале, в Тургайском прогибе, на Казахском массиве, в Зайсанской впадине, на Салаире, в Енисейском кряже, в южном обрамлении Сибирской платформы, в бессточных замкнутых впадинах Восточного Забайкалья, Монголии и Северном Китае; образование ее связано, видимо, с аридным климатическим поясом, существовавшим в это время на всей указанной территории.

Несомненно, что при более детальном изучении эта формация будет разделена на ряд самостоятельных формаций.

Для парагенеза отложений красноцветной формации характерны красно-бурые глины гидрослюдистого состава, зеленые и зеленовато-белые мергели, известковистые журавчики и иногда марганцовые стяжения. Местами в большом количестве содержится гипс. В нижних частях разреза появляются пески и галечники. Генетически это озерные и пролювиальные отложения, иногда переходящие в аллювиальные. Характерной особенностью глин является примесь алевроитового материала. Состав глин гидрослюдистый с примесью минералов монтмориллонитовой группы, принадлежащих иногда магнезиальным разностям. Состав песчаного и галечного материала полимиктово-кварцевый. Мощность отложений обычно составляет десятки и первые сотни метров.

В озерных отложениях этой формации (кендерлыкская свита) макрофауна и флора отсутствуют, за исключением единичных находок солоноватоводных водорослей и фауны остракод. В аллювиальных и пролювиальных отложениях различных свит верхнего миоцена встречен комплекс фауны степного типа: гиппарионы, мастодонты, парнокопытные, черепахи, страусы.

На Урале с фациями ложкового аллювия этой формации связаны россыпные месторождения алмазов. Нередко встречаются россыпи золота и платины (Урал, Салаир, Алтай). Нужно, однако, оговориться, что россыпи как драгоценных металлов, так и алмазов не могут считаться обязательным членом парагенеза данной формации. Для их появления необходимо наличие соответствующих источников сноса, т. е. материнских пород, обогащенных тем или иным полезным компонентом, и соответствующие геоморфологические условия. В случае накопления россыпных месторождений отложения данной формации можно относить к типу вторичных или «наложенных формаций».

На крайнем юго-востоке, в области Среднеазиатского горного пояса, кроме отложений верхних горизонтов третичного разреза (нижний миоцен, верхний и средний олигоцен), в красноцветную формацию включаются верхнемеловые отложения, а частично и нижний мел, но здесь они носят более резко выраженные аридные черты, а верхние горизонты (нижний миоцен, верхний и средний олигоцен) местами приобретают молассовый характер. В отложениях отшнурованных лагун появляются соли и гипс. Мощность осадков местами достигает сотен и тысяч метров. По характеру отложений и мощностей их можно относить к типу формаций межгорных и предгорных впадин. Примером является киргизский красноцветный комплекс Северной Киргизии, который в нижних горизонтах датируется верхним мелом (кости динозавров), а в верхних — олигоцен-миоценом. Здесь с этой формацией связан уже пной комплекс полезных ископаемых: гипс и соли. Красноцветный комплекс Северной Киргизии имеет сложное строение, и, вероятно, складается рядом красноцветных формаций.

У северной границы аридной зоны верхнего мела (турон-сантон) красноцветная формация несколько меняет свой облик и осадки ее несут переходный к гумидному типу характер. Гумидные черты проявляются в аллювиальном и озерном их генезисе и присутствии в глинистых фракциях каолинита, а аридные — в красноцветной окраске пород, в преобладающем гидрослюдисто-монтмориллонитовом составе глинистых фракций и появлении карбонатов.

В этом переходном типе аллювиальные отложения представлены в основном косослоистыми полимиктовыми песками с монтмориллонит-каолиновым и монтмориллонитовым цементом, сменяющимися полимиктово-кварцевыми галечниками, иногда содержащими примесь палеозойских пород. Пескам и галечникам подчинены прослои гидрослюдистых алевроитов и красных монтмориллонит-гидрослюдистых глин. Глины бескарбонатные, а среди песков и галечников постоянно встречаются линзы и гнезда известковистых песчаников и конгломератов. Аутигенные минеральные скопления представлены линзами бурых железняков, стяжениями псиломелана или сажистыми скоплениями вада. Обломки древесины, как правило, представлены кремнистыми фитоморфозами. В озерных фациях преобладают зеленовато-белые монтмориллонит-каолиновые глины и алевроиты, иногда с красноцветным элювием на поверхности, содержащие прослои красных железняков и пиритизированных лигнитоносных глин.

К такому переходному типу могут быть отнесены красноцветы турон-сантона Чуйской синеклызы, предгорий хр. Каратау, правобережья Сыр-Дарьи, развитые в районе сора Карой (гора Шах-Шах), и турона юга Тургайского прогиба (Михайлов, 1957). Они характеризуются фауной динозавров и широколиственной флорой, что подчеркивает их переходный к гумидному типу характер.

В бассейне рек Ирғиз и Ульёкояк континентальные отложения этой формации переходят в морские отложения терригенно-глауконитовой формации Н. С. Шатского (1955).

На этом мы заканчиваем описание формаций меловых и третичных континентальных отложений южной части Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Из сказанного видно, что в основном здесь выделяются четыре вида формаций: каолиновая пестроцветная, полимиктовая сероцветная, зеленоцветная и красноцветная. Эти формации закономерно сменяют одна другую с севера на юг при переходе из палеогумидной зоны в палеоаридную и в вертикальном направлении (фиг. 62).

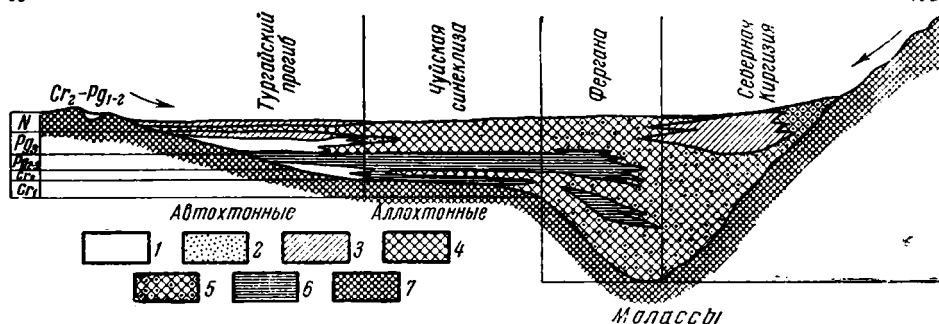
В мезозое (в верхнем мелу, а частично и с верхов нижнего мела) смена аридной красноцветной формации гумидной каолиновой пестроцветной происходит примерно на 48° с. ш. Эта же граница сохраняется в общем и в среднем олигоцене (фиг. 63). В верхнем олигоцене граница аридной и гумидной зон смещается к югу, в связи с чем красноцветы верхнего олигодена появляются только в Средней Азии. В миоцене аридизация климата распространяется почти на всю описанную территорию, благодаря чему на смену каолиновой формации мела и палеогена зоны гумидного климата всюду приходят зеленоцветная и красноцветная формации аридной зоны.

Смена формаций гумидных и аридных зон не всегда четко устанавливается и часто растягивается на значительную территорию. Смена красноцветных формаций аридной зоны зеленоцветными контролируется главным образом тектоническим фактором. Так, например, на выравненных, малоподвижных участках Тургайского прогиба и Западно-Сибирской плиты существовала в верхнем миоцене и эоплейстоцене система озер, где в связи со стабильными субаквальными условиями накапливались зеленоцветные формации. В это же время на приподнятых участ-

ках палеозойского фундамента осадконакопление происходило при наличии чередования субаквальных и субаэральных условий, при большой роли последних, в связи с чем здесь в ряде случаев формировались красноцветные формации (Урал, Енисейский кряж). Влияние тектонического фактора особенно четко проявляется в распределении подформаций гумидной зоны. Так, близ Енисейского кряжа бокситоносная каолиновая подформация прослеживается лишь в пределах узкой возвышенной полосы вдоль самого Енисейского кряжа (кийская свита К. В. Боголепова), а в районе Чулымской и Касской депрессии она сменяется железисто-кремнистой каолиновой подформацией (также относящейся к кийской свите), в которой бокситы уже отсутствуют, но появляются лигниты, кремнистые породы и титановые россыпи (Боголепов, 1957).

СЗ

ЮВ

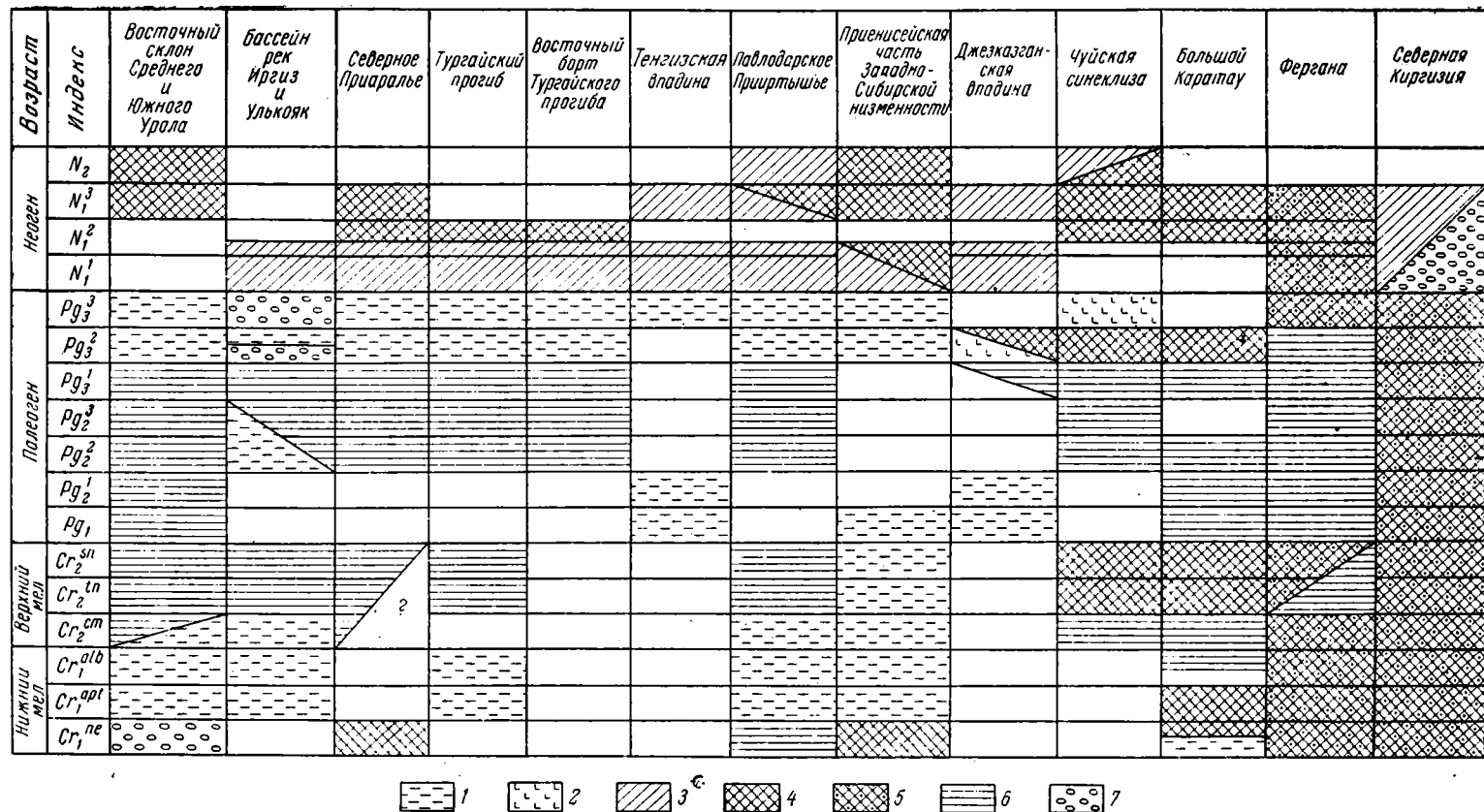


Фиг. 62. Схема распределения континентальных формаций в мезо-кайнозойском разрезе юга Урало-Сибирской платформы.

1 — пестроцветная каолиновая формация; 2 — сероцветная полимиктовая формация; 3 — зеленоцветная формация; 4 — красноцветная формация; 5 — красноцветная формация зоны моласс; 6 — морские формации; 7 — палеозой

Особенно ярко сказывается роль тектонического (структурного) фактора в осадконакоплении межгорных котловин и предгорных впадин. Здесь климат играет уже подчиненную роль, а главным определяющим фактором является резко выраженный тектонический рельеф. В предгорных впадинах и межгорных котловинах происходит образование формаций, резко отличных от описанных нами выше формаций, образовавшихся в условиях достаточно выравненной платформы. Здесь они представлены главным образом пролювиальными, озерными и аллювиальными отложениями, а также отложениями отшнурованных лагун и имеют большую мощность, измеряемую иногда километрами. По литологическому составу это преимущественно обломочные породы: пески, алевроиты, конгломераты. В гумидных условиях часто встречаются крупные промышленные скопления углей. В аридных — скопления соли и гипса. К последним могут быть отнесены упомянутые нами красноцветные формации Средней Азии. Формации крупных межгорных и предгорных впадин гумидного типа нами здесь не описываются, поскольку они представляют самостоятельный объект для исследования. Примером их могут служить угленосные триасовые и юрские осадки Челябинского бурогоугольного бассейна, погребенных мульд Тургайского прогиба и депрессий Байконура, Киякты, Нижнего Бурлука, Майкюбена и Каратау.

Близкой к формациям предгорных впадин и межгорных котловин является угленосная формация средней юры приенисейской части



Фиг. 63. Схема распределения формаций в стратиграфическом разрезе меловых и третичных отложений различных районов юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы.

1 — наолиновая пестроцветная формация; 2 — полимиктовая сероцветная формация; 3 — зеленоцветная формация; 4 — красноцветная формация; 5 — красноцветная формация типа моласс; 6 — морские отложения; 7 — обломочные породы, связанные с разрывом палеозойских выступов

Западно-Сибирской низменности, формирование которой связано с общим погружением Урало-Сибирской эпигерцинской платформы на фоне воздымания западной окраины Сибирской платформы. Представлена она полимиктовыми грубообломочными породами большой мощности, отлагавшимися в условиях господствовавшей восстановительной среды — развите торфяно-болотных осадков, сидеритов, бурых углей.

Из всех перечисленных формаций наиболее перспективной в отношении поисков полезных ископаемых является каолиновая пестроцветная формация. С ней связаны практически все месторождения полезных ископаемых в континентальных отложениях верхней части осадочного платформенного чехла Урало-Сибирской платформы (бокситы, железные руды, угли, огнеупорные глины, кварцевые пески). Исключение представляют россыпные месторождения, которые определяются в основном не типом формации, а характером размываемых коренных пород и геоморфологической обстановкой, т. е. представляют в этом отношении как бы вторичные или «наложенные формации», по Н.С. Шатскому. Россыпи, как видно из изложенного, связаны как с каолиновой пестроцветной формацией (титан, золото, платина), так и с сероцветной полимиктовой и красноцветной формациями (золото, платина, алмазы).

Внутри каолиновой пестроцветной формации наиболее перспективными в отношении полезных ископаемых являются бокситоносная и лигнитоносная каолиновые подформации. С первой связаны бокситы, со второй железные руды и угли.

Внутри каждой подформации в свою очередь можно выделить определенные генетические комплексы и типы пород, с которыми связаны те или иные полезные ископаемые. Так, бокситы обычно приурочены к озерным или болотным отложениям, образовавшимся за счет размыва коры выветривания пород основного состава. Железные руды встречаются в отложениях озерного, руслового, эстуаринового и дельтового происхождения (Формозова, 1959).

В большинстве случаев намечается тесная связь размещения тех или иных полезных ископаемых платформы с проявлением локальных тектонических движений. Так, в отношении оолитовых железных руд можно отметить, что на юге Северного Приаралья, где тектонические движения синхроничны с временем осадкообразования или проявились позднее, все железные руды приурочены к зонам осевых частей синклиналей. В северной части Приаралья (Лисаковское месторождение), где движения затухают, рудное тело обычно не согласуется со структурным планом (Формозова, 1959).

В отношении размещения месторождений бокситов влияние тектонических движений проявляется не менее четко. Там, где произошли опускания, рудное тело обычно погребено под более молодыми отложениями и залегает иногда на значительной глубине (Кушмурунское месторождение).

В областях же поднятий бокситы встречаются нередко только в виде эрозионных останцов (Акмолинский район) и сохраняются в наиболее глубоких депрессиях, но при этом часто обнаруживают следы выветривания. Интересно отметить, что бокситы иногда появляются и среди красноцветных отложений аридной зоны (Большой Каратау) в тех случаях, когда сами красноцветы засорены каолиновым материалом, заимствованным из коры выветривания. Бокситы залегают здесь в карстовой воронке (р. Бересек); месторождение не имеет промышленного значения и изменено вторичными процессами.

Из сказанного видно, что основным источником накопления полезных ископаемых в континентальных осадочных отложениях верхней части платформенного чехла Урало-Сибирской эпигерцинской платфор-

мы является древняя кора выветривания, являющаяся своеобразной формой платформ.

Россыпные месторождения титановых минералов, связанные с каолиновой пестроцветной формацией, приурочены в основном к лигнитонской подформации, где встречаются преимущественно в отложениях аллювиальных шлейфов, реже в озерных отложениях. Россыпные месторождения золота, платины и алмазов известны в каолиновой, полимиктовой и красноцветной формациях. Промышленные скопления их приурочены к аллювиальным (русовым) фациям, или фациям ложкового аллювия (красноцветы неогена Урала).

На юге, в Среднеазиатском горном поясе, т. е. на участке платформы, превращенном последующими тектоническими поднятиями в горную страну, наибольшее развитие получают аридные красноцветные и зеленоцветные формации, приобретающие молассовый характер. Соответственно резко меняется и характер полезных ископаемых. Здесь основными полезными компонентами становятся гипс и различные соли.

Указанные закономерности в размещении формаций и связанных с ними полезных ископаемых выведены на основании изучения окраинных, мало деформированных частей эпигерцинской платформы. Тектоническое положение исследуемой территории является наиболее благоприятным для установления этих закономерностей, поскольку здесь, наряду с широким распространением осадочного мезо-кайнозойского чехла, залегающего поверх складчатого основания, развиты выступы древнего фундамента, которые в определенные отрезки геологического времени были покрыты достаточно мощной корой выветривания. С этой точки зрения еще не изучены другие окраины эпигерцинской платформы, особенно в северной ее части. Несомненно, что и здесь метод формационного анализа позволит дать более четкий прогноз на выявление аналогичных полезных ископаемых.

Нам кажется, что указанные некоторые общие закономерности в размещении континентальных формаций и содержащихся в них полезных ископаемых окраинных частей эпигерцинской платформы имеют более общее значение, в частности, сходные условия могут быть встречены как в центральных районах эпигерцинской платформы (на значительной глубине), так и на древних платформах. В то же время некоторые выведенные нами частные закономерности, зависящие от конкретных тектонических условий, естественно, присущи только эпигерцинской платформе, что связано с ее большей подвижностью, по сравнению с древними платформами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стратиграфическое изучение рыхлых континентальных образований, слагающих обширные равнинные пространства, сопряжено с большими трудностями. Они вызываются тем, что породы континентального генезиса нередко имеют сходный литологический характер в различных стратиграфических горизонтах и, наоборот, обладают большой фациальной изменчивостью в пределах одного и того же горизонта. С другой стороны, в них сравнительно редко встречаются палеонтологические остатки, по которым можно было бы точно датировать возраст этих отложений и производить их корреляцию. Наконец, рыхлые континентальные образования больших равнинных пространств характеризуются очень пологими формами залегания, либо вообще лежат практически горизонтально, что обычно не позволяет проследить сколько-нибудь значительную последовательность свит в непрерывном разрезе.

В последнее время все большее признание находит методика комплексного изучения континентальных образований с целью их стратиграфического расчленения, заключающаяся в сочетании биостратиграфического, геоморфологического и палеогеографического методов. Выполненное нами исследование континентальных кайнозойских образований Голодной степи Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми других районов юга Урало-Сибирской платформы мы попытались провести с использованием указанных методов. Особый упор был сделан на биостратиграфический метод, ранее применявшийся для описываемой территории крайне ограничено. Основы этого метода для отложений четвертичной системы, как известно, были разработаны В. И. Громовым на примере разрезов Европейской части СССР. Им же была указана возможность использования этого метода для Урала и Сибири.

Наши исследования подтвердили применимость биостратиграфического метода для изучения континентальных отложений Азиатской части СССР и не только четвертичных, но и третичных, а также выявили возможность корреляции континентальных кайнозойских отложений Европейской и Азиатской частей Советского Союза. Одновременно с нами к таким же выводам пришли В. С. Бажанов и Н.Н. Костенко, выделившие руководящие фаунистические комплексы позвоночных, сменявшие друг друга во времени в течение антропогена.

Наиболее важный результат наших исследований заключается в выработке единой стратиграфической схемы континентальных отложений кайнозоя для территории юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Опорными разрезами для построения такой схемы явились детально изученные автором разрезы Чу-Сарысульской депрессии и Восточной Бет-Пак-Далы.

Распространение, типы разрезов и мощности континентальных кайнозойских отложений указанной территории контролируются основными структурно-орографическими районами. Чу-Сарысуйская депрессия представляет собой наиболее благоприятный район с точки зрения полноты геологического разреза кайнозоя, поскольку в общем она является областью более или менее непрерывного погружения и накопления осадков с верхнего мела до начала антропогена. Мощность мезозойских и кайнозойских отложений достигает 300—500 м в северо-западной части депрессии и более 1000 м в ее юго-восточной части. Два других выделенных нами структурно-орографических района — горы Бурунтау и территория южного погружения Улутавских гор, включая и нагорье Восточной Бет-Пак-Далы, характеризуются малой мощностью мезо-кайнозойских отложений, встречающихся в виде разрозненных пятен. Обычно они выполняют депрессии, врезанные в древнюю кору выветривания. Стратиграфическая последовательность в залегании пород здесь часто не выдерживается.

Возрастной диапазон континентальных кайнозойских отложений Бет-Пак-Далы отвечает времени низы палеогена — голоцен. Однако изучение истории формирования впадин вызвало необходимость краткого рассмотрения стратиграфии мезозойских отложений. Это было необходимо еще и потому, что континентальные мезозойские отложения, особенно меловые, по литологическим признакам часто не отличимы от третичных.

Перейдем далее к основным выводам, касающимся стратиграфии мезозойских и третичных отложений.

Юрские отложения на интересующей нас территории развиты весьма ограничено. Их распространение связывается с отдельными депрессиями, иногда типа грабен, такими как Байконур или Княкты, где в разрезе этих отложений, как известно, присутствуют мощные угленосные толщи, имеющие ниже- и среднеюрский возраст. Отметим, что в результате наших исследований аналогичные по возрасту и общему характеру отложения были обнаружены на северной окраине Чу-Сарысуйской депрессии в с. Бозинген, что дает основание предполагать возможность обнаружения здесь при более детальных работах месторождения бурых углей.

Отложения нижнемелового возраста на территории Бет-Пак-Далы не установлены.

Среди верхнемеловых отложений нами были выделены три свиты, одна из которых (кырккудукская) относится к сеноманскому или альб-сеноманскому возрасту, а две другие (белеутинская и буралкенынтузская), замещающие одна другую по простиранию, — к турон-сантону. Первые две свиты имеют в основном континентальное происхождение, третья свита образовалась в прибрежно-морских условиях.

Кырккудукская свита имеет большей частью песчаный состав. Ее видимая мощность достигает 50 м. Породы охарактеризованы остатками листовой флоры, указывающими на их сеноманский или верхнеальбский возраст. Отложения кырккудукской свиты сопоставляются нами с альб-сеноманскими отложениями низовьев Сыр-Дарьи, изученными М. Е. Воскобойниковым и В. И. Самодуровым, с отложениями так называемых III и IV свит тасаранского разреза Северного Приаралья (В. А. Вахрамеев) и, наконец, с кызылатинской свитой хр. Большой Каратау, описанной В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховским, последняя имеет морское происхождение. Вещественный состав кырккудукской свиты, а также наличие среди ее отложений широколиственной флоры, указывают на гумидные условия времени ее формирования.

Белеутинская свита отличается преимущественно глинистым составом пород. Ее наибольшая видимая мощность 40—50 м. Отпечатки листовой флоры указывают на турон-сантонский возраст свиты. Кроме того, у

горы Шах-Шах в отложениях белеутинской свиты встречены кости динозавров из сем. *Hadrosauridae*, близкие *Bactrosaurus* и *Jaxartosaurus* из сеноман-туронских отложений Южного Казахстана. В центральных частях Чу-Сарысу́йской депрессии, совпадающих со сводом большого поднятия, сложенного породами альб-сеномана, отложения белеутинской свиты отсутствуют.

Буралкенынтузская свита развита на нагорье Восточной Бет-Пак-Далы, где слагающие ее породы представлены прибрежноморскими, преимущественно песчано-галечными отложениями с прослоями глин. Мощность отложений обычно не превышает 5—6 м. Возраст свиты на основании определения зубов акул и отпечатков флоры и по условиям залегания, также можно отнести к турон-сантону. На территории Бет-Пак-Далы галечники малоустойчивых пород турон-сантона обелены и выветрелы, а отдельные гальки разложены до глин. Эти и другие признаки указывают на наличие эпохи выветривания в конце мела — начале палеогена.

Турон-сантонские отложения южной части Центрального Казахстана выражены переходной от аридной к гумидной формацией, что связано с пограничным распространением свиты между аридной к гумидной зонами того времени. Протягиваясь далее на юг, в районы Киргизии и Тянь-Шаня, они сменяются уже типичной аридной красноцветной формацией. Таким образом, условия засушливого климата переместились в туроне и сантоне значительно севернее, чем в сеномане.

Нужно отметить, что меловые отложения в Бет-Пак-Дале занимают гораздо меньшую площадь, чем считалось до последнего времени и изображалось на геологических картах. В ряде мест, например вдоль юго-западного склона Чу-Илийских гор, к меловым отложениям Д. И. Яковлевым, а вслед за ним Б. А. Петрушевским, были причислены отложения, среди которых нами была обнаружена неогеновая фауна млекопитающих.

К северу и северо-востоку от Чу-Сарысу́йской депрессии (в области южного погружения Улутавских гор и Джезказганской мульды) широко распространены континентальные отложения, близкие по внешнему облику белеутинской свите верхнего мела, возраст которых еще недостаточно выяснен. Состав их в различных участках несколько отличается, что, видимо, связано с различным характером коры выветривания подстилающих пород палеозоя, за счет которой образованы указанные отложения. Проведение границы между описанными отложениями и корой выветривания полого залегающих пород верхнего палеозоя Джезказганской мульды, часто затруднительно, поскольку кора выветривания представляет собой обычно горизонтально-слоистую толщу мощностью 50—100 м. В более восточных частях территории (верховья Сарысу выше устья р. Каракингир) и на севере у ст. Новорудная характер отложений несколько меняется, они становятся более грубообломочными. Изменяется и вещественный состав отложений. Однако исходя из того, что при картировании расчленить эти отложения практически невозможно, в данное время мы считаем более правильным объединить их в одну свиту, назвав ее жездинской.

Единая жездинская свита главным образом на основании данных минералогического анализа может быть разделена на три подсвиты: джартаасскую, сарысу́йскую (являющуюся, возможно, ее фациальной разновидностью) и каракингирскую, возможно, несколько более древнюю, чем джартаасская. Отложения свиты имеют довольно широкое развитие в пределах Казахского массива. Благодаря их близкому внешнему сходству с верхнемеловыми отложениями большинство исследователей считало их возраст верхнемеловым. Лишь в сравнительно недавние годы при разведке Амангельдинского бокситового месторождения, приуроченного к подобным отложениям, ряд исследователей, оценивая содержащийся в

них спорово-пыльцевой комплекс, высказался за более молодой их возраст. Однако до сих пор возраст их не может считаться точно установленным. Мы относим жездинскую свиту ко времени верхи мела — низы палеогена (до эоцена включительно). Подобные же отложения были обнаружены и на территории приенисейской части Западно-Сибирской низменности, где к ним приурочены бокситорудные месторождения. Вероятно, они имеют более широкое распространение в пределах Урало-Сибирской платформы и могут быть обнаружены на тех ее участках, которые оставались сушей в конце мела — начале палеогена. Сходство их с более древними верхнемеловыми отложениями объясняется близостью условий их образования. И те и другие входят в состав пестроцветной каолиновой формации.

Отложения заведомо третичной системы представлены на изученной территории морскими и континентальными фациями. Морские палеогеновые отложения трансгрессивно налегают на размытую поверхность меловых пород или ложатся непосредственно на породы палеозоя. Среди них выделяются три свиты: тасаранская, саксаульская и чеганская. Наиболее древней свитой морского палеогена является тасаранская, которая относится к среднему и низам верхнего эоцена. Широко распространенная на территории Западно-Сибирской низменности, в Тургайском прогибе и в Северном Приаралье, где она представлена мощными в основном глинистыми толщами; тасаранская свита сохранилась на описываемой территории лишь в пределах северо-западной части Чу-Сарысульской депрессии. На севере в основании ее залегают базальные конгломераты мощностью 1—2 м. Конгломераты переполнены зубами акул и скатов, которые принадлежат среднему и низам верхнего эоцена. Выше конгломератов обычно залегает толща кварцево-глауконитовых песков с прослоями песчаников мощностью 4—5 м.

В низовьях Сарысу низы палеогенового разреза представлены в скважинах маломощным слоем глауконитовых кремнистых песков с галькой фосфоритовых конкреций. Поверх этих песков, а иногда непосредственно на меловых отложениях, замещающая глауконитовые пески по простиранию, лежит толща слоистых глин с большим количеством гипса в верхних горизонтах, аналогичных глинам тасаранской свиты Северного Приаралья. Отмечается, что и в других районах Казахстана, в Тургае и на обширной территории Западно-Сибирской низменности нижние горизонты морского палеогена также представлены отложениями, датированными как средний-низ верхнего эоцена и по характеру своему тождественными отложениям тасаранской свиты.

На глинах тасаранской свиты на всем пространстве северо-западной части Чу-Сарысульской депрессии залегает толща песков и песчанистых глин, относимых нами к саксаульской свите. В основании ее, а иногда и в более верхних частях разреза, часто появляются белые сливные и массивные кварцитовидные песчаники. На нагорье Восточной Бет-Пак-Далы отложения саксаульской свиты имеют небольшую мощность (4—5 м). Среди найденных здесь пелеципод Р. Л. Мерклин определил *Pectunculus cf. aralensis* R o m., являющуюся руководящей формой для саксаульской свиты верхнего эоцена Северного Приаралья. Имеются и другие данные в пользу указанного возраста свиты, в том числе и пыльцевые. В глубоких частях Чу-Сарысульской депрессии отложения саксаульской свиты достигают мощности 44 м. На территории Казахского массива отложениям саксаульской свиты отвечают кварцитовидные сливные песчаники с отпечатками узколистной ксерофильной флоры верхнего эоцена. Аналогичные песчаники с растительными остатками известны из ряда других мест Казахстана и Южного Урала. В удалении от окраин Казахского массива отложения саксаульской свиты постепенно погружаются.

Изменяется и характер самих отложений. Границы между саксаульской свитой, покрывающей ее чеганской и подстилающей тасаранской, становятся нечеткими вследствие постепенных переходов между ними.

Залегающая выше чеганская свита представлена довольно однообразной толщей листоватых глин, часто пиритовых на глубине и гипсоносных в зоне выветривания. Она прослеживается на огромной территории Урало-Сибирской платформы от Урала на западе до Енисейского кряжа на востоке. В Чу-Сарысуйской депрессии эти глины, залегающие на отложениях саксаульской свиты, выходят на поверхность по обоим берегам нижней части долины Сарысу до могилы Бескемпир; к югу отсюда и в пределах низовой долины Чу они погружены под отложения среднего олигоцена. На территории Джезказганской мульды, в низовьях Каракингир и по долине Сарысу, выше устья Каракингир, к прибрежно-морским отложениям чеганской свиты мы условно относим мелкие тонкозернистые палевые пески с мелкой хорошо окатанной галькой, залегающие на континентальных пестроцветных нерасчлененных мел-палеогеновых отложениях и перекрытые красными глинами среднего олигоцена. Мощность отложений чеганской свиты различна и зависит от глубины залегания палеозойского фундамента. Она изменяется от 20—30 м до 120—130 м. В связи с малым количеством палеонтологических данных в пределах изученного нами района для обоснования возраста чеганской свиты мы основываемся на данных, имеющихся по соседним районам Казахстана, Тургай и Северного Приаралья. Вслед за А. Л. Яншиным мы считаем ее возраст нижнеолигоценовым.

Выше по разрезу распространены уже континентальные олигоценовые отложения. В Чу-Сарысуйской депрессии отложения чеганской свиты, а иногда и более древние, перекрываются плотными красными глинами кендерлыкской свиты, заключающими гипс. Мощность их 10—12 м на севере (в прибортовых частях депрессии) и до 40 м в центральных частях. Органических остатков породы не содержат. На территории Джезказганской мульды породы кендерлыкской свиты выполняют эрозионные депрессии, залегающие обычно на отложениях жездинской свиты. О возрасте указанных отложений мы судим, исходя из того, что при движении на запад они постепенно замещаются пестроцветными и сероцветными отложениями чиликтинской свиты, содержащей остатки индрикотериевой фауны и отпечатки флоры. Находки в чиликтинской свите *Allacerops turgaicum* В о г. позволили А. А. Борисяку датировать ее средним олигоценом. В верховьях Сарысу отложения этого возраста выражены лигнитовыми породами (лигнитовая свита).

Все упомянутые свиты — чиликтинская, лигнитовая (или болаттамская) и кендерлыкская связаны по простираанию постепенными переходами. Таким образом, возраст кендерлыкской свиты определяется как средний олигоцен. На основании анализа палеонтологических остатков, известных из других свит на территории Урало-Сибирской платформы, нам удалось сопоставить последние с кендерлыкской свитой. Так, на территории Павлодарского Прииртышья ей отвечает II свита, выделенная в свое время автором настоящей работы. В Западно-Сибирской низменности к отложениям этого возраста относится так называемая верхняя свита В. А. Николаева, относимая им прежде к миоцену, или часть некрасовской свиты, а именно ново-михайловская подсвита, выделяемая И. Г. Зальцманом и С. Б. Шацким. К нижней части этой свиты приурочена богатая листовая флора, названная С. В. Суховым ширским комплексом. К верхней части разреза ново-михайловской подсвиты приурочена известная тарская флора. Оба этих флористических комплекса считались А. Н. Криштофовичем и М. О. Борсуком, а также С. В. Суховым и П. А. Никитиным миоценовыми. На Урале аналогами этой свиты является толща,

выделенная Е. Н. Щукиной как олигоцен-миоценовая. Растительность толщи, представленная спорово-пыльцевыми комплексами легко сопоставляется с типичной тургайской флорой, описанной для районов Тургайского прогиба, Казахстана и Западной Сибири. На Енисейском кряже к среднему олигоцену относится нижняя подсвита бельской свиты (К. В. Боголепов).

В ряде районов указанной территории эоценовой платформы под отложениями описанных свит среднего олигодена (между ними и чеганской свитой) прослеживается еще одна свита, получившая в Северном Приаралье название кутанбулакской (Л. Н. Формозова, А. Л. Яншин). В Тургае ей отвечают так называемые пристинотериевые слои, в Павлодарском Прииртышье — I свита К. В. Никифоровой, на территории Западно-Сибирской низменности «нижняя миоценовая свита» В. А. Николаева или атлымская подсвита И. Г. Зальцмана и С. Б. Шацкого. В Чу-Сарысу́йской депрессии кутанбулакская свита отсутствует, а времени ее накопления, по-видимому, соответствуют низы кендерлыкской свиты. Возраст описанных отложений также относится к среднему олигоцену, что определяется залеганием их в эрозионных депрессиях на размытой поверхности нижнеолигоденовых глин чеганской свиты и перекрытием среднеолигоденовыми осадками с *Indricotherium asiaticum* В о г. В Тургайском прогибе в овраге Шинтузсай в этих отложениях были найдены кости гигантского носорога пристинотерия¹ из сем. *Indricotheriidae*. Флора здесь широколиственная тургайская, но еще с большой примесью жестколистной ксерофильной. На Среднем Урале с кутанбулакской свитой среднего олигодена сопоставляется толща так называемых черных глин Александровского лога, выделенная Е. Н. Щукиной, которую она относил к верхнему олигоцену. Выше чиликтинской свиты в Северном Приаралье залегает жаксыккычская свита, которая, однако, местами фациально замещает чиликтинскую. Аналогом ее в Павлодарском Прииртышье является так называемая III свита К. В. Никифоровой. В Чу-Сарысу́йской депрессии она отсутствует.

Стратиграфически выше отложений среднего олигодена на всей территории юга эоценовой платформы с размывом залегает толща песчано-галечных отложений, возраст которых определяется как верхний олигоцен. На территории Чу-Сарысу́йской депрессии и Бет-Пак-Далы эти отложения были выделены нами под названием асказансорской свиты, мощность которой 10—12 м. На нагорье Восточной Бет-Пак-Далы асказансорская свита выполняет древнюю речную долину по правому берегу среднего течения Чу, прослеженную нами на расстоянии 140 км. Возраст асказансорской свиты Чу-Сарысу́йской депрессии и прилегающих территорий Казахского массива определяется ее стратиграфическим положением, а также на основании большого числа находок фауны млекопитающих, обнаруженных нами и рядом исследователей в различных пунктах указанных территорий и отпечатков флоры. Состав фауны и флоры соединяет элементы средне- и верхнеолигоденового возраста; поскольку она залегает с глубоким размывом на отложениях среднего олигодена, возраст свиты правильнее считать верхнеолигоденовым. Отложения асказансорской свиты образовались за счет размыва пород Бурунтаусского горного пояса. Формирование свиты происходило в условиях гумидного климата, на что указывает тип осадков (отложения аллювиальных равнин и речных русел), а также наличие индрикотериевой фауны и широколиственная тургайская флора. С асказансорской свитой Бет-Пак-Далы может быть сопоставлена по возрасту песчано-глинистая или тургайская свита, выделен-

¹ В последнее время В. И. Громова относит пристинотерия также к роду *Indricotherium*.

ная В. В. Лавровым в Тургайском прогибе. В Северном Приаралье отложениям асказансорской свиты соответствует чаграйская свита А. Л. Яншина, содержащая широколиственную тургайскую флору, в последнее время в ее осадках в северо-восточном углу Аральского моря обнаружена морская фауна. В Павлодарском Прииртыше чаграйской свите отвечает IV свита, выделенная автором настоящей работы. На территории Западно-Сибирской низменности к верхнему олигоцену мы относим беикульскую свиту В. А. Николаева, которую он считал нижнеплиоценовой или туртасскую подсвиту С. Б. Шацкого, содержащих широколиственную тургайскую флору бичетуртасского флористического комплекса. В верхнем течении рек Ваха и Тыма и в бассейне р. Пура соответствующим отложениям отвечает так называемая корликовская подсвита, содержащая известную в литературе тымскую флору, которую М. Г. Горбунов относил также к миоцену. По нашему мнению, она также характеризует верхний олигоцен. В районе Енисейского кряжа к верхнему олигоцену надо относить осадки кирнаевской свиты, которую К. В. Боголепов считает неогеновой. На Урале к отложениям верхнего олигодена относится так называемая белоцветная толща, описанная на Среднем Урале Е. Н. Щукиной и на Южном Урале нами и ранее относимая нами к миоцену.

Несколько особо стоит вопрос о возрасте так называемых кушукских слоев, развитых в Тургайском прогибе на широтном отрезке долины р. Жиланчик, а также отложений лога Тенкесай на правобережье Сарысу в прибортовой части Чу-Сарысульской депрессии. В них обнаружены остатки мастодонтов, которые принято считать появляющимися не ранее нижнего миоцена. Однако тот факт, что кушукские слои перекрываются отложениями аральской свиты, захватывающей самые низы нижнего миоцена и резко отличной по составу и условиям образования от этих слоев, говорит о том, что вероятнее всего кушукские слои и отложения лога Тенкесай, содержащие фауну примитивных хоботных, нужно относить к верхнему олигоцену, считая, что в Азии они появляются ранее низов миоцена, т. е. в верхах олигодена.

На этом заканчивается так называемая тургайская серия осадков, заключающая в себе ряд свит средне- и верхнеолигоденового возраста, характеризующихся в общем присутствием широколиственной тургайской флоры и индрикотериевой фауны. Проведенные нами исследования показали, что указанные отложения относятся к одному типу гумидных формаций. Исключение составляют лишь отложения кендерлыкской свиты среднего олигодена, развитые в Чу-Сарысульской депрессии и по ее окраинам, которые относятся к красноцветной формации аридного типа, что связано с положением границы климатических зон в среднем олигодене. Неогеновые отложения присутствуют на описываемой нами территории исключительно в континентальных фациях и представлены осадками трех свит: аральской, андассайской и павлодарской. В пределах Чу-Сарысульской депрессии отложения аральской свиты встречены лишь в ее центральных частях, а также на территории южного погружения Улутавского антиклинория. В других районах депрессии они размыты. На юге Улутау эти отложения обычно приурочены к узким долинообразным эрозионным депрессиям. Мощность их не превышает 20—30 м, обычно же составляет 8—15 м. Генезис отложений аральской свиты преимущественно озерный, преобладает глинистый состав осадков. Среди глин содержатся включения известняков, друзы гипса и железисто-марганцовый бобовник. Отлагались они в системе крупных сообщающихся озерных бассейнов, располагавшихся на территории Урало-Сибирской платформы. На западе, в Северном Приаралье, в это время, как известно, существовал замкнутый солоноватоводный бассейн. Весьма вероятно, что нижние горизонты частично имеют аллювиальное происхождение. Вопрос о возрасте

осадков аральской свиты до последнего времени не решен всеми исследователями однозначно. Имеющиеся геологические данные (резкие различия отложений аральской свиты и нижележащей тургайской серии осадков), а также присутствие в аральской свите гигантского носорога *Aralotherium Prochorovi* В о г. и мелкого оленя *Dicrocerus* указывают на ее миоценовый возраст (нижний и низы среднего миоцена).

Стратиграфически выше аральской свиты в области Бурунтаусских гор залегают красноцветные отложения, слагающие возвышенности, обрамляющие подножия гор Чагырлы, Майжарылган, Джамбул, Хантау и протягивающиеся далее в долину Или. Представлены они в нижней части песками и галечниками, местами сцементированными известью в конгломераты; в верхней части они сложены буро-красными глинами. Мощность их здесь обычно около 15 м. Возраст глин до наших исследований считался вначале меловым, затем эоценовым, а нижележащие галечники считались прислоненными к глинам и относились к четвертичной системе. Обнаружение остатков мастодонтов, парнокопытных и черепов как в самих глинах, так и в галечниках лога Андассай и в ряде других мест позволило определить возраст указанных отложений как неогеновый. Это же подтверждается и составом фауны остракод. Указанные отложения были выделены нами в андассайскую свиту. К югу от гор Бурунтау на территории юго-восточной части Чу-Сарысуйской депрессии отложения андассайской свиты постепенно погружаются под более молодые отложения. Более точно возраст свиты определяется при сопоставлении ее с другими свитами, развитыми на территории Урало-Сибирской платформы, которые являются ее стратиграфическими аналогами.

На южном и юго-восточном склонах Улутау в эрозионных депрессиях на отложениях аральской свиты (или на более древних отложениях) залегают отложения мощностью до 120—130 м, по характеру близко напоминающие отложения павлодарской свиты наиболее полно развитой на правом берегу Иртыша, под Павлодаром, где они содержат богатейшую гиппарионовую фауну. Мнение о возрасте этих отложений и их стратиграфических аналогов, также нередко содержащих гиппарионовую фауну (Сарысу-Тенгизский водораздел, Средний Урал, Калба, Зайсанская котловина и др.) разноречивы. Большая часть исследователей относили их к мио-плиоцену или сопоставляли с понтическим ярусом, который принято считать у нас нижнеплиоценовым. Такое неопределенное стратиграфическое положение указанных отложений объясняется трудностью проведения границы между континентальными отложениями верхнего миоцена и нижнего плиоцена, содержащими единую гиппарионовую фауну.

На основании анализа имеющегося многочисленного материала можно видеть, что гиппарионовая фауна появляется местами уже в верхнем тороне и сармате, расцвет ее падает на мэотис и в конце понта она вымирает. Таким образом, континентальный понт, который в Западной Европе определен как ярус именно появлением гиппарионовой фауны млекопитающих, правильнее относить еще к верхам миоцена. На это же в общем указывает и фауна моллюсков. Типичная фауна моллюсков понтического типа начала формироваться в Венском бассейне еще в паннонское время (в сармате). Исходя из изложенного, отложения, содержащие гиппарионовую фауну на всей разобранной нами территории Урало-Сибирской платформы, мы считаем более правильным относить к верхнему миоцену. Залегают эти отложения в непрерывном разрезе на отложениях аральской свиты, образование которой закончилось в низах среднего миоцена. Таким образом, возраст их охватывает не только верхний миоцен, но возможно, и верхи среднего миоцена.

Осадки павлодарской и андассайской свит отнесены нами к типичным аридным формациям.

Отложения указанных свит, по нашему мнению, венчают собой неогеновую систему и залегающие непосредственно выше их отложения кеншагырской свиты относятся уже к четвертичной системе в ее новых стратиграфических границах.

Вопрос о нижней границе четвертичного периода является одним из существенных дискуссионных вопросов современной геологии. В настоящее время большая часть советских и зарубежных исследователей пришла к выводу о необходимости снижения этой границы под отложения верхнего плиоцена. В данной работе мы подошли к определению нижней границы четвертичной системы на основе разбора биостратиграфии верхов неогеновой системы.

Из анализа имеющегося фактического материала вытекает, что на огромной территории Азиатской части и на юге Европейской части СССР имеют широкое распространение две континентальные толщи, которые до сих пор относились к плиоцену (нижняя — к мио-плиоцену или нижнему плиоцену-понт и верхняя — к верхнему плиоцену). Эти две толщи охарактеризованы резко различной фауной: нижняя содержит гиппарионовую фауну, а верхняя — фауну ханжовского комплекса. Гиппарионы еще присутствуют в верхней толще, но уже вместе с лошастью, которая постепенно их вытесняет.

Нижнюю толщу отложений, как это указано выше, мы относим еще к верхнему миоцену, каковым считаем и понт; верхняя, согласно новой схеме четвертичного периода, предложенной В. И. Громовым, отвечает низам четвертичного периода или эоплейстоцену, который включает в себя бывший верхний плиоцен и нижний плейстоцен¹. Что касается отложений, которые могли бы быть отнесены к среднему плиоцену, то таковые на большей части территории Азиатской части СССР отсутствуют; отсутствуют здесь и какие-либо иные фаунистические комплексы между гиппарионовым и антропогеновым. Близкое положение можно констатировать и для других частей азиатской территории, в частности для Китая и Индии, а также и для Америки.

В бассейне Черного моря к среднему плиоцену большинство исследователей относит куяльницкий и киммерийский ярусы, установленные на основании особых комплексов фауны солоноватоводных моллюсков, и континентальные отложения, содержащие так называемую «руссильонскую» фауну млекопитающих, впервые обнаруженную близ Руссильона (бассейн р. Роны во Франции). Что касается куяльницких отложений, то они, видимо, близки ханжовским, так как в стратотипическом разрезе куяльника в Крыжановке и в Куяльницком лимане в них обнаружена фауна, близкая ханжовскому фаунистическому комплексу, относимого нами к низам эоплейстоцена. В отложениях же киммерийского яруса фауна млекопитающих пока неизвестна. Некоторые основания для отнесения его еще к верхам миоцена дает Паннонский бассейн, где отложения, сопоставляемые с понтом и киммерием, представляют единую толщу осадков, с разрывом перекрывающуюся левантином. Руссильонская фауна в бассейне Роны приурочена к верхней части песчаной толщи астия, которой в континентальных фациях соответствуют левантинские отложения. Последние в Румынии (бассейн р. Тротуш) содержат фауну типичного ханжовского фаунистического комплекса. Кроме того, в астийских отло-

¹ Исходя из того, что в таком случае неогеновая система становится синонимом миоценового отдела (что вряд ли можно считать приемлемым), мы считаем целесообразным разделить миоцен в его увеличенном объеме на два отдела, границу между которыми можно было бы провести под верхним тортоном (по первому появлению гиппарионов). Нижний отдел в таком случае может быть назван миоценовым, а верхний — плиоценовым.

жениях Индии (татротский горизонт) и Китая (зона «А» красноватых глин) уже присутствуют роды *Equus* и *Elephas*, характерные для хапровского фаунистического комплекса.

Приведенные данные позволяют усомниться в правильности выделения среднего плиоцена и в бассейне Роны, который считается стратотипом среднего плиоцена. Присутствие реликтов гиппарионовой фауны, наряду с появлением элементов нового фаунистического комплекса в так называемых среднеплиоценовых местонахождениях приводит нас к выводу, что здесь мы имеем дело с первым этапом формирования этого нового фаунистического комплекса, начинающего собой эоплейстоцен.

Вернемся к вопросу о нижней границе четвертичного периода. Вся история современной нам фауны от появления некоторых семейств и подсемейств, всех родов с подродами и видами и, наконец, вся история человека, начиная с прямых его предков, как это неоднократно указывалось в работах В. И. Громова, охватывает гораздо больший промежуток времени, чем рамки четвертичного периода в старом его понимании, а именно с верхнего плиоцена, по мнению В. И. Громова, по принятой в СССР шкале, до голоцена включительно.

Приведенные выше данные заставляют нас придти к выводу, что появление основных родов четвертичной фауны началось еще несколько ранее, а именно в среднем плиоцене существующей сейчас стратиграфической шкалы. Об этом же говорит и анализ ископаемых флор кайнозоя СССР. Все эти данные по фауне, флоре и предкам человека позволяют в пределах Европейской части Советского Союза проводить нижнюю границу четвертичного периода над отложениями киммерия или под отложениями, содержащими «руссильонскую» фауну. В Азиатской части СССР, к западу от Енисея эта граница во внеледниковых областях должна проводиться под отложениями с остатками *Equus stenonis* C o c c h i и *Anancus arvernensis* Croizet et J o b e r t. (кеншагырская свита и ее стратиграфические аналоги).

В восточной (заенисейской) части Сибири, как пока известно, наиболее древние четвертичные отложения характеризуются остатками алданской фауны млекопитающих, сопоставляемой с таманским фаунистическим комплексом Европейской части СССР. В Западной Европе эта граница пройдет во внеледниковых областях под отложениями с «руссильонской» фауной. В Китае — под отложениями зоны «А» красноватых глин. В Индии под отложениями верхней сиваликской серии (татротский горизонт), в Америке под отложениями формации хемфил.

Поскольку объем системы увеличен, а название «четвертичная система» устарело, мы считаем правильным предложение А. П. Павлова (1922) о переименовании ее в антропогеновую систему или период.

Понижение границы четвертичной (антропогеновой) системы влечет за собой необходимость изменения ее стратиграфических подразделений. Мы считаем, вслед за В. И. Громовым, что ее следует подразделить на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. Эоплейстоцен и плейстоцен в свою очередь делятся на ярусы. Голоцен как слишком короткий и незавершенный отдел на ярусы не делится. В эоплейстоцене мы склоняемся к выделению трех ярусов: нижнего или виллафранковского, характеризующегося хапровским, а в низах руссильонским фаунистическими комплексами, среднего или гюнцского, которому сопутствует таманский фаунистический комплекс и верхнего или миндельского с тираспольским фаунистическим комплексом. Плейстоцен подразделяется на два яруса: нижний или рисский, к низам которого (до максимального оледенения) приурочен хазарский фаунистический комплекс, а к верхам — низы верхнепалеолитического фаунистического комплекса, соответствующего времени максимального оледенения, и верхний ярус или вюрмский, содержащий

верхнепалеолитический фаунистический комплекс. Он охватывает вюрмское и валдайское ледниковье и предшествующее им межледниковье.

Стратиграфическое расчленение антропогенных отложений Бет-Пак-Далы проводится нами в соответствии с изложенными выводами об объеме и принципах деления антропогенного периода.

Наиболее древние антропогенные отложения Бет-Пак-Далы представлены осадками, выделенными нами в кеншагырскую свиту, состоящую на территории Бурунтау из галечников, песчаников, алевроитов и известковистых бурых и красных глин общей мощностью 7—8 м. К югу от Бурунтау отложения кеншагырской свиты постепенно погружаются под более молодые осадки антропогена Чу-Сарысу́йской депрессии и достигают в наиболее прогнутых ее частях мощности 470 м и более. Возраст кеншагырской свиты по стратиграфическому положению определяется как нижний эоплейстоцен в пределах нижнего (виллафранкского) и среднего (гюнцского) ярусов. В Павлодарском Прииртышье отложениями кеншагырской свиты соответствует выделенная нами селетинская свита. В восточном Приуралье и северной части Тургайской низменности к этому возрасту относится кустанайская свита, выделенная А. П. Сиговым. На Урале и в Горном Алтае этому этапу осадкообразования отвечает верхняя красноватая толща Е. Н. Щукиной. В южной части Зайсанской котловины к этому возрасту относится верхнетарбагатайская свита, выделенная К. В. Курдюковым и М. М. Смеловской.

Стратиграфически выше отложений кеншагырской свиты на территории Бет-Пак-Далы у подножья гор Бурунтау с размывом на более древних отложениях залегает толща верхнеобийских конгломератов мощностью 1—5 м. Это образования пролювиального генезиса, сформировавшиеся в результате поднятия гор Бурунтау. Возраст толщи верхнеобийских конгломератов, широко распространенных в горных районах Азии, мы вслед за большинством исследователей относим к верхнему (миндельскому) ярусу эоплейстоцена. К этому же ярусу эоплейстоцена мы относим и аллювиальные отложения III надпойменной террасы Чу, прослеживающейся у подножия хребтов Киргизского и Каратау. В долине Сарысу к тому же возрасту мы предположительно относим отложения ее древней долины, слагающие перевеянные с поверхности песчаные массивы Жаманбарша, Жиделы, Тобылги, Жетыконур и Муюнкур, расположенные восточнее современной долины Сарысу. По данным В. Ю. Малиновского, продолжение этой древней долины прослеживается на Сарысу-Тенизском водоразделе. Оно изолировано в настоящее время в результате проявления новейших тектонических движений. В долине Ишима этому возрасту отвечают отложения IV надпойменной террасы; в Павлодарском Прииртышье к верхнему эоплейстоцену относятся аллювиальные отложения, залегающие в цоколе II надпойменной террасы Иртыша и выполняющие древние долины стока.

На территории Западно-Сибирской низменности к верхнему эоплейстоцену мы относим нижнюю свиту Приобского плато (зеленоватые пески и покрывающие их дутиковые глины, которые В. А. Николаев считал аналогичными павлодарской или черлакской свите) и сопоставляем ее со свитой сизых суглинков и диагональных песков П. А. Никитина, содержащей фауну млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. Возможно, сюда же будет относиться и толща окаменелых илов А. И. Москвитина. На Южном Урале этому времени соответствуют аллювиальные отложения III надпойменной террасы.

На территории южной части Урало-Сибирской платформы отложения верхнего яруса эоплейстоцена еще не несут на себе следов ледникового периода и охарактеризованы достаточно теплолюбивой фауной млекопитающих, которая прекрасно сопоставляется с таковой, развитой на Евро-

пейской части территории СССР. Надо отметить, что время их формирования характеризовалось более влажными условиями и некоторым похолоданием климата, по сравнению с низами эоплейстоценового отдела.

Плейстоцен на территории Бет-Пак-Далы представлен осадками двух ярусов нижнего — рисского и верхнего — вюрмского. В течение нижнего плейстоцена здесь была заложена речная сеть современной конфигурации (имеются ввиду наиболее крупные реки района). Отложения этого времени слагают вторые надпойменные террасы современных долин. Сложены они в нижней части разреза галечниками и серыми гравелистыми песками, а в верхней — алевроитами и супесями. Палеонтологически эти отложения здесь не охарактеризованы, возраст их определяется по геоморфологическим соотношениям и стратиграфическому положению в общем разрезе. Но в ряде других районов Казахстана отложения вторых надпойменных террас содержат богатую фауну млекопитающих хазарского фаунистического комплекса, позволяющую датировать их нижним плейстоценом. В области Приобского степного плато к нижнему плейстоцену относится толща слагающих его отложений, залегающая выше свиты окаменелых илов. На Среднем Урале к нижнему плейстоцену относятся аллювиальные отложения III надпойменной террасы, а на Южном Урале — низы II надпойменной террасы, содержащие фауну хазарского фаунистического комплекса. Характерной чертой отложений этого времени на всей указанной территории является наличие явлений криотурбаций, ледяных клиньев и мерзлотных смятий слоев, отражающих общее похолодание климата, связанное с наступлением максимального (самаровского) оледенения и его тазовской стадией на севере Западно-Сибирской низменности. На это же указывает и общий холодолюбивый облик фауны млекопитающих и флоры, характеризующих отложения нижнего плейстоцена. Таким образом, граница эоплейстоцена и плейстоцена совпадает с резким переломным этапом в истории геологического развития.

Верхний плейстоцен на территории Центрального Казахстана представлен отложениями однообразной толщи желто-бурых лёссовидных суглинков, обогащенных в той или иной степени песчаным материалом, а в низах — галечниками, слагающими I надпойменную террасу речных долин, которую называют такырной. В Северном Приаралье и Тургае она является II надпойменной террасой. В долине Чу отложения верхнего плейстоцена выстилают дно впадины Сарой, откуда непосредственно продолжают на восток, слагая аллювиальную равнину Саксаул-дала. В низовьях рек Сары-су и Чу они слагают такую же аллювиальную равнину Дарьялык-такыр. В области меридионального отрезка долины р. Ишим и в Павлодарском Прииртыше к отложениям этого возраста приурочена фауна млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Элементы этого же верхнепалеолитического фаунистического комплекса характеризуют и отложения такырной террасы рек Арало-Тургайской низменности. В долине Оби мы относим к верхнему плейстоцену лишь верхнюю часть отложений II надпойменной террасы и отложения I надпойменной террасы, охарактеризованные верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом. Низы отложений II надпойменной террасы, охарактеризованные находками мамонта раннего типа, мы считаем более правильным относить к нижнему плейстоцену. Тот же верхнепалеолитический комплекс фауны характеризует и отложения первых надпойменных террас уральских рек. Верхнеплейстоценовые отложения всей описываемой территории несут на себе явные следы ледникового климата (явления морозных смятий, ледяные клинья, холодолюбивый облик фауны и флоры), что связано с наступлением зыряновского оледенения на севере Западно-Сибирской низменности и одновременным оледенением в горных районах юга Урало-Сибирской платформы. Отложения

плейстоценового отдела входят в состав качественно иной категории формаций, по сравнению со всеми более древними отложениями. Они формировались в условиях аридного, но уже холодного климата с эпохами увлажнений.

Отложения голоцена слагают на территории Казахстана пойменные террасы рек и русловой аллювий. Представлены голоценовые отложения голубовато-серыми мелкозернистыми и крупнозернистыми песками с редкой мелкой галькой, песчанистыми светло-серыми и голубовато-зелеными глинами, местами с линзами торфяников.

На поверхности водоразделов развиты элювиально-делювиальные и элювиальные образования, представленные суглинками и супесями со щебенкой подстилающих пород палеозоя. Мощность их обычно не превышает 1—2 м. В Бет-Пак-Дале современные рыхлые отложения развиты слабо. Широкое развитие имеют такырные отложения. В наиболее пониженных местах с близким залеганием от поверхности грунтовых вод такырные отложения сильно засолены. Большие площади в пределах Чу-Сарысуйской депрессии слагают эоловые пески, подавляющая часть которых является переветренным аллювием террас Чу. Наличие орудий неолитического человека по берегам высохших в настоящее время саев и речных долин указывает на большую обводненность территории Бет-Пак-Далы в начале голоцена. Таким образом, пустынный ландшафт Бет-Пак-Далы сформировался в относительно недавнее время.

На всей остальной территории юга Урало-Сибирской платформы начало голоцена, в связи со значительным сокращением и отступанием покровного оледенения далеко на север, также фиксируется изменением климата в сторону потепления. В ряде мест этой территории среди отложений голоцена обнаружены остатки керамики и домашних животных. В результате изменения климата резко меняется характер и мощности голоценовых отложений, а также характер фауны млекопитающих и флоры (вымирание холодолюбивых форм и образование современных биоценозов). В общем складывается палеогеографическая обстановка, близкая современной. Весь комплекс голоценовых отложений юга Урало-Сибирской платформы резко обособляется от плейстоценовых. Они формируются в резко континентальных аридных условиях. Таким образом, начиная с голоцена, отмечается столь же резкая смена геологических формаций, как это имело место на границе эоплейстоцена и плейстоцена.

Проведенный нами обзор отложений антропогенной системы для значительной территории Азиатской части Советского Союза показывает полную возможность корреляции их с таковыми Европейской территории на основе биостратиграфического метода с учетом географической зональности.

Остановимся далее на некоторых вопросах тектонического строения территории Бет-Пак-Далы и роли молодых мезо-кайнозойских движений в создании современного рельефа.

До последнего времени отсутствовали какие-либо данные о структурах и составе пород фундамента Чуйской впадины. Б. А. Петрушевский предполагал, что между Улутавским и Каратаусским антиклинориями фундамент приподнят и на продолжении этих структур находятся два поднятия — Улутавский и Каратаусский валы. Аэромагнитные данные не подтверждают этого предположения. Ими устанавливается, что Улутавская аномальная зона не сочленяется с зоной Каратау. Б. А. Петрушевский считал также, что Чуйская впадина разделяется на две разновозрастные части: восточную и западную. Восточная часть мульды, по его мнению, представляет более молодое образование, возникшее в результате неогеновых и четвертичных поднятий Киргизского хребта. Н. С. Шатский рассматривал всю Чуйскую мульду образованием одновременным.

Наши данные подтверждают этот вывод Н. С. Шатского. Как показывает анализ имеющегося материала, мезо-кайнозойская история обеих частей впадины одинакова. Только в юго-восточной части в результате большей интенсивности движений Киргизского хребта, по сравнению с Каратау, наблюдаются большие мощности отложений и несколько иной их характер. Мы рассматриваем Чуйскую впадину как единую структуру платформенного типа, характеризующуюся достаточно длительным развитием. В этом смысле ее можно именовать синеклизой, как это и сделано на последней Тектонической карте СССР (1957).

Время основного формирования Чуйской впадины приходится, по нашему мнению, на верхнемеловую эпоху, а в наиболее прогнутых частях, вероятно, на нижний мел. В палеогене Чуйская впадина продолжала оставаться областью опускания, соединяясь с юго-восточной частью Тургайского прогиба. В неогене, в результате проявления дифференцированных движений в пределах впадины началось обособление областей поднятий и погружений. Аналогичные дифференцированные движения в пределах Чуйской впадины продолжались и в течение всего антропогенного периода, что приводило к неоднократной миграции зон поднятий и прогибания и перестройке гидрографической сети. Неоднократное проявление тектонических движений в течение кайнозоя не менее четко выражено и на положительных структурах Казахского массива, что находит свое проявление и в его современном рельефе.

Геоморфологическое строение территории Бет-Пак-Далы отражено на составленной нами геоморфологической карте. Поскольку вопрос об общих принципах составления геоморфологических карт является в достаточной мере дискуссионным, нами совместно с Л. Д. Шорыгиной и Е. Н. Щукиной были предложены принципы составления мелкомасштабных геоморфологических карт, в основу которых должен быть положен, по нашему мнению, морфологический или морфогенетический подход. Сущность его заключается в том, что основным изобразительным средством (цветом) должны быть показаны морфологические или морфогенетические типы рельефа, реально существующие в природе. Возраст рельефа изображается наложенными знаками или индексами. Его нельзя класть в основу легенды геоморфологических карт, так как он является понятием условным и часто определяется субъективно.

Анализ форм рельефа и характера кайнозойских отложений, тесно связанных в своем происхождении с проявлениями молодых тектонических движений, дали нам возможность установить главнейшие этапы развития современного рельефа.

Нам остается перейти к последней группе вопросов, касающихся геологических формаций, развитых на юге Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Как известно, к меловым и третичным континентальным отложениям, слагающим верхнюю часть осадочного чехла юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы приурочен ряд месторождений полезных ископаемых, закономерности размещения которых изучены еще очень слабо. К их числу принадлежат бокситы, титановые и железные руды, бурые угли (в золе их часто содержится германий), гипс, соли и др. Работами ряда исследователей выявлено, что месторождения указанных полезных ископаемых приурочены к различным стратиграфическим горизонтам и свитам мезо-кайнозойского разреза.

Мы попытались подойти к выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых, связанных с этими отложениями методом формационного анализа. Выделенные нами формации не укладываются в рамки отдельных стратиграфических горизонтов или свит. Одна и та же формация может неоднократно повторяться в стратиграфическом разрезе, в то же время той или иной стратиграфической единице в разных районах

могут отвечать различные формации. При выделении формаций мы исходим из того, что осадконакопление на платформах обусловлено в основном двумя факторами: тектоническим и климатическим. Тектонический фактор связан либо с движениями самой платформы, либо с движениями окраинных складчатых сооружений. В зависимости от преобладания того или иного источника сноса возникают по Н. С. Шатскому аллохтонные формации (принос материала из горных сооружений складчатого обрамления) и автохтонные (источник материала местный, платформенный). В зависимости от приуроченности к той или иной климатической зоне, среди аллохтонных и автохтонных формаций платформ выделяются формации аридной и гумидной зоны (Н. М. Страхов, А. Л. Яншин). Взаимодействие двух указанных факторов (тектонического и климатического) приводит к образованию определенных естественных комплексов пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых тесно парагенетически связаны друг с другом, т. е. к образованию формаций платформ в том определении, в котором понимает их Н. С. Шатский.

Формации гумидного типа отчетливо выявляются на малоподвижных равнинных участках юга Урало-Сибирской платформы. Их образование связано с влажным, умеренным и субтропическим климатом. Для этих формаций характерна пестрая или серая окраска пород и преимущественно каолиновый их состав. Мощность обычно не велика (первые сотни метров). Можно выделить две формации гумидного типа: каолиновую автохтонную пестроцветную и полимиктовую аллохтонную сероцветную. В каолиновой пестроцветной формации нами выделяется четыре подформации: бокситоносная, железистая, железисто-кремнистая и лигнитоносная.

Формации аридных зон эпигерцинской платформы существенно отличаются от гумидных. Для всех отложений аридной зоны характерна красная окраска пород, или красная в сочетании с зеленой. В некоторых случаях преобладают зеленоцветные породы. Мощность осадков обычно невелика, не превышает первых сотен метров. Только подходя к Среднеазиатскому горному поясу мощность отложений резко возрастает (до 4—5 тыс. м) и они приобретают характер моласс. В минералогическом составе пород существенное значение приобретают минералы монтмориллонитовой группы и гидрослюды. Большая роль принадлежит карбонатам и гипсам. К автохтонной группе здесь относится зеленоцветная формация, развитая преимущественно в более северных равнинных частях платформы; к аллохтонной группе — красноцветная формация, тяготеющая к южным окраинам платформы. Красноцветная формация неоднократно повторяется в стратиграфическом разрезе мезо-кайнозоя.

Выделенные нами формации закономерно сменяют одна другую с севера на юг, при переходе из палеогумидной зоны в палеоаридную, а также в вертикальном направлении. Смена формаций гумидных и аридных зон не всегда четко улавливается и часто растягивается на значительную территорию. В пределах гумидной или аридной зон смена формаций контролируется тектоническим фактором.

Из перечисленных формаций наиболее перспективной в отношении поисков полезных ископаемых является каолиновая пестроцветная формация, сформировавшаяся за счет размыва и переотложения древних кор выветривания. С ней связаны практически все главнейшие месторождения полезных ископаемых осадочного платформенного чехла (бокситы, железные руды, угли и пр.). Особенный интерес в этом отношении представляют бокситоносная и лигнитоносная подформации. С первой связаны месторождения бокситов, со второй — железные руды и угли, содержащие примеси германия.

На юге, у подножия Среднеазиатского горного пояса, наибольшее развитие получают континентальные аридные красноцветные и зеленоцветные формации, приобретающие молассовый характер. Они имеют сложное строение, и, вероятно, слагаются рядом самостоятельных формаций. Резко меняется и характер связанных с ними полезных ископаемых. Основными компонентами здесь становятся гипс и различные соли.

Россыпные месторождения связаны как с каолиновой пестроцветной формацией (титан, золото, платина), так и с сероцветной полимиктовой и красноцветной формациями (золото, платина, алмазы).

Внутри каждой формации и подформации выделяются определенные генетические комплексы и типы пород, с которыми связаны те или иные полезные ископаемые.

Выявленные некоторые общие закономерности в размещении континентальных формаций и содержащихся в них полезных ископаемых окраинных частей эпигердинской платформы имеют, вероятно, более широкое значение. Сходные условия могут быть встречены как в центральных районах эпигердинской платформы (на значительной глубине), так и на древних платформах. Некоторые же более частные закономерности, зависящие от конкретных тектонических условий, присущи только эпигердинской платформе в связи с ее большей подвижностью.

На страницах этой книги всесторонне были рассмотрены кайнозойские континентальные образования пустыни Бет-Пак-Дала и некоторых сопредельных областей. Автор имел в виду описать их стратиграфические положения, литологию и тектонику, охарактеризовать геоморфологическое строение и развитие занимаемой ими территории, а также выяснить геологические формации в упомянутых отложениях и на основе этого наметить некоторые общие закономерности пространственного размещения в них полезных ископаемых.

Круг перечисленных вопросов охватывает, как нам кажется, основные задачи регионально-геологического изучения края. Тем самым работа эта может служить фоном для различных специальных геологических исследований.

Однако некоторые вопросы в этом плане еще не вполне ясны. Более полные и детальные геофизические исследования, а также буровые работы могут, например, существенно уточнить имеющиеся представления о строении палеозойского основания эпигердинской платформы. Дополнительные палеонтологические сборы сделают более уверенными некоторые стратиграфические сопоставления. Необходимо подчеркнуть, что как бы ни был ценен биостратиграфический метод, он один недостаточен для стратиграфических построений в области развития континентальных отложений. Проведенное исследование показывает, что с этой целью необходимо использовать большой комплекс методов таких, как минералогический, палеогеографический, геоморфологический и другие, существенно дополняющие биостратиграфический метод. Для совершенствования этого последнего кажется необходимым не только дальнейший сбор материалов, но и продолжение монографической обработки палеонтологических коллекций.

Для всего этого, континентальные образования Центрального Казахстана и пустыни Бет-Пак-Дала, дают, как теперь уже можно говорить, богатейший материал.

Региональное геологическое изучение Бет-Пак-Далы и некоторых сопредельных районов Сибири и Казахстана с их замечательно полными разрезами верхов третичной и четвертичной (антропогенной) систем, привело автора к обсуждению ряда общих стратиграфических проблем, широко обсуждаемых сейчас в науке.

Описываемая территория выступает прежде всего как стратиграфический эталон для обширных пространств юга Азиатской части СССР, сложенных континентальными кайнозойскими отложениями. С другой стороны, изученность этой территории в настоящее время такова, что имеются широкие возможности для стратиграфических сопоставлений с кайнозойскими образованиями юга Европейской части СССР, а также с рядом зарубежных территорий Европы и Азии, а отсюда и подход к общим стратиграфическим проблемам.

Новых фактов в настоящее время накопилось уже столь много, что пересмотр имеющихся представлений об объеме некоторых геологических подразделений кайнозоя, границ между ними, а также о номенклатуре отдельных из них становится, как мне кажется, неизбежным.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абузарова Р. Я. Третичные спорово-пыльцевые комплексы Тургай и Павлодарского Прииртышья. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. биол. наук. Алма-Ата, 1954.
- Александрова М. И. и др. Геологическая карта СССР. М-6 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу 1—42 (Карсакпай). М., Госгеолиздат, 1949.
- Алексеев А. К. Палеоген Северного Приаралья. (Реферат доклада). Пробл. сов. геол., 1936, 6, № 10.
- Андрусов Н. И. Понтический ярус. Изд-во Геол. ком., 1917. (Геол. России, т. 4, ч. 2, вып. 2).
- Андрусов Н. И. О возрасте фауны Перми.— Изв. АН, 6 серия, 1918, 12, № 2—3.
- Антыко Б. Е. 1. Стратиграфия третичных континентальных отложений северного и восточного склонов Казахского нагорья. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.» Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Антыко Б. Е. 2. Стратиграфия и тектоника отложений третичной системы по листу L—43—В. 1957. Фонды Всес. гидрогеолог. треста.
- Аргиропуло А. И. Остатки бобра (*Amblycastor* sp. n.) из плиоцена Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1939, 25, № 7.
- Ахмедсафин У. М. Краткая характеристика грунтовых вод восточной части песков Моюнкум.— Изв. Казахск. фил. АН СССР, серия геол., 1945, № 4—5.
- Бажанов В. С. Изучение ископаемых зверей на территории Казахстана за 30 лет.— Изв. АН Казахск. ССР, 1948, № 43, серия паразитол., вып. 5.
- Бажанов В. С. Новые находки ископаемых млекопитающих в Казахстане. В кн.: «Труды 3-ей сессии Академии Казахской ССР». Алма-Ата, 1949.
- Бажанов В. С. О возрасте миоценовых фаун млекопитающих Казахстана.— Изв. АН Казахск. ССР, 1951, серия зоолог., вып. 10.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Атлас руководящих ископаемых млекопитающих антропогена Казахстана. 1958 (на правах рукописи).
- Барбашинова В. Н. К стратиграфии мезозойских отложений Тургайской впадины на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
- Беляева Е. И. О находке *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Haus. в Чкаловской области.— Бюлл. Ком. по изуч. четвер. периода, 1948, № 12.
- Беляева Е. И. Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1949, 20.
- Беляева Е. И. 1. Новые данные о третичных млекопитающих Казахстана. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 26, вып. 4.
- Беляева Е. И. 2. Новые материалы по третичным носорогообразным Казахстана. В кн.: «Третичные млекопитающие», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.

- Беляева Е. И. 3. О находке анхитерия в Казахстане. В кн.: «Третичные млекопитающие», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Беляева Е. И., Борисьяк А. А. *Trilophodon (serridentinus?) inopinatus* n. sp. from the Jilanchik beds of the Turgai region.— Изв. АН СССР, 7 серия, отд. физ.-мат. наук, 1928, № 3.
- Берг Л. С. Геоморфологическая характеристика Среднего Казахстана.— Труды Совета по изуч. производ. сил АН СССР, серия казахск., 1931, вып. 2.
- Білосельська Г. О. Про грядові піски в пустини Муңкум.— Науч. зап. Харьк. пед. ин-та им. Г. М. Сковороди, 1956, 16.
- Бирюков М. Д. Новый гигантский носорог пристинотерий и его стратиграфическое значение. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. биол. наук. Алма-Ата, 1953.
- Богачев В. В. Пресноводные плиоценовые фауны Западной Сибири.— Изв. Геол. ком., 1908, 27, № 4.
- Боголепов К. В. К стратиграфии меловых и третичных отложений Енисейского кряжа. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.» Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Боголепов К. В., Попов П. А. О возрасте бокситов Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 1.
- Бойцова Е. П. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых и третичных отложений Тургайского прогиба. Автореферат диссертации на соискание уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. Л., 1957.
- Бойцова Е. П., Покровская И. М. Материалы по стратиграфии континентальных олигоценовых и миоценовых отложений Тургайской впадины. В кн.: «Материалы по палеонтологии и стратиграфии». М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Бойцова Е. П. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, 5.
- Борисьяк А. А. 1. Об индрикотерии (*Indricotherium* n. gen.).— Геол. вестн., 1915, 1, № 3.
- Борисьяк А. А. 2. Об остатках *Epiaceratherium turgaicum* n. sp.— Изв. АН, 6 серия, 1915, 9, № 8.
- Борисьяк А. А. Новые материалы по подсемейству Indricotheriinae В о r i s s. (*Baluchitheriinae* O s b.).— Изв. АН, 6 серия, 1924, 18, № 1—11.
- Борисьяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих Союза ССР. Фрунзе, Киргизгосиздат, 1943.
- Борисьяк А. А. *Aceratherium aralense* n. sp.— Докл. АН СССР, 1944, 10, № 1.
- Борисьяк А. А. Новый представитель халикотериев из третичных отложений Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946. (Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 13, вып. 3).
- Борисьяк А. А. О древнейшем ацератерии из Казахстана (*Aceratherium aralense* В о r i s s i a k). В кн.: «Третичные млекопитающие», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Борисьяк А. А., Беляева Е. И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1948, 15, вып. 3.
- Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 19.
- Борсук М. О. К изучению Тургайской третичной формы.— Труды ЦНИГРИ, 1935, вып. 37а.
- Боч С. Г. К вопросу о содержании общей геоморфологической карты.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1955, № 20.
- Буданцев Л. Ю. Новая находка пальмы *Sabal* в Казахстане.— Докл. АН СССР, 1953, 93, № 2.
- Буданцев Л. Ю. Палеогеновые флоры Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандидата биол. наук. Л., 1956.
- Будейшвили Д. А., Вахания Е. К. Стратиграфия третичных отложений Грузии. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной

стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1955.

- Бунак В. В., Нестурх М. Ф., Рогинский Я. Я. Антропология. Краткий курс. М., Учпедгиз, 1941.
- Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. Проблемы сов. геол., 1937, № 8.
- Быков Г. Е. 1. Геологический очерк бассейна озера Убоган.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 2.
- Быков Г. Е. 2. Геологическое описание Петропавловского района.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 19.
- Вахрамеев В. А. Находка нижнемеловых покрытосемянных растений в Западном Казахстане.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. биол., 1946, 51, вып. 3.
- Вахрамеев В. А. Континентальные и солоноватоводные отложения олигоцена Северного Приаралья и северных чинков Устюрта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины (бассейн р. Аши-Тасты-Тургай).— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, 1939, вып. 151. (Бокситы, т. 4).
- Великовская Е. М. Плиоценовые и четвертичные отложения и развитие рельефа Калбы.— Уч. зап. Моск. ун-та, 1947, вып. 124, геол., 2.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6.
- Верещагин Н. К. К истории фауны позвоночных и развития ландшафтов Ставрополя в неогене.— Материалы по изуч. Ставропольского края, 1954, вып. 6.
- Волкова М. С. К стратиграфии третичных отложений северо-восточной части Тургайской низменности.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1939, вып. 10.
- Воронова И. Н. Мэотическая флора юга Украины. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. биол. наук. Л., 1951.
- Воскобойников М. Е. Меловые отложения Восточного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1953, 90, № 5.
- Воскобойников М. Е. 1. О стратиграфии мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарьи.— Изв. АН Казахск. ССР, серия геол., 1956, вып. 24.
- Воскобойников М. Е. 2. Стратиграфия палеогеновых отложений низовьев р. Сыр-Дарьи.— Изв. АН Казахск. ССР, серия геол., 1956, вып. 25.
- Высоцкий Н. К. Сообщение о физико-географических изменениях Западной Сибири в третичную и послетретичную эпохи.— Зап. СПб. мин. об-ва, 1896, ч. 34.
- Вялов О. С. О возрасте чеганских глин на Устюрте.— Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 4.
- Габриелян А. Л., Саакян Н. А. Схема деления третичных отложений Армении. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1955.
- Габуния Л. К. Сопоставление схемы параллелизации верхнетретичных континентальных отложений Европы с унифицированной шкалой неогена. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1955.
- Габуния Л. К. Значение ископаемых остатков млекопитающих для параллелизации континентальных отложений неогена. В кн.: «Тезисы докладов на 3 научной сессии сектора палеоботаники АН Груз. ССР». Тбилиси, 1956.
- Габуния Л. К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гапонов Е. А. Находка зубов *Elasmotherium sibiricum* F. в долине Куяльницкого лимана у г. Одессы.— Труды Одесск. ун-та, 1948, 2, вып. 2.

- Гапонов Е. А. Нова знахідка зубів еластотерія в долині Куяльницького лиману поблизу м. Одеси.— Труды Одесск ун-та, 1957, серия геол. и геогр. наук, 147, вып. 4.
- Гаррис М. А. Геоморфология, мезозойские отложения и связанные с ними полезные ископаемые Салаирского края. 1947. Фонды Моск. геолого-развед. ин-та.
- Гербова В. Г. О мезо-кайнозойских структурах левобережья р. Сары-Су. 1958. Фонды Геол. ин-та АН СССР.
- Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во Казах. фил. АН СССР, 1943.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 81.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Пеликаниты и опалы Кос-Шоку (Северный Казахстан) и сравнение их с украинскими. В кн.: «Кора выветривания», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. К вопросу о возрасте коры выветривания в Центральном Казахстане. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Горбунов М. Г. Миоценовые растения с р. Тым в Западной Сибири. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. Томск, 1951.
- Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 28, серия геол. (№ 8).
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).
- Громов В. И. Стратиграфическая граница между третичным и четвертичным (антропогенным) периодами. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1955.
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода, май 1957 г.». М., 1957.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Громова В. И. К вопросу о непосредственном предке лошадей (рода *Equus*).— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1949, 20.
- Громова В. И. Гиппарионы.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1952, 36.
- Громова В. И. Гигантские носороги.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1959, 71.
- Дорофеева Т. В., Лапшов В. А. Некоторые новые данные о тектонике Чу-Сарысузской депрессии.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 4.
- Елисеев В. И. Некоторые особенности третичных алювиальных отложений Юго-Восточной Бет-Пак-Далы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, № 3.
- Елисеев В. И. Главнейшие особенности кайнозойских аллювиальных отложений прибортовой (северо-восточной) части Чуйской впадины. 1959. Фонды Геол. ин-та АН СССР.
- Жижченко В. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 3.
- Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108, серия геол. (№ 36).
- Заклинская Е. Д. Материалы к истории флоры и растительности палеогена

- Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 141, серия геол. (№ 58).
- Заклинская Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба (верховья р. Тургай, Амангельдинский район).— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Заклинская Е. Д. 1. Спорово-пыльцевые спектры третичных отложений Северного Приаралья, Тургайского прогиба, Кулундинской степи и их стратиграфическое значение. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Заклинская Е. Д. 2. Стратиграфическое значение пылицы голосемянных кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 6.
- Заклинская Е. Д. Принципы палеофлористического обоснования расчленения кайнозойских отложений Казахстана и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Зальцман И. Г. 1. О железистых породах кайнозоя южной части Западно-Сибирской низменности.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1957, вып. 2.
- Зальцман И. Г. 2. Стратиграфическая схема третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Заморий П. К. Червонобуріє глині півдня УССР.— Труды Геогр. ф-та Киевск. ун-та, 1953, № 2.
- Казаринов В. П. Континентальные осадочные формации Западной Сибири. В кн.: «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. I. Новосибирск, 1955.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1934, 2, № 6.
- Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин. Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
- Кассин Н. Г. (Редактор) Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан, ч. I. М.—Л., Гостеолиздат, 1941.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1947.
- Козырев А. А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана.— Материалы Особ. ком. по исслед. союзн. и автон. республик, 1927, вып. 4.
- Константинова Н. А. К вопросу о стратиграфии верхнемеловых и кайнозойских континентальных отложений южного и юго-восточного склонов Улутау (Джезказганский район). 1958. Фонды Геол. Ин-та АН СССР.
- Корин И. З. Окремненіе змеевики о коре виветривання. В кн.: «Кора выветривания», вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Корнилова В. С. Новые данные о флоре индрикотериевых слоев Тургай. Изв. АН Казахск. ССР, серия ботанич., 1950, вып. 5.
- Корнилова В. С. 1. О полтавской флоре Казахстана.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 1.
- Корнилова В. С. 2. Палеоботаническая характеристика горизонта сливны песчаников палеогена в Казахстане. В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1955.
- Корнилова В. С. Итоги изучения олигоценовой флоры Тургай.— Труды Ин-та ботан. АН Казахск. ССР, 1956, 3.
- Корнилова В. С., Лавров В. В. О находках третичной ксерофитной флоры в Тургае и ее стратиграфическом глоссагнии.— Вестн. АН Казахск. ССР, 1949, № 5.
- Коровин Е. П., Селевин В. А. Физико-географический очерк Бет-Пак-Далы. Ташкент, Изд-во Среднеазиатского ун-та, 1925.

- Костенко Н. Н. К вопросу о возрасте террас р. Сыр-Дарья.— Изв. АН Казахск. ССР, 1954, № 134, серия геол., вып. 18.
- Костенко Н. Н. Краткая характеристика четвертичных отложений Восточного Казахстана.— Сов. геол., 1956, сб. 52.
- Костенко Н. Н., Бажанов В. С. О принципах стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. 1957. Фонды Казахск. геол. упр.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во Министерства Геол. и Охраны недр. СССР, 1954.
- Криштофович А. Н. 1. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношении к ископаемой флоре Северной Азии.— Материалы комплексных экспедиционных исследований АН СССР. 1930, вып. 26.
- Криштофович А. Н. 2. Основные черты развития третичной флоры Азии.— Изв. Глав. ботан. сада АН СССР, 1930, 29, вып. 3—4.
- Криштофович А. Н. Основные пути развития флоры Азии.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1936, № 9, серия геол.-почв.-геогр., вып. 2.
- Криштофович А. Н. Характеристика третичных флор Казахстана. В кн.: «Геология СССР», т. 20. Восточный Казахстан, ч. I. М.—Л., Гостеолиздат, 1941.
- Криштофович А. Н., Борсук М. О. Миоценовые растения с р. Иртыша близ г. Тара в Западной Сибири. В кн.: «Проблемы палеонтологии», т. 5. М., Изд-во Моск. ун-та, 1939.
- Криштофович А. Н., Палибин И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской области.— Изв. АН СССР, серия 6, 1915, 19, № 12.
- Кронидов И. И., Кумпан А. С., Рябкова М. С. Новые данные о геологическом строении и структурах северного Прибалхашья и Сарысуйской депрессии.— Сов. геол., 1958, № 8.
- Курдюков К. В., Смеловская М. М. Третичные отложения южной части Зайсанской котловины. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кучапин А. В. Перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Чуйской впадины.— Геол. нефти, 1957, № 7.
- Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины.— Изв. АН Казахск. ССР, серия геол., 1949, вып. 2.
- Лавров В. В. 1. О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургая и юга Западной Сибири.— Вестн. АН Казахск. ССР, 1951, № 1.
- Лавров В. В. 2. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины.— Изв. АН Казахск. ССР, серия геол., 1951, вып. 14.
- Лавров В. В. Краткий обзор континентальных третичных формаций Тургая и юга Западной Сибири.— Вестн. АН Казахск. ССР, серия геол., 1953, № 6.
- Лавров В. В. О стратиграфическом положении кушукских слоев в Тургайской впадине.— Изв. АН Казахск. ССР, серия геол., 1955, вып. 19.
- Лавров В. В. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1957.
- Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1959.
- Лавров В. В., Бажанов В. С. Новое захоронение среднетретичной континентальной фауны в Центральном Казахстане.— Вестн. АН Казахск. ССР, 1948, № 7 (40).
- Ларищев А. А. Об ископаемых остатках древесины из пестроцветных глин района Амангельды Тургайской впадины.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- Ласкарев В. Д. Заметка о новых местонахождениях ископаемых млекопитающих в третичных отложениях Южной России.— Зап. Новоросс. об-ва естествоиспыт., 1910, 38.
- Ли Ся-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Линдгольм В. А. 1. Моллюски из среднеплиоценовых пресноводных отложений юга Западной Сибири.— Труды Всес. геол. развед. объедин., 1932, вып. 238.

- Л и н д г о л ь м В. А. 2. Пресноводные моллюски из плиоценовых отложений по р. Иртышу.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 239.
- Л у н г е р с г а у з е н Г. Ф. Балтский ярус. Неоген. В кн.: «Стратиграфический словарь СССР». М., Госгеолтехиздат, 1956.
- М а л и н о в с к и й В. Ю. Основные этапы развития рельефа западной части Казахского нагорья и северных районов Бет-Пак-Дала. 1958. Фонды МГУ.
- М а р т ы н о в В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- М а т в е е в а О. В. К истории растительности четвертичного периода в Павлодарском Прииртышье.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 141, серия геол. (№ 58).
- М е д о в Г. Ц. К геоморфологии мелкосопочника Казахской степи.— Изв. Казахск. фил. АН СССР, серия геол., 1944, № 2—3.
- М е д о в Г. Ц. Погребенные долины Сары-Арка (Центральный Казахстан).— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1956, 88, вып. 2.
- М и к у л и н а Т. М., Р а з у м о в а В. Н., Ш а н ц е р Е. В. Отчет по теме «Комплексная геологическая съемка и изучение геологического строения северо-западной части Центрального Казахстана, 1949—1951 гг.» 1951. Фонды Моск. Геолого-развед. ин-та.
- М и л а н о в с к и й Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенизского водораздела.— Сов. геол., 1957, сб. 62.
- М и х а й л о в Б. М. Некоторые литологические особенности меловых и третичных отложений Тургайского прогиба. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостехиздат, 1957.
- М и х а й л о в Б. М. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1955, 5.
- М и х а й л о в с к и й Г. П. О некоторых новых или редких раковинах из третичных отложений Северного побережья Аральского моря.— Протокол об-ва естествоисп. при Юрьевск. ун-те, 1912, 21, вып. 1—2.
- М о р д в и л к о Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами Средней Азии и Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1936, №
- М о с к в и т и н А. И. О нижней границе плейстоцена по новым данным.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 21, вып. 2.
- М о с к в и т и н А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- М ч е д л и ш в и л и П. А. К вопросу о биостратиграфии и палеобиологии тургайских флор Казахстана. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандидат. биол. наук. Тбилиси, 1948.
- М ч е д л и ш в и л и П. А. Опыт применения палинологического анализа к изучению киммерийских отложений Закавказья. В кн.: «Тезисы 2-й Научной сессии сектора палеобиологии АН Груз. ССР». Тбилиси, 1955.
- М ч е д л и ш в и л и П. А. Биостратиграфическое значение и палеоэкология неогеновых флор Кавказа. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. доктора геол.-мин. наук. Тбилиси, 1957.
- Н е й б у р г М. Ф. О материалах Ашутасской экспедиции Геологического музея Академии наук.— Докл. АН СССР, серия А, 1928, № 20—21.
- Н и к и т и н П. А. 1. Косожские флоры Западной Сибири. Томск, 1935.
- Н и к и т и н П. А. 2. Семенная миоценовая флора у г. Томска.— Докл. АН СССР, 1935, 3, № 3.
- Н и к и ф о р о в а К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 45, серия геол. (№ 13).
- Н и к и ф о р о в а К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 141, серия геол. (№ 58).

- Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Никифорова К. В. Континентальные третичные отложения Чу-Сарысуьской депрессии и прилежащих к ней территорий Бет-Пак-Далы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Никифорова К. В., Алексеева Л. И. О границе неогена и антропогена по данным фауны млекопитающих СССР.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 32, 1959.
- Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Никифорова К. В., Гербова В. Г., Константинова Н. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Павлодарского Прииртышья и юга Западно-Сибирской низменности.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Николаев В. А. 1. Нижний плиоцен Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1947, 58, № 3.
- Николаев В. А. 2. Стратиграфическое положение тарской флоры.— Докл. АН СССР, 1947, 58, № 2.
- Николаев В. А. Мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандидат. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1949.
- Николаев Н. И. О нижней границе четвертичной системы по данным анализа новейших тектонических движений.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1950, № 15.
- Обручев В. А. Особенности рельефа Казахстана и возможное объяснение их. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1946.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Избранные работы по географии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чеганской свиты. В кн.: «Палеонтология и стратиграфия». М., Госгеолгиздат, 1952.
- Овечкин Н. К. 1. К вопросу о параллелизации морских палеогеновых отложений Тургайской впадины и Ферганы.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 1.
- Овечкин Н. К. 2. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Овечкин Н. К. Корреляция третичных отложений Тургайского прогиба и смежных районов.— Сов. геол., 1957, сб. 59.
- Овечкин Н. К., Топорков Д. Д. Геологическая история Тургайского прогиба и его полезные ископаемые.— Сов. геол., 1958, № 3.
- Орлов Ю. А. Новые находки ископаемых млекопитающих в Сибири.— Природа, 1929, № 9.
- Орлов Ю. А. 1. Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях северной окраины Киргизской горной страны.— Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 10.
- Орлов Ю. А. 2. Раскопки фауны гиппариона на Иртыше.— Природа, 1930, № 1.
- Орлов Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане.— Природа, 1937, № 9.
- Орлов Ю. А. Tertiary Mammals of Kasakstan. Journ. Mammalogy, 1938, 19, № 4.
- Орлов Ю. А. Местонахождение третичных млекопитающих у Аральского моря.— Природа, 1939, № 5.
- Орлов Ю. А. Третичные млекопитающие и местонахождение их остатков.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1941, 8, вып. 3.
- Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменении под влиянием работы подземных и поверхностных вод.— Землеведение, 1898, 5, кн. 3—4.

- Павлов А. П. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. 1922, 31.
- Павлова М. В. Копальні слони півдня СРСР (*Elephas planifrons* F a l c.). В кн.: «Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського», т. 2. Київ, 1932.
- Петрушевский Б. А. Сарысуйские купола.— Изв. АН СССР, серия геол. 1938, № 3.
- Петрушевский Б. А. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная часть Бет-Пак-Далы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 5—6.
- Петрушевский Б. А. Мезо-кайнозойская структура Казахского нагорья. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Покровская И. М. О стратиграфическом положении глин с макклинтокиями с р. Лозьвы на северном Урале.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 88, серия геол. (№ 26).
- Пояркова А. И. Флора индрикотериевых слоев Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1932, 2.
- Пояркова А. И. Новые материалы к третичной флоре Северного Приаралья.— Труды Нефть. геол.-развед. ин-та, серия А, 1935, вып. 39, Палеоботан. сб. вып. 2.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Континентальные третичные отложения северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Разумова В. Н. 1. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района. В кн.: «Материалы совещания по исследованию и использованию глин». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Разумова В. Н. 2. Стратиграфическое положение и возраст бокситов верховьев р. Аши-Тасты-Тургай в Казахстане. В кн.: «Бокситы их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Мезо-кайнозойские отложения Большого Каратау. 1955. Фонды Моск. Геолого-развед. ин-та.
- Рогинский Я. Я., Левин М. Г. Основы антропологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1955.
- Ростовцев Н. Н. (Редактор). Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ростовцев Н. Н. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Рошин А. Д. Верхнеплиоценовая фауна півдня України.— Науч. зап. Одесск. пед. ин-та, геогр. ф-та, 1956, 14.
- Самодуров В. И. Стратиграфия мезозойских отложений района низовий р. Сыр-Дарья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 3.
- Сатпаев К. И. Ископаемые угли Джезказганского района.— Труды Казахск. базы АН СССР, 1935, вып. 7.
- Сваричевская З. А. Очерки по геоморфологии Казахстана. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1941.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. доктора геогр. наук. Л., 1958.
- Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, т. 29, вып. 3.

- Синцов И. Ф. Геологическое исследование Одесского уезда.— Зап. Новоросс. об-ва естествоисп., 1895, 20, вып. 1.
- Стеванович П. М. Нижний плиоцен Сербии и соседних областей. *Pontische Stufe im engeren Sinne — Obere Congerierschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. Sonderausgabe Serbische Akad. Wiss.*, 1951, Bd. 87, mat.-nat. Kl. Nr. 2.
- Стратиграфическая классификация и терминология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Стратиграфия СССР, т. 12. Неоген СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Страхов Н. М. 1. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Страхов Н. М. 2. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Сухов С. В. Третичная флора Привиртышья. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. биол. наук. Томск, 1951.
- Сухов С. В. Миоценовые растения с рек Кизак и Шив в Западной Сибири.— Труды Томск. ун-та, 1954, 132.
- Сухова З. В., Сухов И. М. К изучению учащимися школ Молдавии геологии родного края. В кн.: «Краеведческая работа в школе». Кишинев, 1953, № 3.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. С. Шатского и А. А. Богданова. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Топачевский В. А. Остатки мелкого верблюда (*Paracamelus alutensis*) из верхнеплиоценовых отложений юга УССР.— Труды Ин-та зоологии АН УССР, 1956, 13.
- Топачевский В. А. Позвоночные плиоценовых и антропогеновых отложений долин нижнего Днепра и р. Молочной. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. биол. наук. Киев, 1957.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37: проблемы палеогеогр. четвертич. периода.
- Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана.— Материалы по четверт. периоду СССР, 1952, вып. 3.
- Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, вып. 4.
- Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 20, 1959.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, № 5.
- Хоменко И. П. 1. Открытие Руссильонской фауны и другие результаты геологических наблюдений в южной Бессарабии.— Труды Бессараб. об-ва естествоиспыт., 1915, 6.
- Хоменко И. П. 2. Руссильонский ярус в среднем плиоцене Бессарабии и его значение для познания возраста балтских песков и куяльницких отложений.— Труды Бессараб. об-ва естествоиспыт., 1915, 6.
- Чигурьева А. А. К ископаемой третичной флоре и растительности Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 5.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 2 (6)).
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР, 1951.

- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шергина И. А. Четвертичная фауна млекопитающих Среднего и Южного Урала и ее стратиграфическое значение. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. М., 1951.
- Шеремета В. Г. О значении фауны остракод для стратиграфического расчленения толщ осадков опресненного Паннонского бассейна в Закарпатье. Тезисы докладов на 3-й сессии Всесоюзного палеонтологического об-ва, январь, 1957 г. 1957 (на правах рукописи).
- Шлыгин Е. Д. Геологическое строение восточной части северного Казахстана (район к западу от оз. Селеты-Денгиз).— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, 51, вып. 67.
- Шлыгин Е. Д. Геологическая история и геологическое строение Казахстана. В кн.: «Очерки по физической географии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1952.
- Шмидт Ю. А. 1. Очерк Киргизской степи к югу от Арало-Иртышского водораздела в Акмолинской области.— Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1894, кн. XVII, вып. 2.
- Шмидт Ю. А. 2. Экспедиция в южную часть Акмолинской области и Голодную степь (Бет-Пак-Дала) в 1889 году.— Зап. Вост. топогр. отд. Гл. упр. ген. штаба, 1894, ч. I.
- Шнейдер Г. Ф. О возрасте континентальных кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1953, 90, № 5.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.
- Щукина Е. Н. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 5.
- Щукина Е. Н. Геология мезозойских отложений и геоморфологии Горного Алтая и его предгорий, т. 1. 1953. Фонды Геол. ин-та АН СССР.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Щукина Е. Н. Континентальные отложения Среднего Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 17.
- Эберзин А. Г. Неоген Молдавской ССР.— Науч. зап. Молдавской науч.-исслед. базы АН СССР, 1948, вып. I.
- Эберзин А. Г. Схема стратиграфии неогена юга СССР. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1955.
- Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953. (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 15 (19)).
- Яншин А. Л. Современное состояние стратиграфии третичных отложений в Западной Европе и задачи ее разработки в СССР. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1955.
- Яншин А. Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Тургайской низменности. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода 16—27 мая 1957 г.». Секция Казахстана и Средней Азии. М., 1957.
- Ярмоленко А. В. Верхнемеловая флора северо-западного Каратау.— Труды Среднеаз. ун-та, серия 8, 1935, вып. 28.
- Яцко И. Я. Континентальные фации в верхнем неогене юга УССР и их унификации.— Труды Одесск. ун-та, 1959, 149, серия геол. и геогр. наук, вып. 6.

- A r a m b o u r g C. Le Dinotherium des gisements de l'Ome (Abyssinie). Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, 1934, 5.
- B o u l e M. Reponse à M. Deperet sur la classification des faunes de mammifères pliocènes. Bull. Soc. géol. France, 1894, 21.
- B r o o m R., R o b i n s o n J. Law of the male Sterkfontein ape-man. Nature, London, 1947, 160.
- C l a r k W. E. Le grand. The crucial evidence for human evolution. Amer. Scientist, 1959, 47, № 3.
- D e n i z o t G. Coordination du quaternaire de France. Bull. Soc. géol. France, sér. 5, 1949, 19.
- D e n i z o t G. Les anciens revages de la Méditerranée Française. Bull. Inst. Océanogr. 1951, № 992.
- D e p e r e t Ch. Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Ann. Sci., Geol., 1885, 17.
- D e p e r e t Ch. Animaux pliocènes de Roussillon. Mem. Soc. géol. France, 1890, 5.
- G i l l e t S. Essai de synchronisme du miocène supérieur et du pliocène dans l'Europe Centrale et Orientale. Bull. Soc. géol. France, ser. 5, 1933, 3.
- K o e n i g s w a l d G. Fossil Hominids from the Lower Pleistocene of Java. In: Report of the 18th session International Geological Congress, pt. 9. London, 1950.
- K r e t z o i M. A villányi hegység alsopleisztocén gerincesfauna. Geol. hung. Ser. paleontol., 1956, № 27.
- M o t t l M. Die mittelplicozäne Säugetierfauna von Cödöllö bei Budapest. Jahrb. Ungar. Geol. Anst., 1939, 32, № 3.
- N a u m Fr. Obsetvatorioni geomorphologice in basinul inferior al Trotusului (Sertorul Gîrbavanu — Abjud). An. Univ. C. I. Parhon ser. stiint. natur. 1957, № 14.
- O s b o r n H. F. Proboscidea. Monograph of the discovery evolution, migration and extinction of the mastodonts and elephants of the world. Vol. 1, pt 2. New York, 1936.
- O s b o r n H. F. Proboscidea. A monograph of the discovery evolution, migration and extinction of the mastodonts and elephants of the World. Vol. 2. New York, 1942.
- P a p p A., T h e n i u s K. Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl. Abt. I, 1949, 158, № 9—10.
- P e i W. G. Carnivora from Locality I of Choukoutien. Paleontol. Sinica, ser. C, 1934, 8, fasc. 1.
- P i l g r i m G. E. Correlation of the Siwaliks with the mammal horizons of Europe. Rec. Geol. Surv. Ind., 1913, 43.
- S c h l e s i n g e r G. Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geol. Hung., 1922, 2, fasc. 1.
- T e i l a r d d e C h a r d i n P., Y o u n g C. C. Preliminary observations on the pre-Loessic and post-Pontian formation in western Shansi and northern Shensi. Mem. Geol. Surv. China, Ser. A., 1930, № 8.
- T e i l h a r d d e C h a r d i n P., Y o u n g C. C. Fossil mammals from the late Cenozoic of Northern China. Paleontol. Sinica, Ser. C., 1931, 9, fasc. 1.
- V a n d e r V l e r k I. M. Pleistocene correlations between the Netherlands and adjacent areas a symposium. Foreword, conclusion. Geol. en mijnbouw, n. ser., 1957, Jaarb. 19, pt. 230, Juli.
- W a d i a D. N. The transitional passage of pliocene into the pleistocene in the north-western sub-Himalayas. In: Report of the 18th session International Geological Congress, London, 1950, pt 11.
- W o o d H. E., C h a n n e y R. a. o. Nomenclature and correlation of the North American continental Tertiary. Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 5, № 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава I. Общая характеристика рельефа</i>	<i>5</i>
Поднятия Джалаир-Найманской зоны разломов (горы Бурунтау)	6
Юго-восточная группа возвышенностей	7
Центральная группа возвышенностей	9
Восточная часть Бет-Пак-Далы	12
Рельеф гранитных массивов	13
Рельеф пород эффузивно-осадочной толщи	13
Мелкосопочник на кварцитах, яшмо-кварцитах и кремнистых сланцах	14
Чу-Сарысуйская депрессия	15
Северо-западная (присарысуйская) часть депрессии	15
Юго-восточная (Чу-Таласская) часть депрессии	21
<i>Глава II. Стратиграфия</i>	<i>29</i>
О древней коре выветривания	31
Распространение и мощность	31
Возраст коры выветривания	33
Мезозойская группа	37
Юрская система	37
Меловая система	42
Нерасчлененные мел-палеогеновые отложения	64
Кайнозойская группа	80
Третичная система	80
Морские отложения	80
Континентальные отложения	92
Четвертичная (антропогенная) система	125
Нижний и средний эоплейстоцен	125
О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих	130
Основные принципы подразделения четвертичной (антропогенной) системы	145
Верхний эоплейстоцен	150
Плейстоцен	154
Голоцен	164
<i>Глава III. Основные черты тектонического и геоморфологического строения и история развития рельефа</i>	<i>167</i>
Тектоническое строение и новейшие движения	167
Южный склон Улутавского поднятия	175
Чуйская впадина	177
Бурунтауский горный пояс	184
Основные черты геоморфологического строения и история развития рельефа	186
<i>Глава IV. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерциской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых.</i>	<i>210</i>
Формации гумидного типа	213
Каолиновая пестроцветная автохтонная формация	213
Полимиктовая сероцветная аллохтонная формация	217
Формация аридного типа	218
Зеленоцветная автохтонная формация	218
Красноцветная аллохтонная формация	219
Основные выводы и заключение	226
Л и т е р а т у р а	243

Ксения Владимировна Никифорова
Кайнозой
Голодной степи Центрального Казахстана

Труды геологического института
вып. 45

Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР

•
Редактор Издательства Р. Л. Мишина
Технический редактор И. Ф. Кузьмин
•

РИСОУАН СССР № 91—80В. Сдано в набор 21/VII 1960 г.
Подписано к печати 22/X 1960 г. Формат 70×108^{2/16}.
Печ. л. 16. Усл. печ. л. 21,92. Уч.-издат. л. 24,6+12 вкл.
Тираж 1400. Т-13167 Изд. № 4696. Тип. вак. № 824.

Цена 18 р. 50 к. С 1/I 1961 г. 1 р. 85 к.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-64, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
18	9 стр.	с юргута	Сюргута
134	16 св.	Нагрийсий	Нагрийский
134	25 св.	татрт	татрот
148	26 св.	соответствии	В соответствии
183	1 св.	структурах	в структурах
243	11 св.	Перми	Пикерми
247	16 св.	о коре	в коре
196	1 св.	тока	стока
206	1 св.	прогибания развития	прогибания и развития
102—103 Фиг. 32	2 св.	верхнеолигоценые —	верхнеолигоценовые: 3—
123—124	Фиг. 42	Отрезок с индексом	ошибочно внесен дважды

Никифорова К. В.

Цена 18 р. 50 к.

с 1/1-1961 г. 1 р. 85 к.