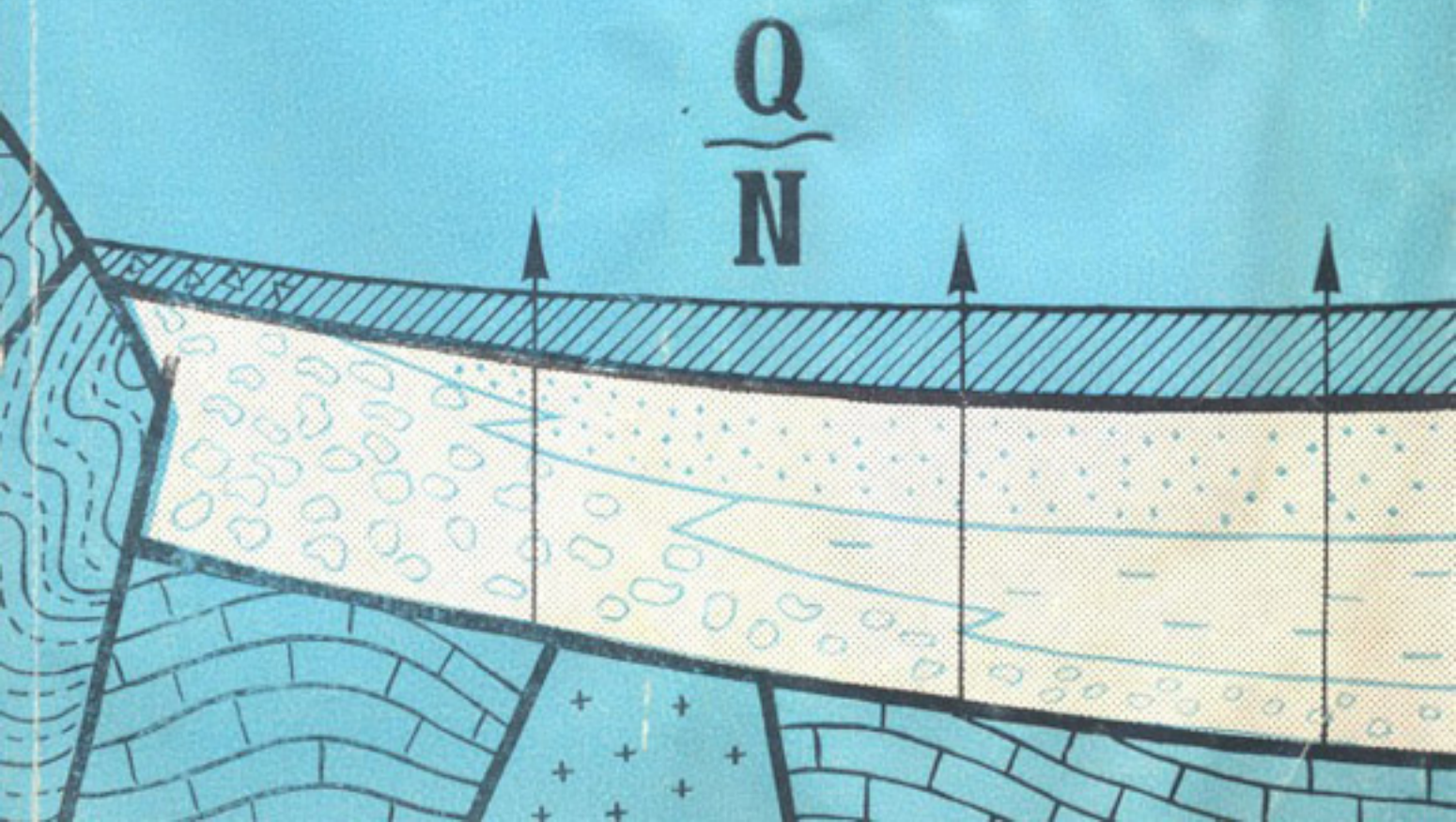


В.П.ВОЛКОВ, Б.И.ПИНХАСОВ

Геология и гидро- геология верхнего кайнозоя Голодной степи и Восточных Кызылкумов



ВВЕДЕНИЕ

В работе рассматриваются новейшие отложения и приуроченные к ним подземные воды, которые являются главным источником водоснабжения в Восточных Кызылкумах и Голодной степи. Значительное внимание уделяется стратиграфии неогена. Охарактеризован литолого-фациальный состав, дан анализ мощностей и условий залегания новейших отложений. Выявлены условия осадконакопления и реконструирована палеогеографическая обстановка, что позволило установить закономерности распространения и формирования столь важных здесь пресных подземных вод. Последние приурочены к грубообломочному пролювию, развитому у подножия Туркестано-Нуратинских гор, и к русловым пескам древней Сырдарьи, которая в позднем плиоцене сформировала мощную аллювиальную серию в ныне безводных районах Голодной степи и Восточных Кызылкумах.

Только южная часть данной территории сложена новейшими отложениями, образовавшимися за счет разрушения прилегающих Туркестано-Нуратинских гор. В строении неоген-четвертичного покрова центральной и северной частей Голодной степи и Восточных Кызылкумов участвует материал, принесенный сюда пра-Сырдарьей из внутренних областей Тянь-Шаня и многоводными притоками этой реки пра-Келесом, пра-Чирчиком и пра-Ангренем с Чаткало-Кураминских гор. Поэтому освещено строение неогена предороженной зоны и передовых хребтов Тянь-Шаня, где расположены истоки этих рек (рис. 1), а также затронуты некоторые общие проблемы стратиграфического расчленения позднекайнозойских моласс внутренних областей Тянь-Шаня и особенности его неотектонического развития. Палеогеографические и палеогеологические реконструкции более широкого охвата необходимы и для понимания гидрохимической зональности и условий формирования вод неогена Голодной степи. Они получают питание главным образом за счет подземного стока с Чаткало-Кураминских гор и поступают в Голодную степь по древним долинам, которые выполнены хорошо промытым плиоценовым аллювием Чирчика и Ангрена.

Не все вопросы геологии позднего кайнозоя рассмотрены достаточно полно. Главное внимание уделено неогену. Изучение четвертичных отложений — самостоятельная и сложная проблема, требующая постановки специализированных исследований. Поэтому мы ограничились общей характеристикой четвертичных отложений, проанализировав их мощности, выявив районы наиболее интенсивного погружения и мощного осадконакопления в плейстоцене.

Геологические разделы работы написаны Б. И. Пинхасовым, гидрогеологические — В. П. Волковым. В описании Нуратинского района участвовал Р. С. Муракаев.

Авторы благодарны за консультацию В. Н. Соколову, А. С. Вишнякову, Г. Г. Волковой, Э. Я. Салтейской, А. П. Савиновой, Л. Каюмовой, Д. Т. Миронову.

Глава I. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И СОДЕРЖАЩИХСЯ В НИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Значительный вклад в познание стратиграфии и строения неоген-четвертичных отложений, палеогеографии, истории новейшего геологического развития и неотектоники равнин Турана и сочлененных с ним передовых хребтов Тянь-Шаня внесли труды А. А. Абдулина, А. С. Адельунга, Г. Ю. Алферова, Н. П. Васильковского, О. С. Вялова, Ш. Д. Давлятова, Н. Н. Когая, Н. Н. Костенко, Н. П. Костенко, Ф. П. Корсакова, В. Н. Крестникова, В. И. Макарова, Г. А. Мавлянова, С. А. Несмеянова, Б. А. Петрушевского, В. И. Попова, О. А. Рыжкова, З. А. Свиричевской, Ю. А. Скворцова, Б. Б. Ситдикова, Б. Б. Таль-Вирского, Г. Ф. Тетюхина, Б. А. Федоровича, Б. С. Цирельсона, А. Г. Черняховского, С. С. Шульца, А. А. Юрьева, А. Л. Яншина.

Начиная с пятидесятих годов геологами Казахстана и Узбекистана детально исследуются новейшие отложения, проводится средне- и крупномасштабная геологическая и гидрогеологическая съемка закрытых территорий Восточных Кызылкумов, Голодной степи и предгорной зоны Тянь-Шаня (Я. Б. Айсанов, Г. А. Беленький, И. А. Бродский, В. А. Быкадоров, С. Я. Баяхунова, В. И. Внучков, В. М. Выломов, А. И. Гончаренко, И. П. Гушин, В. А. Захаревич, А. Ф. Земченко, Ю. Б. Коврижных, Н. В. Питинов, А. Ю. Плотницкий, Ю. Р. Смольников, О. А. Федоренко, Я. М. Хейфиц, Б. С. Цирельсон). Основу стратиграфического расчленения неогена составляют исследования ведущих палеонтологов — Н. В. Авербург, Е. Н. Беляевой, И. Г. Беленькой, А. А. Бухариной, В. С. Бажанова, М. Н. Грамма, Е. Л. Дмитриевой, В. И. Жегалло, И. А. Коробкова, К. А. Ляджиной, М. Я. Мартыновой, Р. Л. Мерклина, Р. К. Макаровой, В. Н. Нижегородовой, А. П. Савиновой, И. С. Сулейманова, Е. К. Тереховой.

История изучения неогена закрытых и труднодоступных районов Восточных Кызылкумов насчитывает немногим более трех десятилетий, так как до пятидесятих годов не были известны даже самые общие черты их строения.

На геологических картах этого периода все покровные отложения, развитые в Северных и Восточных Кызылкумах, объединялись в нерасчлененные неоген-четвертичные, позднее (Митаргц, 1948) — в плиоцен-нижнечетвертичную туранскую свиту.

С пятидесятих годов начинается качественно новый этап геологического и гидрогеологического изучения региона. Проводятся планомерная среднемасштабная геологическая и гидрогеологическая съемка, которая сопровождается большим объемом буровых работ (рис. 2). Большое внимание уделяется исследованию неоген-четвертичных отложений, геоморфологии и новейшей тектоники. Но в связи с отсутствием надежных маркирующих горизонтов, хорошо выраженных геоморфологических уровней, крайней бедностью органических остатков расчленение неоген-четвертичных отложений в начальной стадии проводилось не по линии создания местных стратиграфических схем, а сводилось к выделению подразделений, возраст которых принимался условно на основании сопоставления со смежными, а зачастую и далеко удаленными районами.

В начале семидесятых годов в Северных и Восточных Кызылкумах и центральной части Сырдарьинской впадины начинается полистная

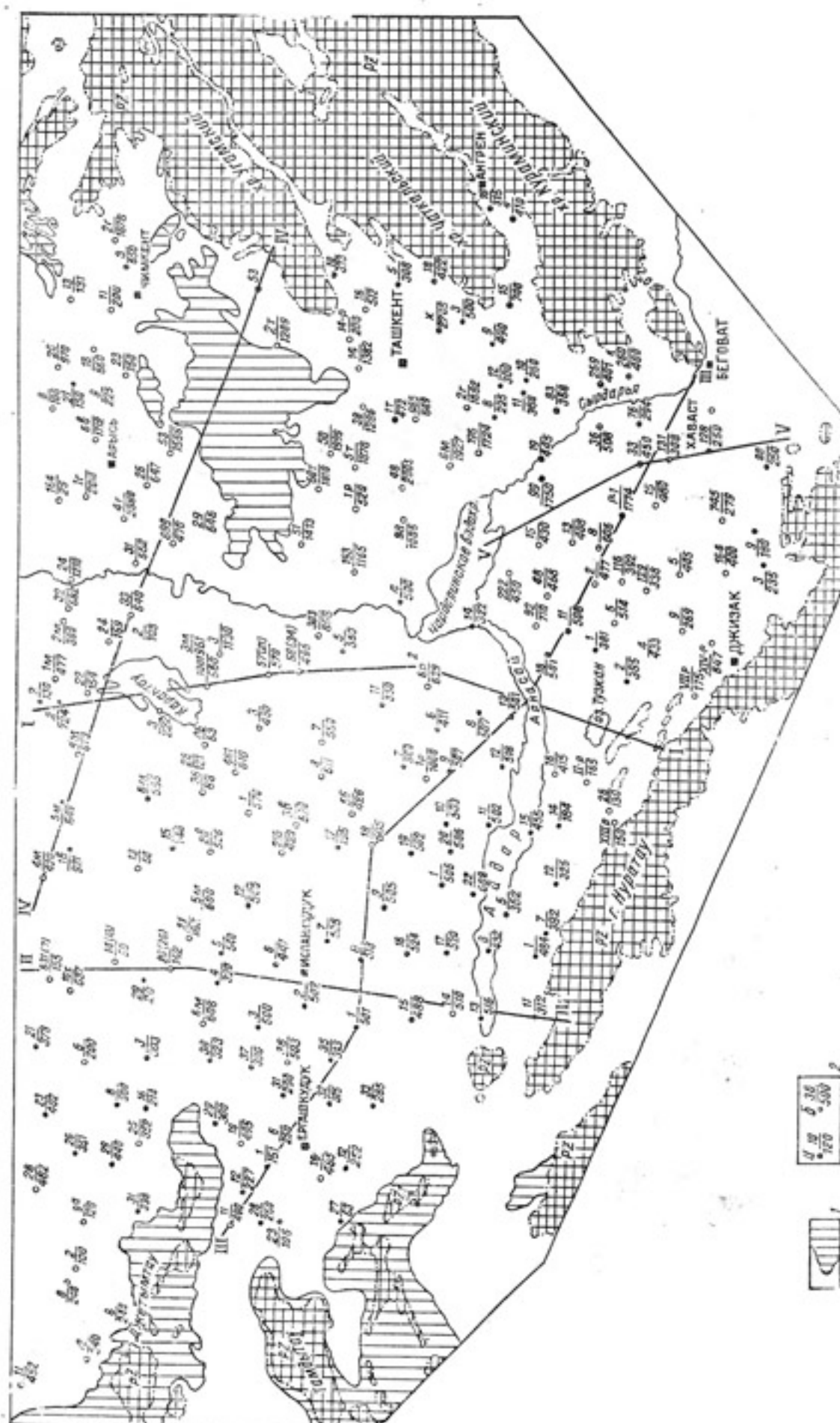


Рис. 2. Карта расположения основных буровых скважин.

1—районы отсутствия неоген-четвертичных отложений, 2—скважины: а—глубина скважины, б—глубина скважины в знаменателе—глубина.

среднемасштабная гидрогеологическая съемка с геологическим доизучением И. П. Гушиным, В. М. Выломовым, А. Ф. Земченко. В соответствии с разработанной к этому времени унифицированной стратиграфической схемой неогена Казахстана отложения, перекрывающие миоцен, относятся к среднему — верхнему плиоцену. Несмотря на то, что плиоценовая толща была достаточно хорошо разбурена, ее не расчленили на более дробные лито-стратиграфические подразделения — свиты, пачки. Только А. Ф. Земченко в юго-восточной части Кызылкумов, расположенной между Чардарой и Каракау, опираясь на предшествующие работы М. Н. Грамма, выделил в разрезе средне-верхнего плиоцена ясарскую и кызылкумскую свиты и отметил, что в строении первой участвуют в основном красно-бурые загипсованные пески и песчаники, а вторая сложена серыми аллювиальными песками (табл. 1).

Используя материалы бурения, А. П. Савинова и др. (1971) обосновали отсутствие олигоцена в Сырдарьинской впадине и расчленили толщу миоцена на нижний, средний и верхний подотделы. Это отражено на всех среднемасштабных геологических картах семидесятых годов. Поэтому вызывает недоумение то, что на последней, изданной в 1979 г. геологической карте Южно-Казахстанской серии масштаба 1:500 000, по обрамлению Большого Каратау выше эоцена, как и на старых картах, показана нерасчлененная олигоцен-миоценовая толща.

К северу и востоку от Централных Кызылкумов на территории Узбекистана в шестидесятых годах проводили геологическую съемку Я. Б. Айсанов и А. Ю. Плотницкий. В отличие от рассмотренных выше работ, они более конкретно отнесли надмиоценовую толщу к верхнему плиоцену и отметили отсутствие здесь нижнего — среднего плиоцена.

Неоген южной окраины Кызылкумов и северных предгорий Нуратинских гор изучен при среднемасштабном геологическом картировании В. И. Внучковым и И. А. Бродским. В разрезе неогена они выделили морские отложения нижнего миоцена, средне-верхнемиоценовую агитминскую свиту, а верхний плиоцен расчленили на акагайльский и апшеронский ярусы. Н. Н. Костенко (1971) привел данные по новейшим отложениям Приаралья, Бекпакдалы, предгорьям Каратау и Восточным Кызылкумам, расчленив неоген на утвержденные для Казахстана унифицированные горизонты. Н. В. Питинов (1972) осветил строение неогена Голодной степи.

Подводя итог состоянию изученности неогена Восточных Кызылкумов, погруженной части Сырдарьинской впадины и предгорий Каратау, можно отметить, что разрез неогена расчленяется здесь на нижний, средний и верхний миоцен, средний — верхний или верхний плиоцен.

Из обобщающих следует упомянуть работу М. Н. Грамма (1963), касающуюся палеогеографии Голодной степи и Восточных Кызылкумов. В частности, он указывал на наличие погребенного аллювия пра-Сырдарьи в Голодной степи и Кызылкумах, дал предварительную схему его распространения, а также указал время появления этой мощной реки на равнинах Турана.

Неогеновые отложения предгорной зоны Тянь-Шаня, куда входит Приташкентский район, с начала 30-х годов привлекали внимание исследователей. Разработано множество стратиграфических схем, но нет унифицированной, которая могла бы отвечать геологическим работам любого масштаба. Несмотря на длительность изучения неогена, до сих пор взгляды на его расчленение противоречивы. Нельзя не отметить различный подход к стратиграфическому расчленению и возрастному объему выделяемых подразделений не только разными исследователями, но зачастую одним и тем же автором, не говоря уже о схемах, составленных в различные годы и разными организациями.

Рассмотрим наиболее известное представление о строении неогена Приташкентского района. В. И. Попов (1958) расчленил кайнозойские молассы Средней Азии, в том числе новейшие отложения Приташкентского района, на пять красноватых и пять буроватых ритмосвит.

Первую и вторую красноцветные ритмосвиты он отнес к олигоцену, а третью, четвертую и пятую — к миоцену. Две нижние буроцветные ритмосвиты В. И. Попов датировал плиоценом, а три верхние — плейстоцен-голоценом. Ф. П. Корсаков (1972), многие годы изучавший молассы Приташкентского района, расчленяет их на келесскую, чирчикскую и мурзарабадскую серии, в которых выделяется ряд свит (табл. 1).

В 60-70-х гг. неогеновые отложения Приташкентского района исследуются геологами Комплексной геолого-поисковой экспедиции В. А. Захаревичем, Я. М. Хейфицем, Л. Д. Анплеевой и А. А. Бухариной. Разработанные ими местные стратиграфические схемы, в которых свиты выделены на основании ритмо- и литостратиграфических методов при контроле комплексов остракод, существенно различаются (табл. 1).

В. А. Захаревич расчленил разрез неогена Приташкентского района на шесть свит—А, Б, С, Д, Е, Г. Свиту А он отнес к нижнему—среднему миоцену, Б — к нерасчлененному мио-плиоцену, свиты С+Д датировал средним — верхним плиоценом, а Е+Г — верхним плиоценом.

В этот период Я. Х. Хейфиц к югу от Ташкента проводил крупномасштабную геологическую съемку. Разработанная им схема расчленения неогена существенно отличается от схемы В. А. Захаревича. В разрезе моласс Я. Х. Хейфиц выделяет нерасчлененный миоцен и верхний плиоцен. К миоцену он относит однородную толщу красноцветных глинисто-алевролитовых пород, а в верхнем плиоцене по литолого-фациальным признакам выделяет пскентскую, тойтюбинскую и туябугузскую свиты.

В 1974—1977 гг. Л. Д. Анплеева и А. А. Бухарина проводят специальные тематические исследования неогена долины Ангрена. Ими предложена новая схема расчленения неогена предгорий Чаткало — Курамы. В разрезе моласс они выделяют пять свит: ташсайскую N_1^A , арашанскую N_1^2 , гиджальскую $N_1^3 - N_2^2$, кандырсайскую N_2^3 и турусайскую $N_2^3 - Q_1$.

Из приведенного выше следует, что многолетние детальные исследования не привели к созданию единой стратиграфической схемы расчленения кайнозойских моласс. Существуют различные подходы к расчленению одного и того же разреза, в пределах единой структурно-формационной зоны. Местные стратиграфические схемы, в которых свиты выделены на основе ритмо- и литостратиграфических методов, а возраст принят в основном по остракодам, существенно различаются.

Гидрогеологическая изученность данной территории неравномерная, так как поиски пресных подземных вод велись на отдельных участках в связи с освоением новых земель, водоснабжением городов, сел, месторождений, обводнением пастбищ, поэтому приводится по регионам.

Впервые материалы по геологии и гидрогеологии Голодной степи обобщены М. М. Решеткиным в 1933 г. В. Р. Кожин, А. Ф. Следнев, Э. Н. Фалькова, кроме исследования общих геолого-гидрогеологических условий Голодной степи и прилегающих районов, значительное внимание уделяли изучению режима грунтовых вод, их химического состава, дебита и возможности использования для водоснабжения.

В 1935 г. М. М. Крылов составил схему стационарной гидрогеологической сети с отражением глубин залегания грунтовых вод.

Во второй половине 30—40-х гг. в трудах О. А. Ланге, Г. И. Архангельского, М. А. Шмидта, В. М. Толстунова большое внимание уделено гидрогеологическим условиям не только Голодной степи, но и всего бассейна р. Сырдарьи и составлены схемы использования ее водных ресурсов.

Пятидесятые годы и все последующие десятилетия характеризуются интенсивными гидрогеологическими и инженерно-геологическими исследованиями с большим объемом буровых работ, которые проводятся Узбекским гидрогеологическим трестом, Пастбищно-мелиоративно-строительным трестом и Промбурводом.

В 1954 г. Х. Т. Туляганов, Б. А. Славин и др. провели комплексную гидрогеологическую съемку Джизакской степи, на основе которой составлена схема орошения и освоения земель Джизакского массива Голодной степи. В 1955—1956 гг. В. В. Толоконников, Н. А. Голосов, П. М. Свешников провели инженерно-геологические исследования в зоне Чардаринского водохранилища с оценкой возможности его строительства и решения ряда специальных вопросов. В 1956—1957 гг. А. Б. Васютинская, А. В. Пахомова, Э. В. Мавлянов и др. занимаются комплексной съемкой западной и центральной части Голодной степи. В конце 50-х и начале 60-х гг. публикуются крупные сводные и обобщающие работы по гидрогеологии и инженерной геологии Голодной степи М. М. Крылов (1959) на основании последних данных проводит гидрогеолого-мелиоративное районирование Голодной степи. Н. А. Кенесариным (1959) выявлены основные закономерности многолетнего и сезонного режимов грунтовых вод и роль физико-географических, геологических и хозяйственных факторов в их формировании.

А. С. Хасанов (1960, 1962) изучил химический состав грунтов и подземных вод, установил гидрохимическую зональность Голодной степи и выделил шесть гидрохимических зон. Д. М. Кац (1965, 1956, 1963), Н. М. Решеткина (1960, 1962) осветили вопросы гидрогеологии, инженерной геологии, режима и баланса подземных вод Голодной степи. Н. Н. Ходжибаев и М. С. Алимов (1966) изучили водно-солевой баланс, определили общий характер гидрогеологического процесса и солеобмена, установили основные причины, ухудшающие мелиоративное состояние высокоплодородных земель Голодной степи.

Начиная с 60-х гг. гидрогеологи основное внимание уделяют поискам и подсчету запасов пресных подземных вод в четвертичных и частично плиоценовых отложениях. В. О. Волейшо, Ю. С. Ковалев, А. Курбанов провели разведку и оценку запасов подземных вод в четвертичных отложениях в северо-восточной части, а У. М. Баратов — в центральной части Голодной степи. В 1965—1967 гг. Х. Т. Туляганов, И. Е. Каргин, Т. А. Расулев, К. Р. Умурзаков и др. начали гидрогеологические исследования в южной части территории. Эта работа явилась первым опытом комплексных гидрогеологических исследований для обоснования освоения предгорных равнин.

В 1965—1967 гг. В. П. Волков и И. И. Цхай определяют пути водоснабжения г. Гулистана за счет подземных вод нижнечетвертичных и плиоценовых отложений. В 1968—1970 гг. Ю. С. Ковалев выполнил предварительную разведку среднечетвертичного водоносного горизонта в северо-восточной части Голодной степи в качестве источника хозяйственно-питьевого водоснабжения. При разведке пройдено несколько скважин глубиной 400—500 м вскрывших верхнеплиоценовые русловые пески Сырдарьи. Опробование скважин подтвердило перспективность на пресные воды погребенного аллювия в восточной части Голодной степи, тяготеющей к современной долине р. Сырдарьи.

В 1976—1977 гг. И. И. Цхай определил запасы пресных подземных вод в четвертичных и частично плиоценовых отложениях северных предгорий Койташского хребта для водоснабжения совхозов Джизакской области и детально разведал подземные воды в нижнечетвертичных и плиоценовых отложениях на трех участках в центральной части Голодной степи.

В 1972 г. В. П. Волков обобщил материалы поисковых работ на подземные воды в неогеновых отложениях Голодной степи. В результате составлена гидрогеологическая карта, гидрохимическая, палеогидрогеологическая — для плиоценового комплекса. Определена высокая перспективность использования подземных вод этого комплекса для целей централизованного водоснабжения.

Х. Т. Туляганов (1971), обобщив результаты исследований в южной части Голодной степи, дал конкретные рекомендации по обеспечению оптимальных мелиоративных условий вновь осваиваемых предгор-

ных земель при орошении и предохранению от подтопления ниже расположенных площадей.

А. С. Вишняков и др. (1978) в первой сводке по геологии и подземным водам неогеновых отложений равнинной территории Узбекистана отметили широкое развитие верхнеплиоценового аллювия Сырдарьи, содержащего пресные и слабоминерализованные воды не только в пределах Голодной степи, но и Восточных Кызылкумов.

Изучение гидрогеологических условий предгорной Нуратинской равнины начато значительно позже, чем в Голодной степи. В 1950—1951 гг. А. Н. Ветров и Н. Я. Ветрова провели здесь среднемасштабную комплексную геолого-гидрогеологическую съемку.

Начиная с конца 50-х гг. Ф. Ф. Маматказиным, О. А. Федосеевой, Т. И. Учайкиной, Д. Н. Володиным, Р. С. Муракаевым, И. Ф. Сосновским, В. Ф. Беспаловой, Ю. С. Ковалевым, Д. Д. Ляном на предгорной Нуратинской равнине проведены поиски и разведка подземных вод в плиоцен-четвертичных и подстилающих их палеозойских отложениях для водоснабжения объектов промышленного и сельскохозяйственного назначения. В результате выявлены пресные и слабоминерализованные подземные воды в плиоцен-четвертичных отложениях, пригодные для хозяйственно-питьевого водоснабжения в районе Писталитау, Узункудука, бассейна Кельвасая.

В 1971—1974 гг. К. Ташкузиев, Г. Г. Волкова, Р. П. Ким и др. провели среднемасштабную гидрогеологическую съемку в районе озера Тузкан. В настоящее время в пределах всей Преднуратинской равнины Б. Г. Куприенко, Б. Бурханов, А. Р. Сологуб, Ю. А. Печорин проводят крупномасштабную комплексную гидрогеологическую и инженерно-геологическую съемку.

Систематические гидрогеологические исследования Восточных Кызылкумов начались с 1927 г. Первое обобщение по подземным водам этого региона сделано И. П. Герасимовым и П. К. Чихачевым. Они отмечали, что подземные воды песчаных районов залегают на небольшой глубине, обладают незначительным расходом и высокой минерализацией. В 1934—1935 гг. Н. И. Плотников и А. М. Бугрова проводят специальные исследования, связанные с проблемой водоснабжения пастбищных угодий. В 1936—1943 гг. в Кызылкумах проводится геологическая съемка (1:1 000 000). Попутно Б. Б. Митгарц, А. М. Бугрова, М. Т. Бурак, Р. Я. Бойко, М. М. Иваницын ведут гидрогеологические исследования. В 1945 г. Б. Б. Митгарц составляет гидрогеологическую карту Кызылкумов и дает их первое гидрогеологическое районирование.

В 1956—1959 гг. в Восточных Кызылкумах проведена гидрогеологическая съемка масштаба 1:500 000. В этих работах участвуют Р. П. Теуш, Л. А. Островский, Б. Б. Имамов, А. Д. Судоплатов.

В конце 60-х и начале 70 гг. оцениваются запасы выявленных пресных вод в Восточных Кызылкумах.

С. Ш. Мирзаевым и Х. И. Валиевым (1962, 1967 гг.) оценены динамические запасы линзы пресных подземных вод Восточных Кызылкумов через модуль подземного стока в 0,04 л/с. По их данным, они составляют 1044 л/с, статические запасы линзы равны 136 млрд. м³.

В 1970—1972 гг. Л. З. Шерфетдиновым проведена региональная оценка эксплуатационных запасов подпесчаных линз пресных грунтовых вод по формуле $Q_{\text{экс}} = F \cdot W_{\text{киф}} + 1/3 \frac{W_{\text{ст}}}{t_{\text{экс}}}$, где $Q_{\text{экс}}$ составляют 9120 л/с.

В 1972 г. С. Анарбаев обобщил гидрогеологические материалы по грунтовым водам неоген-четвертичных отложений Вос. Кызылкумов.

В 70-х гг. в западной части рассматриваемой территории (Ергашкудукский прогиб, север Джетымтау) завершается полистная среднемасштабная гидрогеологическая съемка (В. В. Красников, Д. Алмурадов, Г. Г. Волкова, Б. Рузиев). В это же время в казахской части Восточных Кызылкумов проводят среднемасштабную гидрогеологичес-

кую съемку с геологическим доизучением И. П. Гущин, В. М. Выломов, А. Ф. Земченко. Съемка сопровождалась большим объемом буровых работ, которые позволили выяснить особенности геологического строения и гидрогеологию мезо-кайнозойских отложений этой закрытой и труднодоступной территории.

Глава II. ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ НЕОГЕНА РАВНИН ТУРАНА И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ МОЛАСС ТЯНЬ-ШАНЯ

В эпоху новейшей активизации Средняя Азия претерпела интенсивное геологическое развитие. После ухода палеогенового моря здесь возникли грандиозные горные сооружения, формирование которых отражают мощные толщи моласс, выполняющие глубокие межгорные впадины. Равнины Средней Азии неоднократно служили ареной не только наземной аккумуляции, но и покрывались морями, связанными с Мировым океаном, или водами крупных внутриконтинентальных водоемов типа акчагыльского и апшеронского бассейнов Каспия. Кратковременные или длительные перерывы в осадконакоплении способствовали образованию глубоко расчлененного эрозионного рельефа или региональных денудационных срезов, в дальнейшем погребенных под более молодыми толщами.

Обширные районы Турана миллионы лет назад были выведены из-под уровня седиментационных бассейнов, и возникшие пластовые равнины в дальнейшем уже не перекрывались осадками. Наиболее древняя равнина — Устюрт, затем Заунгузские Каракумы и ряд обширных первично-аккумулятивных поверхностей, образующих более низкие ярусы рельефа. В отличие от равнин Средней Азии ее межгорные впадины на протяжении всего новейшего периода испытывали и испытывают интенсивное погружение. Только отдельные участки впадин на рубеже плиоцена и плейстоцена были выключены из сферы осадконакопления и превратились в невысокие горные гряды и адыры. Все это обусловило широкое развитие различных по происхождению отложений — от практически немых, лишенных органических остатков, грубообломочных орогенных моласс, до морских карбонатных и терригенно-карбонатных, хорошо охарактеризованных палеонтологически. Особенности строения и характер захороненных в неогеновых отложениях остатков различных групп организмов определяют специфику их стратиграфического расчленения, возраст и корреляцию.

На западе Средней Азии в области развития морских отложений, хорошо охарактеризованных палеонтологически, неоген расчленяется на ярусы унифицированной стратиграфической схемы, принятой МСК для юга СССР в 1956 г. В ней указаны как стандартные ярусы западноевропейской неогеновой шкалы — аквитан, бурдигал, гельвет и тортон, так и местные — сармат, мэотис, понт, акчагыл, апшерон. В связи с ревизией ярусов западноевропейской шкалы Л. А. Невесской, А. К. Богдановичем, О. С. Вяловым и др. (1975) предложена схема регионарусного расчленения неогена юга СССР. В нее вместо аквитана, бурдигала, гельвета и тортона введены регионарусы, стратотипы которых находятся на территории СССР: кавказский, сакараульский, коцахурский, тарханский, чокракский, караганский и кольский. Регионарусы верхнего миоцена оставлены без изменений (табл. 2 см. в конце книги). Детализация унифицированной стратиграфической схемы неогена юга СССР ставит на повестку дня расчленение морского неогена Закаспия на регионарусы и применение регионарусной схемы в Среднеазиатском регионе.

К востоку от Западно-Туркменской низменности, Мангышлака и Устюрта на обширных пространствах в Каракумах, Кызылкумах и Приаралье развиты отложения периферийных зон позднеплиоценовых бассейнов Каспия и континентальные толщи, слабо охарактеризованные

палеонтологически. Для расчленения отложений существуют местные схемы. В Туркмении схемы разработаны Г. И. Поповым, Т. Р. Розыевой, Л. Н. Смирновым, М. М. Судо, А. И. Смолко, А. Г. Блискавка, А. И. Айнемером, А. Г. Эберзиным. Современная стратиграфия неогена равнинных пространств Узбекистана построена на основе работ М. Н. Грамма, Г. Ю. Алферова, В. Г. Данилова, Ю. Р. Смольникова, А. А. Бухариной, Р. К. Макаровой, Л. Д. Анплеевой, А. И. Животовской, Южного Казахстана — Н. Н. Костенко, А. П. Савиновой, В. А. Ляджиной, М. Я. Мартыновой, В. П. Нижегородовой.

Континентальный неоген расчленяется на свиты. Свиты выделяются по литолого-фаціальным признакам. Возраст их устанавливается на основании имеющегося палеонтологического материала, соотношения свит между собой и главным образом на их взаимоотношении с морскими каспийскими отложениями. Все это позволяет установить соотношение местных стратиграфических подразделений — свит с ярусами (региоярусами) унифицированной схемы, принятой для морских отложений Восточного Паратетиса.

В континентальном неогене Каракумов, Кызылкумов, Южного и Восточного Приаралья не содержится богатых костных остатков млекопитающих, встречающихся в неогене Казахстана, Сибири, Монголии и европейской части СССР. Поэтому стратиграфия неогена равнин Средней Азии базируется на многочисленных, развитых по всему разрезу остракодах и в меньшей степени на солоноватоводных и пресноводных моллюсках, обитавших в восточных краевых опресненных зонах морских бассейнов и озерных водоемах.

Важное значение остракод в определении возраста неогена Средней Азии доказано М. И. Мандельштамом, Г. Ф. Шнейдер, М. Н. Грамом, в последние десятилетия — Т. Р. Розаевой, А. А. Бухариной и А. П. Савиновой. В настоящее время остракодовыми комплексами охарактеризованы все подразделения в региональных и местных стратиграфических схемах Туркмении, Узбекистана и Казахстана. Однако как показала практика, ближняя и дальняя корреляция континентальных отложений и обоснование их возраста остракодовыми комплексами надежна только в сочетании с традиционными общегеологическими методами исследований. К наиболее важным из них относятся прослеживание и картирование свит и толщ и выявление их взаимоотношения с морскими отложениями. Последнее дает бесспорную возрастную привязку, но не исключает значительного изменения объема свиты по латерали, т. е. возрастного скольжения ее подошвы или кровли. Так, замещение в Восточных Кызылумах нижней части разреза красноцветной молассовой формации морскими отложениями нижнего миоцена четко определяет нижнюю возрастную границу формации. В Восточном Заунгузье верхняя часть разреза этой формации, представленная нерасчлененной средне-, верхнемиоценовой красноцветной глинисто-алевролитовой толщей агитминской свиты, постепенно фаціально замещается сначала морскими образованиями сармата, а затем тортона (табл. 2). Следовательно, в зоне фаціального перехода диапазон возрастного скольжения верхней границы континентальной толщи может быть в пределах яруса или значительно больше.

На основе имеющихся палеонтологических (гастроподы, остракоды) и общегеологических данных можно вполне обоснованно установить стратиграфическое положение широко распространенной на равнинах Турана толщи желто-бурых песков и песчаников, выделяемых в Каракумах под названием заунгузской свиты, в Кызылумах — денгизкульской. Мнения о возрастной принадлежности заунгузской свиты противоречивы. Одни исследователи относят ее к мио-плиоцену, другие — к верхнему плиоцену.

Заунгузская свита, с размывом залегающая на различных горизонтах от сармата до мела, образует пластовую равнину Заунгузских Каракумов. Равнина представляет собой более низкий ярус релье-

ефа по отношению к сармат-понтической поверхности Устьюрта. В подшве заунгузской свиты и ее аналогах в Приаралье и Кызылкумах развиты озерно-морские и озерные отложения кушканатауской свиты с обедненной, но все же акчагыльской макро- и микрофауной (Животовская, 1969; Алферов, Данилов, 1972; Вишняков и др., 1978). Эти факты не позволяют сопоставить надсарматскую заунгузскую свиту ни с мэотисом—понтон, ни с континентальным средним плиоценом—челекенской свитой, а период от сармата до акчагыла считать временем перерыва в осадконакоплении. Вложение в заунгузскую свиту по Узбою более молодой толщи с акчагыльской фауной ограничивает возрастной предел свиты нижним—средним акчагылом.

Следует отметить, что, несмотря на значительный прогресс в расчленении и обосновании возраста континентального неогена равнин Средней Азии, до сих пор отсутствует унифицированная стратиграфическая схема неогена этого региона. Не выделены региональные стратиграфические горизонты, объединяющие синхронные отложения, как в Казахстане и Западной Сибири.

За длительную историю изучения позднекайнозойских орогенных моласс, выполняющих межгорные и предгорные впадины Тянь-Шаня, создано множество схем их стратиграфического расчленения. В последние десятилетия детализация и совершенствование этих схем осуществлялись комплексно с применением всех доступных стратиграфических методов: лито- и ритмостратиграфических, палеонтологических, общегеологических, геофизических, палеомагнитного. Однако до сих пор нет общепринятой региональной стратиграфической схемы неогена Тянь-Шаня. Трудности в создании такой схемы заключаются прежде всего в том, что выделяемые подразделения не всегда обоснованы бесспорными палеонтологическими данными. Остатки позвоночных, на которых основывается стратиграфия континентальных отложений, встречаются в молассах крайне редко, разобщены территориально и, как правило, характеризуют длительный интервал времени. Более часто встречающиеся остракоды и малакофауна эпидемичны, недостаточно изучены и систематизированы.

Впервые стратиграфическую схему верхнетретичных моласс Тянь-Шаня унифицировал С. С. Шульц (1948). Он выделил два комплекса—киргизский красноцветный ($Tg + Cr?$) и тьяншаньский орогенический ($N - Q_1$). В дальнейшем неоген Тянь-Шаня более подробно расчленен Б. А. Петрушевским (1955) на три серии—усунскую, карлукскую и каракитайскую. Усунская ($f_3^2 - N_1^2$) объединяет красноцветные отложения. Карлукская ($N_1^3 - N_2^1$) характеризуется интенсивной засоленностью и загниванностью слагающих ее пород. Каракитайская ($N_2^2 - Q_1$) сложена внизу буроцветными и палеоцветными глинисто-песчаными породами, а в верхней части—грубообломочными. Б. А. Петрушевский пришел к выводу об общей выдержанности серий, которые повсюду имеют примерно одинаковый литологический состав и неизменное положение в вертикальном разрезе.

В. И. Попов (1958) предложил комплексное биоритмостратиграфическое расчленение кайнозойских континентальных формаций предгорий Памира и Тянь-Шаня. В разрезах кайнозойских моласс Средней Азии он выделил пять красноцветных и пять буроцветных ритмосвит, которые объединяются в ритмоподтолщи и ритмотолщи. Красноцветные ритмосвиты отвечают олигоцен-миоцену, две нижние буроцветные—плиоцену, а остальные три—плейстоцен-голоцену.

Все последующие стратиграфические схемы, разработанные различными исследователями, имели местный характер и охватывали или отдельные участки Тянь-Шаня или территории союзных республик (Геология СССР, т. XXII, Казахская ССР, 1971; т. XXIII, Узбекская ССР, 1972; т. XXV, Киргизская ССР, 1972).

Исключение составляет работа Е. Л. Дмитриевой, С. А. Несмеянова (1982), в которой отражены новые данные по млекопитающим и стратиграфии позднего кайнозоя юго-востока Средней Азии и приведен каталог известных местонахождений позвоночных из палеогена и неогена данного региона. Для верхнекайнозойских континентальных отложений Афгано-Таджикской депрессии, Тянь-Шаня и прилегающих и нему равнин Казахстана С. А. Несмеянов и Е. Л. Дмитриева предложили межрегиональную стратиграфическую схему, в которой выделили шесть горизонтов — индрикотериевый, асказансорский, аралотурмейский, гиппарионовый, куруксайский и каракаитайский. К сожалению, выделенные межрегиональные горизонты носят в основном условный характер. Прежде всего это относится к индрикотериевому, асказансорскому и аралотурмейскому горизонтам, фаунистические комплексы которых или отсутствуют в молассах Тянь-Шаня, или встречающиеся крайне редко единичные представители этой фауны не образуют конкретных возрастных или биостратиграфических горизонтов (табл. 3).

Таблица составлена по каталогу Е. Л. Дмитриевой, С. А. Несмеянова и отражает приуроченность основных местонахождений млекопитающих к естественно обособляющимся новейшим формациям Тянь-Шаня. В Тянь-Шане индрикотериевая и асказансорская фауна известна только в Актауском местонахождении, которое приурочено к красноцветным отложениям актауской свиты Илийской впадины. В других впадинах Тянь-Шаня и по его обрамлению индрикотериевая и миоценовая—асказансорская и аралотурмейская (анхитериевая — мастодонтовая) фауна отсутствует, кроме Белькарасуйской находки (*Platybelodon grangeri* Osb.) в Нарынской впадине, имеющей неясное стратиграфическое положение, и Аруктауского мио-плиоценового мастодонта (*Mastodon cf. angustidens* Cuv.) в Афгано-Таджикской депрессии. Богатая индрикотериевая (Боктыкарын) и асказансорская (Асказансор) фауна известна лишь к северу от Тянь-Шаня в пределах Туранской низменности (плато Бет-пакдала).

Вслед за С. С. Шульцем позднекайнозойские молассы мы относим к тяньшаньскому орогеническому комплексу, но не в первой его трактовке, а в более поздней, когда в орогенный комплекс исследователь включил и красноцветные олигоцен-миоценовые молассы, несомненно, связанные с новейшим горообразованием.

Следуя представлению Б. А. Петрушевского, мы предлагаем расчленить неоген Тянь-Шаня на три серии, но в соответствии с современными требованиями серии имеют несколько иную возрастную датировку и названия (Б. А. Петрушевский называл серии по именам народов, некогда населявших Среднюю Азию). В Ферганской (северо-западная часть), Кетмень-Тюбинской, Кочкорской, Нарынской, Восточно-Чуйской и других впадинах Тянь-Шаня серии последовательно сменяют друг друга и в зависимости от названия комплекса именуются нижне-, средне- и верхнетяньшаньской. Сериям отвечают три формации, четко обособляющиеся и фиксирующие тем самым изменение тектонического режима и климата (табл. 2, 3).

Нижнетяньшаньская серия — олигоцен — верхний миоцен. К ней относится красноцветная молассовая формация, отвечающая начальному этапу горообразования. Он характеризуется сравнительно спокойным тектоническим развитием и небольшим размахом вертикальных движений, обусловивших образование низкогогорного рельефа. В межгорных впадинах низы серии обоснованы индрикотериевой и асказансорской фауной (Илийская впадина) или олигоценowymi «морскими» сумсарскими моллюсками и микрофауной (Фергана). К западу наблюдается омоложение нижней границы серии. У подножия передовых хребтов Западного Тянь-Шаня нижняя часть разреза серии соответствует нижнему миоцену, с морскими образованиями которого красноцветные молассы сочленяются вдоль юго-восточной окраины Турана. Верхняя часть серии по мере удаления от Тянь-Шаня в Кызылкумах пере-

ходит в красноцветную молассовидную толщу агитминской свиты, которая в центральных районах Турана фациально замещается морскими образованиями тортона и сармата. Мощность формации — первые сотни метров.

Среднетяньшаньская серия — верхний миоцен (мэотис) — средний плиоцен — озерная сероцветная соляно-гипсовая (эвапаритовая) формация. Образовалась в условиях локализации осадконакопления в межгорных бессточных впадинах при замедленном развитии поднятий (относительный покой орогена) и экстрааридной климатической обстановке. Содержит позднегиппарионовую фауну. Мощность 1000—3500 м.

Верхнетяньшаньская серия — верхний плиоцен — буроцветная молассовая формация. Отвечает интенсивным и резко дифференцированным тектоническим движениям, увлажнению и похолоданию климата, зарождению постоянно действующей гидрографической сети и формированию мощных грубообломочных отложений у подножий быстро растущих горных сооружений. Содержит фауну илийского и хоргосского комплексов. Мощность 1500—2500 м.

В предороженной зоне у подножий передовых хребтов Западного и Южного Тянь-Шаня неоген представлен только красноцветными и буроцветными молассами. Среднетяньшаньская серия отсутствует, красноцветные и буроцветные молассы разделены несогласием или несколькими сближенными горизонтами бледно-розовых карбонатных кор выветривания, отвечающих длительному перерыву в осадконакоплении.

Указанные главнейшие особенности позднекайнозойских моласс приняты при стратиграфическом расчленении. Возрастная датировка выделенных серий опирается на комплексы млекопитающих (табл. 4), а в предороженной зоне на достоверную и прямую увязку (по большому количеству скважин) с одновозрастными отложениями, развитыми на равнинах Турана, где отложения неогена зачастую лучше охарактеризованы палеонтологически и четко взаимосвязаны с морскими образованиями Понто-Каспия (табл. 2). Кроме того, при расчленении моласс использовались ритмо- и литостратиграфические признаки, общегеологические данные (перерывы, несогласия) и палеогеографические реконструкции широкого регионального охвата.

В дальнейшем выделенные серии могут быть положены в основу и рассматриваться как наиболее крупные подразделения пока отсутствующей единой стратиграфической схемы неогена Тянь-Шаня.

Местонахождения млекопитающих. Северный Тянь-Шань. Илийская впадина: 1 — верхний слой Чарынского, хоргосская свита; 2 — нижний слой Чарынского, 3 — Кинкбайское, 4 — Самсы, илийская свита, Восточно-Чуйская впадина (Серафимовка), 5 — верхний слой Серафимовского, чуйская свита. Центральный Тянь-Шань. Текесская впадина: 6 — верхний слой Сатинского, 7 — Есекартан, верхняя подсвита джуукинской (илийской) свиты. Кочкорская впадина: 8 — Чонбулак, верхнеджуанарыкская подсвита. Иссыккульская впадина: 9 — Тепкинское, шарпылдагская свита; 10 — Джылгындыкоо, 11 — Ичкетасминская, верхнеджуукинская подсвита. Нарынская впадина: 12 — Кокджарты, верхненарынская подсвита. Северо-Западный Тянь-Шань. Ферганская впадина: 13 — Супетау, 14 — Коктюрюк, коктюрюкская (кепелйская) свита; 15 — Аксарай, аксарайская (акчопская) свита; 16 — Кон-и-Гут, аксарайская свита. Приташкентский и Армынский прогибы: 17 — Бешкайрагач, 18 — Гиджалсай, 19 — нижний слой Бельдерсайского, 20 — Чимкент — все местонахождения приурочены к верхнеплиоценовым буроцветным молассам верхнетяньшаньской серии; 21 — Машат, верхний миоцен — средний плиоцен, среднетяньшаньская серия. Гиссаро-Алай: 22 а — Сор, средний — верхний плиоцен. Кашкадарьинская впадина: 22 — Ташбулак, 23 — Танхыздарья, 24 — Шахрисябз — все находки приурочены к верхнеплиоценовым буроцветным молассам верхнетяньшаньской серии. Афгано-Таджикская депрессия: 25 — Карамайдан, 26 — Гулизиндон, 27 — Яккабед, 28 — Куркусайское, все находки приурочены к нижней части кулябской свиты, 29 — Лахути, верхи кулябской свиты.

Характерные комплексы млекопитающих

(с использованием данных Н.Н. Костенко, Б.С. Камжигулов, 1980, Е.М. Дмитриевой, А.С. Несмеянова, 1982)

Неоген			Палеоген			Система	Стратиграфическая схема МСК, 1956 г.	Восточный Паратетис, (Решение МСК, 1981г.)	Регионарус	Основные стратиграфические подразделения позднего кайнозоя Тянь-Шаня	Характерные комплексы млекопитающих	(с использованием данных Н.Н.Костенко, Б.С.Кажимкулов, 1980, Е.П. Дмитриевой, А.С.Несмеянова, 1992)									
Верхний	Средний	Нижний	Верхний	Средний	Нижний																
Неоген	Верхний	Средний	Понт	Балаканский	Палеоген	Верхний	Ашшерон	Донной-стоцен	Ашшерон	Верхне-тяньшаньская серия	Харкасская фауна	Miomys reidi, M. intermedius, Villencyia petenyi, V. lagurodontoides, Lagurodon erenkesi, Prolagus cf. ramonicus, P. posterius, Eolagus simplicioides, Allorhinomys plicosus, Pitomys arvaloides, Pseudipomys ex gr. praetingsi, Archidiskodon meridionalis, Allohippus sp., Struthio sp., Ochotona sp.									
													Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия						
																Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия			
																			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																
Верхне-тяньшаньская серия	Средне-тяньшаньская серия	Нижне-тяньшаньская серия																			
			Верхне-тяньшаньская серия																		

Глава III. СТРАТИГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ НЕОГЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТУРАНА И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ МОЛАСС ТЯНЬ-ШАНЯ

Восточная часть Средней Азии включает две геоструктурные области, резко различные по характеру неотектонического развития, — платформенный ороген Тянь-Шаня и Туранскую плиту. В Тянь-Шане в эпоху новейшей тектонической активизации сформировались мощные орогенные молассы, выполняющие межгорные впадины и непрерывной каймой обрамляющие передовые хребты на всем протяжении. Ширина развития моласс в предороговой зоне не превышает 60—150 км, и по периферии предгорных равнин они сочленяются с морскими и континентальными новейшими формациями платформенного типа. Последние отличаются от орогенных моласс составом, незначительной мощностью и условиями залегания, так как часто вложены друг в друга и образуют различные ярусы равнинного рельефа. Но несмотря на значительное различие новейших отложений гор и равнин Средней Азии, они тесно связаны между собой. Ороген на протяжении всей новейшей стадии или большей ее части являлся областью поднятия и размытия, а прилегающая к нему Туранская плита — областью аккумуляции сносимого с горных сооружений обломочного материала. Для правильного понимания закономерностей осадконакопления и палеогеографии Голодной степи и Кызылкумов в неоген-четвертичное время ниже приводим краткое стратиграфическое описание орогенных моласс Тянь-Шаня, а затем новейших отложений прилегающих к нему равнинных пространств.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ МОЛАССЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

В межгорных впадинах Северного, Центрального и Западного Тянь-Шаня и в предороговой зоне широко развиты континентальные молассы, связанные с новейшим горообразованием. Наиболее полные в стратиграфическом отношении и мощные (до 5 км) разрезы моласс во впадинах. В предгорной зоне вдоль передовых хребтов Тянь-Шаня разрезы моласс сокращены, мощность их составляет 1500—2000 м. Полоса развития моласс у подножия хребтов не превышает 60—150 км, и по периферии предгорных равнин они фациально замещаются отложениями платформенного типа.

Для обоснования возраста выделяемых в разрезе моласс основных стратиграфических подразделений — серий (гл. II) использованы данные по остаткам позвоночных, местонахождения которых встречаются на различных стратиграфических уровнях в неогене Тянь-Шаня. Комплексы млекопитающих позволили провести дальнюю корреляцию среднеазиатских моласс с континентальным неогеном Казахстана и Внутренней Азии. Осуществлена достоверная и прямая увязка путем прослеживания по большому количеству скважин орогенных моласс с отложениями неогена, развитыми на равнинах Турана и взаимосвязанными с морскими образованиями Понто-Каспия (табл. 2). Возрастная детализация и увязка схемы стратиграфического расчленения моласс со схемой позднего кайнозоя Восточного Паратетиса позволили скоррелировать основные события новейшей истории, происходящие в неогене Тянь-Шаня и на равнинах Закаспия.

Стратиграфия и строение орогенных моласс межгорных впадин Тянь-Шаня, закономерности осадконакопления в эпоху орогенеза, палеогеография новейшего периода и новейшая тектоника Тянь-Шаня рассмотрены в работах С. С. Шульца (1948), Б. А. Петрушевского (1955), Н. П. Васильковского (1935), О. С. Вялова (1935), В. И. Попова (1938, 1955, 1958), В. И. Попова и др. (1972), М. Н. Грамма (1962, 1966), В. Г. Клейнберга (1957), Л. И. Турбина и др. (1972), Н. Н. Костенко, В. И. Попова, А. С. Теленкова (1965), Н. Н. Костенко, А. П. Са-

винова (1971), Н. П. Костенко (1970), Н. И. Гриднева (1971), Е. Я. Ранцмана (1975), С. А. Несмеянова (1977, 1980), Е. Л. Дмитриевой, С. А. Несмеянова (1982), А. К. Трофимова и др. (1976), В. И. Макарова (1977), В. В. Благовидова (1978)

ОЛИГОЦЕН — ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Нижнетяньшаньская серия

Красноцветная молассовая формация составляет нижнюю часть разреза тяньшаньского орогенического комплекса. Нижнетяньшаньская серия включает основную часть киргизского красноцветного комплекса (Шульц, 1948), или усунскую серию (Петрушевский, 1955). В Центральном и Северном Тянь-Шане ей соответствуют киргизская или кокомеренская свиты по схеме Л. И. Турбина и др. (1972), сложенные красноцветными грубообломочными и песчано-глинистыми породами с остатками *Samotherium* др. и наземных черепах *Stylemys karakolensis* Rjab и *Tesudo* sp. В Илийской впадине и предгорьях Джунгарского Алатау в красноцветах актауской свиты содержатся остатки индрикотериевой и асказансорской фауны: *Ardynia kazakhstanica* (V. Grom.), *Rhinocerotidae* gen.?, *Suiformes*, *Indricotheriidae* gen. (*Paraceratherium* sp.), *Chalicotheriidae* (*Schizotherium*), *Rhinocerotidae* gen., *Prodremotherium* sp. (Дмитриева, Несмеянов, 1982).

В Ферганской впадине нижнетяньшаньская серия включает сумсарский и массагетский ярусы (Вялов, 1935, 1947); сумсарские слои и майлисайскую свиту (Грамм, 1966); сумсарскую, шурьсайскую свиты (Попов и др., 1972). В Приташкентском районе и предгорьях Каратау с нижнетяньшаньской серией сопоставляются следующие ранее выделенные стратиграфические подразделения (табл. 1): келесская серия, без её верхней части, сложенной желваковыми мергелями и известняками (карбонатные коры), схемы Ф. П. Корсакова (1972); свита А и нижняя часть разреза свиты В (верхи которой также представлены карбонатными корами) схемы В. А. Захаревича; красноцветные миоценовые отложения схемы Я. М. Хейфица; выделенные Л. Д. Анплеевой и А. А. Бухариной ташсайская и нижняя часть разреза арашанской свиты (IV пачка); верхи арашанской свиты (V пачка), представленные бледно-розовыми конкреционными мергелями и известняками, т. е. карбонатные коры, которые мы относим к кирташской свите среднетяньшаньской серии.

В предгорьях Каратау к нижнетяньшаньской серии относятся красноцветные молассы, которые Н. Н. Костенко (1971) включает в аральский горизонт.

В Ферганской впадине нижняя граница серии проводится по подошве сумсарских слоев. Нижнетяньшаньская серия имеет четкое двухчленное строение. Нижняя часть ее разреза сложена «морскими» малиновыми сумсарскими глинами мощностью до 60—80 м, а верхняя — кирпично-красными континентальными молассами, мощность которых в естественных обнажениях достигает 300 м.

Сумсарские слои, по данным М. Н. Грамма и др., сложены малиновыми глинами с подчиненными прослоями темно-красных алевролитов и песчаников с характерной фауной моллюсков, остракод и фораминифер. Большинство исследователей относят сумсарские слои к олигоцену и выделяют в них три горизонта К. П. Калицкого — р, г, г, по кровле последнего проводят границу между сумсаром и вышележащими континентальными красноцветами массагета.

М. Н. Грамм (1966) отмечает, что к западу от р. Исфары морские сумсарские отложения (по нашим наблюдениям это верхи сумсара) по простирацию замещаются континентальными мелкоземами и песчаниками, сходными с вышележащей майлисайской (массагетской) свитой. Эта пачка мощностью 6—15 м хорошо прослеживается между р. Исфарой и г. Уратюбе, с размывом залегающая на различных горизонтах зеленых глин эоцена. Но континентальные породы пачки все же отли-

чаются от вышележащих более ярким малиново-красным цветом, подчеркивая тем самым, что и здесь, где нижнетяньшаньская серия сложена континентальными отложениями, сохраняется двучленное строение ее разреза.

Последние данные о возрастном объеме сумсарских слоев Ферганы и границе между олигоценом и миоценом приведены Р. К. Макаровой. По фауне моллюсков и фораминифер сумсарские слои подразделяются на фаунистические зоны и биозоны снизу вверх:

1. *Gryphaea sewerzowi* и *Pecten tutaksaicus*.
2. *Ostrea pygmaea*, соответствующая фораминиферовой зоне *Cibicides tschagalaensis*.
3. *Liostrea korobkovi*, соответствующая фораминиферовой зоне *Discordis uzbekistansis*.
4. *Amphidonta ferganensis* — *Chlamys sumsarica*.
5. *Clymentia bajsunica*.

По возрасту первая (горизонт p) и вторая (низы горизонта q) биозоны отвечают нижнему — среднему олигоцену (рюпельский ярус), третья (средняя часть горизонта q) соответствует верхнему олигоцену, четвертая, включающие верхи горизонта q и горизонт r — относятся к нижнему миоцену. Вышележащие красноцветы массагета параллелизуются с агитминской свитой Кызылкумов. Таким образом, исследования Р. К. Макаровой показали, что внутри сумсарских слоев олигоценовая фауна сменяется миоценовой, граница проходит между двумя системами.

Такая датировка сумсарских слоев, впервые предложенная Р. К. Макаровой, наиболее верно отражает характер развития восточной окраины Тетиса в олигоцене и раннем миоцене. На рубеже эоцена и олигоцена юго-восточная часть Средней Азии испытала подъем, приведший к регрессии моря, осушению обширных пространств Кызылкумов и Юго-Восточных Каракумов и размыву верхних горизонтов зеленых глин эоцена. Морские условия осадконакопления сохранились лишь в центральных и северо-западных районах Турана, где в пределах Южного Приаралья, Устюрта и Хорезма развиты наиболее мощные (350 м) и полные в стратиграфическом отношении разрезы олигоцена, сложенные относительно глубоководными зеленовато-серыми глинами, согласно залегающими на породах белоглинистого горизонта. По богатому комплексу планктонных фораминифер в олигоцене этих районов уверенно выделяются стратиграфические подразделения зональной шкалы палеогена Крымско-Кавказской области. Разрез олигоцена расчленяется на нижний + средний, соответствующий хадумскому горизонту — зоне *Lenticulina herrmanni* и баталкашинскому — зоне *Spiroplectammina carinata*—*Planorbulina hebbei*, и верхний олигоцен — зоне *Spiroplectammina terekensis* — *Sphaeroidina variabilis*.

В среднем олигоцене море из центральных районов Турана стало наступать на Каракумо-Кызылкумскую сушу. С развитием олигоценовой трансгрессии и последующим значительным расширением ее в раннем миоцене, когда море перекрывало практически весь юго-восток Турана и вплотную подступило к орогену, связано формирование на юго-востоке Средней Азии качественно новой мелководной красноцветно-пестроцветной формации, резко отличной от подстилающей эоценовой (Пинхасов, 1984). В Западных и Центральных Кызылкумах эти красноцветно-пестроцветные отложения, с размывом залегающие на различных горизонтах зеленых глин эоцена, выделяются под названием олигоцен-нижнемиоценовой сарбатырской свиты. Н. Е. Минакова (1954), Р. К. Макарова, Н. Б. Авербург (1977) отмечают, что нижняя часть разреза сарбатырской свиты (нижнесарбатырская подсвита) отвечает не всему олигоцену, а лишь верхней части нижнего + среднего олигоцена (зона *Spiroplectammina carinata*, баталпашинский горизонт) и верхнему олигоцену (зона *Spiroplectammina terekensis* — *Sphaeroidina variabilis*), что хорошо увязывается с предсарбатырским перерывом. В верхней части разреза сарбатырской свиты содержится комплекс моллюсков, позволяющих отнести ее к аквитану и бурдигалу.

Аналогичный стратиграфический объем, строение и взаимоотношение с подстилающим эоценом имеют мелководные красноцветно-пестроцветные отложения Юго-Восточных Каракумов, объединенные в мургабскую свиту (Розьева, 1976). Несомненно, с развитием трансгрессии во второй половине олигоцена и особенно в раннем миоцене связано возобновление осадконакопления не только в Кызылкумах и Юго-Восточных Каракумах, но и проникновение морских вод в Афгано-Таджикскую депрессию и по Алайской долине в Ферганскую впадину.

С ингрессией моря в область зарождающегося постплатформенного орогена следует связывать формирование той же, что и на платформе, мелководной красноцветно-пестроцветной формации, которой в Таджикской депрессии отвечают санглакский и шурысайский горизонты схемы Р. М. Давидзона, Г. П. Крейденкова, Г. Х. Салибаева (1982) и сумсарские отложения Ферганы. При этом связь Ферганского залива с краевой зоной олигоценового, а затем и раннемиоценового бассейна, в отличие от предшествующего эоценового времени, была односторонней и осуществлялась только через Алайскую долину и Таджикскую депрессию. На западе Ферганы залив замкнулся и не сообщался с олигоценовым — раннемиоценовым (сарбатырским) бассейном Кызылкумов. Об этом свидетельствует не только наблюдаемое в Юго-Западной Фергане фациальное замещение прибрежных образований сумсара континентальными красноцветами (Геккер, Осипова, Бельская, 1962; Грамм, 1966), но и характер выполнения глубокой Ташкентско-Голодноостепской впадины, разделяющей Фергану и Кызылкумы. В ней развиты только континентальные отложения и отсутствуют какие-либо образования морского генезиса, указывающие на существование такой связи.

Сарбатырская и мургабская свиты Кызылкумов и Каракумов, санглакский и шурысайский горизонты Таджикистана и сумсарские слои или свита Ферганы, являясь местными подразделениями, несомненно, отвечают единому стратиграфическому горизонту. В нем довольно четко обособляются подгоризонты, соответствующие олигоцену и нижнему миоцену. Наиболее полный стратиграфический объем горизонт имеет в Кызылкумах и Каракумах. К востоку от Центральных Кызылкумов в Сырдарьинской впадине и в юго-западных отрогах Гиссара развиты только нижнемиоценовые отложения, трансгрессивно перекрывающие различные горизонты зеленых глин эоцена. В Сырдарьинской впадине эти отложения выделяются в бешарыкскую свиту (Савинова, 1979), а в юго-западных отрогах Гиссара относятся к кызылчинской свите.

Более широкое развитие морских нижнемиоценовых отложений (шурысайский горизонт), по сравнению с олигоценовыми (санглакский горизонт), характерно для Таджикской депрессии. В Кызылкумах, Каракумах, Юго-Западном Гиссаре и, очевидно, в Таджикской депрессии верхняя часть разреза красноцветно-пестроцветной формации отвечает всему нижнему миоцену (аквитан — бурдигал) или большей его части. В Фергане верхи сумсара, по-видимому, отвечают самым низам нижнего миоцена. В отдельных районах Ферганы переслаивание этих отложений с континентальными красноцветами и их фациальное замещение свидетельствует о том, что во второй половине раннего миоцена Ферганский залив прекратил существование и началась наземная аллювиально-пролювиальная аккумуляция.

Верхняя, основная по мощности, часть разреза нижнетяньшаньской серии в Фергане (массагет, майлисайская, кирпично-красная свита), как и в других межгорных впадинах Тянь-Шаня, сложена неравномерно чередующимися глинами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. В мелкоземах встречаются остракоды *Limnocythere kuschnari* Gr. in litt., *Eücypris* ex gr. *excistus* Gr. in litt., характерные для средне-верхнемиоценовых континентальных отложений Кызылкумов. Песчаные и грубообломочные породы развиты вблизи поднятий или тяготеют к низам разреза. По мере удаления от окраины впадины роль

этих пород быстро сокращается, и в центральной части депрессии глины и алевролиты практически полностью слагают весь разрез.

Аналогичное строение нижнетяньшаньская серия имеет в предорогенной зоне Западного Тянь-Шаня. Но здесь, как и в Юго-Западной Фергане, разрез несколько сокращен. Олигоценные малиновые глины в основании серии отсутствуют. Подошва более молодая и отвечает нижнему миоцену.

Красноцветные молассы непрерывной полосой обрамляют передовые хребты Тянь-Шаня, выполняют глубокие предорогенные прогибы и юго-восточную окранию Сырдарьинской впадины. Они обнажаются вдоль западного склона Каратау и в Приташкентских Чулях. Выходят на поверхность в предгорьях Каржантау, долинах Чирчика и Ангрена. В предгорной зоне формированию красноцветных моласс предшествовали длительный перерыв в осадконакоплении и разрыв подстилающих морских отложений палеогена. По данным Ф. П. Корсакова (1972), Р. К. Макаровой, В. А. Захаревича, Л. Д. Анплеевой, красноцветные молассы в горной и погруженной части Приташкентского района залегают на различных горизонтах эоцена — исфаринском, ханабадском, риштанском туркестанском. В своде Майской антиклинали и в Кызылсуйском разрезе на правобережье Чирчика красноцветы неогена перекрывают алайские песчаники, а у впадения р. Садалаш в р. Чаткал — палеозой.

Четкий разрыв в подошве моласс и залегание их на различных горизонтах зеленых глин эоцена отмечается у подножия Нуратинских гор, а по данным А. П. Савиновой и др. (1971), — вдоль западного склона Большого Каратау и в сочлененных с ним глубоких прогибах.

Таким образом, в предгорной зоне в подошве моласс четко выражены стратиграфическое несогласие и разрыв, величина которого составляет первые десятки метров. На отдельных участках долин Ангrena и Чирчика в восточной части Ташкентского и Арысского прогибов, в предгорьях Большого Каратау и Боралдайских гор красноцветные молассы перекрыты бледно-розовой толщей мио-плиоценовых карбонатных кор. Но на большей площади карбонатные коры уничтожены последующим размывом и на нижнетяньшаньской серии залегают буровые молассы верхнего плиоцена, а в районе Голодной степи — озерные зеленоцветные глины и алевролиты тузканской свиты, охарактеризованной акчагыльским комплексом макро-и микрофауны.

В предгорной зоне и восточной прибортовой части Арысского и Келесского прогибов на востоке и юго-востоке обширной Ташкентско-Голоднотепской впадины нижнетяньшаньская серия имеет довольно отчетливое двучленное строение. Нижняя часть ее разреза сложена ярко-красными, малиновыми преимущественно алевролитоглинистыми отложениями, а верхняя — тусклыми красно-бурыми и значительно более грубыми по составу породами. Эта особенность строения красноцветных моласс позволила Л. Д. Анплеевой выделить в них две самостоятельные свиты. Нижняя часть разреза серии выделена в ташсайскую свиту, а верхняя — в арашанскую. Наиболее хорошо красноцветные молассы обнажаются в прибортовых частях Ангренской долины и на Ангренском плато, где в долинах Ташая и Арашана расположены стратотипические разрезы одноименных миоценовых свит. Мы полностью принимаем объем ташсайской свиты, которую условно можно отнести к нижнему миоцену, но расчленяем арашанскую на две самостоятельные свиты. За нижней частью, сложенной типичными красноцветными молассами, сохраняется прежнее название — арашанская свита, но существенно увеличивается её возрастной диапазон, соответствующий среднему — верхнему миоцену. Верхняя часть — бледно-розовая по окраске, представленная карбонатными корами, выделяется нами в самостоятельную ирташскую свиту — верхний миоцен — средний плиоцен.

Для сравнения опорных разрезов неогена долин Чирчика и Ангrena (рис. 3) и характеристики красноцветных моласс верховьев Ангrena

(рис. 4) использованы послойные разрезы, составленные Л. Д. Анплеевой, но стратиграфическое расчленение этих разрезов дано на основании наших исследований.

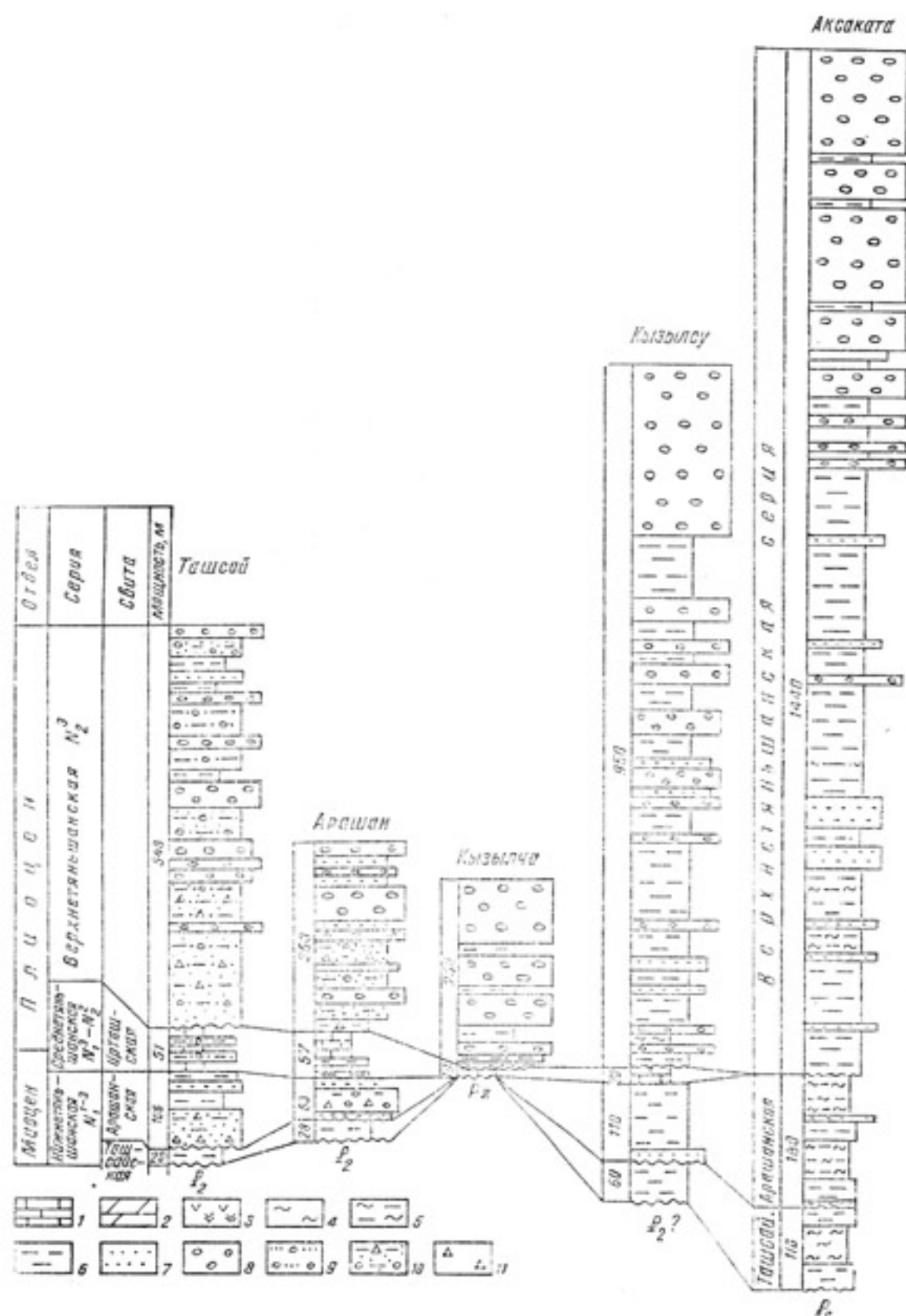


Рис. 3. Схема сопоставления опорных разрезов неогена долины Чирчика (Аксаката, Кызыласу) и Ангрена (Ташсай, Арашан, Кызылча). Литологические типы пород:

1—известняк, 2—мергель, 3—гипс, гипсетт, 4—глина, 5—глина алевроитовая, 6—алевроит, 7—пески, песчанники, 8—конгломераты, галечники, гравелиты, 9—пески, песчанники с примесью грубооблачных пород, 10—мусорная песчано-алеврито-глинистая порода с примесью щебня и гальки, 11—древна.

В описанном Л. Д. Анплеевой опорном Ташсайском разрезе красноватые молассы залегают на прибрежно-морских гравийных песчанниках верхнего эоцена с *Ostrea tianschanensis* Rom. (много), *O. plica-*

ta Sol., *O. simplex* (Desh.), *Pecten karadarjensis* Korob. и имеют следующее строение (рис. 4):

Ташсайская свита	Мощность, м
1. Алевролит песчано-глинистый красный массивный. В подошве скопление устриц: <i>Amphidonta ferganensis</i> Misa sp. nov., <i>Liostrea korobkovi</i> Makar., <i>Pecten ex gr. bifida</i> Münster (определения Р. К. Макаровой)	3
2. Песчаник мелкозернистый пестроцветный	3
3. Алевролит глинистый с гравием кирпично-красный	3
4. Песчаник алевролитоглинистый бурокрасный	2
5. Алевролит глинистый массивный ярко-красный с гнездами песка	9
Арашанская свита (залегает с разрывом)	
6. Мусорная бурокрасная щебнисто-гравийная порода с линзами мелкогалечных конгломератов, грубослоистая, слабонасыщенная	51
7. Алевролит красно-бурый запесоченный с гравием и мелкой галькой, беспорядочно рассеянными карбонатными журавчиками	27
8. Песчаник буровато-серый разнозернистый	4
9. Мусорная песчано-алевритоглинистая порода с щебнем и гравием бурокрасная	6
10. Песчаник разнозернистый красновато-коричневый полимиктовый неяснокослоистый	11
11. Алевролит глинисто-песчаный красно-бурый массивный с белесыми карбонатными журавчиками	7

На алевролитах слоя 11 с постепенным переходом залегают конкреционные мергели ирташской свиты (слои 12—18). Мощность ташсайской свиты 20 м, арашанской — 106 м, нижнетяньшаньской серии 126 м. Приведенный разрез можно считать опорным как для ташсайской свиты, так и для арашанской, так как разрезы этих свит в Ташсае и Арашане, расположенные друг от друга на расстоянии 3 км, имеют практически единое строение. Нижняя часть разреза серии (ташсайская свита) в долине Ангrena сложена ярко-красными массивными алевролитами и глинами с подчиненными прослоями песчаников, сформированными у подножий слабо расчлененных холмогорий, располагавшихся на месте осевых зон современных хребтов Чаткало-Курамы. Глины и алевролиты содержат дресву и плохо окатанный гравий, снесенный с близлежащих поднятий. Часто в мелкоземках встречаются идеально окатанная мелкая галька и гравий, переотложенные из подстилающих прибрежно-морских отложений верхнего эоцена. Мощность нижней части разреза серии в прибортовых частях Ангренской долины не превышает 20—30 м.

Выше города Ангrena и на плато в основании континентальных мелкоземов залегают красноцветные прибрежные мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники, реже алевролиты, мощностью 0,5—5 м. Они мало отличаются от аналогичных по генезису гравийно-песчаных пород риштан-ханабада и граница между ними проводится по смене комплексов фауны. По моллюсковой фауне, содержащейся в описываемых прибрежных отложениях, они всегда сопоставлялись с сумсаром Ферганы и относились к олигоцену. Поэтому и красноцветные молассы считались олигоцен-миоценовыми. Но в 1974—1977 гг. Л. Д. Анплеевой при детальном изучении разрезов неогена в долине Ангrena и на плато собран большой комплекс моллюсков, обработанный Р. К. Макаровой и по её заключению значительно омолаживающий подошву моласс.

По определению Р. К. Макаровой, моллюски представлены: *Liostrea korobkovi* Makar., *Amphidonta misa ferganensis* sp. nov., *A. ferganensis* Rom., *Pecten ex gr. bifida* Münster, *Chlamys cf. bifida* Münster,

Amphidonta suracamishica sp. nov., *Ostrea* sp. nov., *Pedalion* sp. nov., *Chlamys sumsarica* Vial., *Clymentina bajsunica* var. *Varen* Mapijl, *Chlamys* sp., *Pecten* sp. nov. (ex gr. *bifida*). С моллюсками установлен комплекс остракод, широко распространенный в сумсарском горизонте Ферганы. Здесь представлены: *Echinocythereis mukluchai* (Mand.), *E. bucera* (Mand.), *E. rischtanensis* (Mand.), *Pterygocythereis cornuta* (Roemer), *P. affabilata* Mand., *Cytheridea khanabadensis* Mand., *C. streticulata* Mand., *Cytheretta circumspicata* Mand., *C. virgulata* Mand. и др. (определения А. А. Бухариной). Указанные фаунистические ассоциации в разрезах региона развиты неравномерно. В Шорбулаксе встречен комплекс моллюсков, несколько отличный от указанного выше: *Ostrea* sp. nov., *Pecten* sp. nov., *Gari* sp., *Balanus* sp., *Tapes vetulus* Bast., *Lentidium* cf. *kurhasanica* Merk., характерные, по мнению Р. К. Макаровой, для нижнего миоцена. Остракоды представлены лишь единичными раковинами *Cytheridea* ex gr. *pernota* Oertli et Keij. Этот вид известен в аквитане Аквитанского бассейна и встречается в морской нижнемиоценовой кызылчинской свите юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

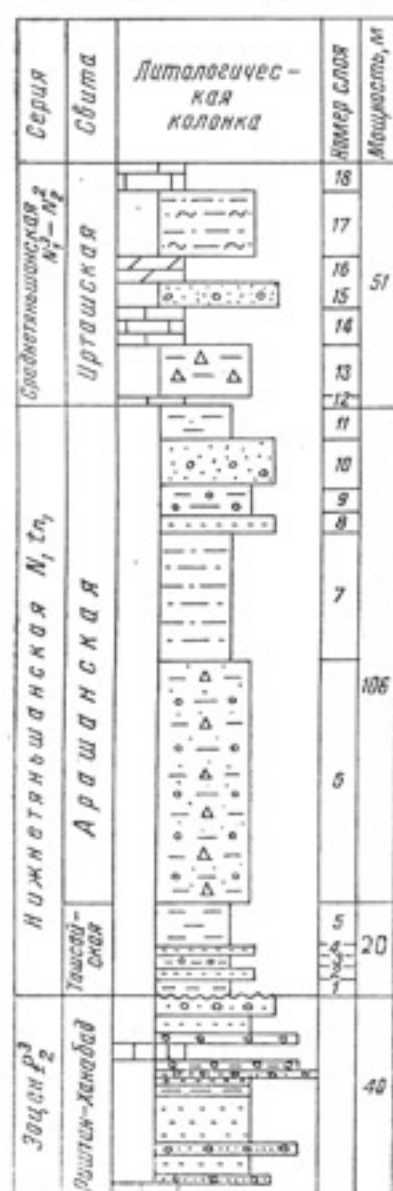


Рис. 4. Стрессение ташсайской, арашанской и иртышской свит в разрезе Ташсай (Ангренское плато).

Таким образом, ташсайская свита в районе Шорбулаксы характеризуется нижнемиоценовой фаунистической ассоциацией. Иной характер органических остатков в ташсайской свите наблюдается в разрезах Арашана, Ташсай, Келимчека, Иртыша, Бешташата. Здесь захоронены моллюски ханабадского и сумсарского горизонтов вместе с нижнемиоценовыми *Pecten*, *Pedalion*. Особенно характерно это для разреза Бешташата. В остальных разрезах распространены виды *Liostrea korobkovi* Makar., *Amphidonta misa ferganensis* sp. nov., *Pedalion* sp. nov., *Chlamys sumsarenensis* Vial. миоценового возраста. В районе Арашана в ташсайской свите установлены единичные угнетенные формы остракод *Echinocythereis vialovi* (Mandelst.), *Cytheridea* sp., *Cytheretta insinuata* Mand., по заключению А. А. Бухариной. Таким образом, в самых низах разреза моласс присутствуют моллюски из ханабадского и сумсарского горизонтов (ферганские виды) вместе с мелкими устрицами раннемиоценового возраста. На этом основании Р. К. Макарова, А. А. Бухарина и Л. Д. Анплеева пришли к заключению о раннемиоценовом возрасте ташсайской свиты и о переотложении ханабадской фауны. В генетическом отношении указанные отложения являются береговыми фациями Ферганского залива, который в начале миоцена в период кратковременного повышения своего уровня перекрывал верховья Ангrena.

Охарактеризуем ташсайскую свиту в долине Чирчика. В прибрежных частях Чирчикской депрессии — Аксакате, как и в бортах долины Ангrena, разрез сложен преимущественно пролювиальными мусорными глинами и алевролитами с примесью песка и гравия. Лишь в основании и средней части разреза здесь отмечаются единичные мало-мощные прослои песчаников. Мощность 116 м. В разрезе Кызылсу, приуроченном к осевой зоне Чирчикской депрессии, свита сложена

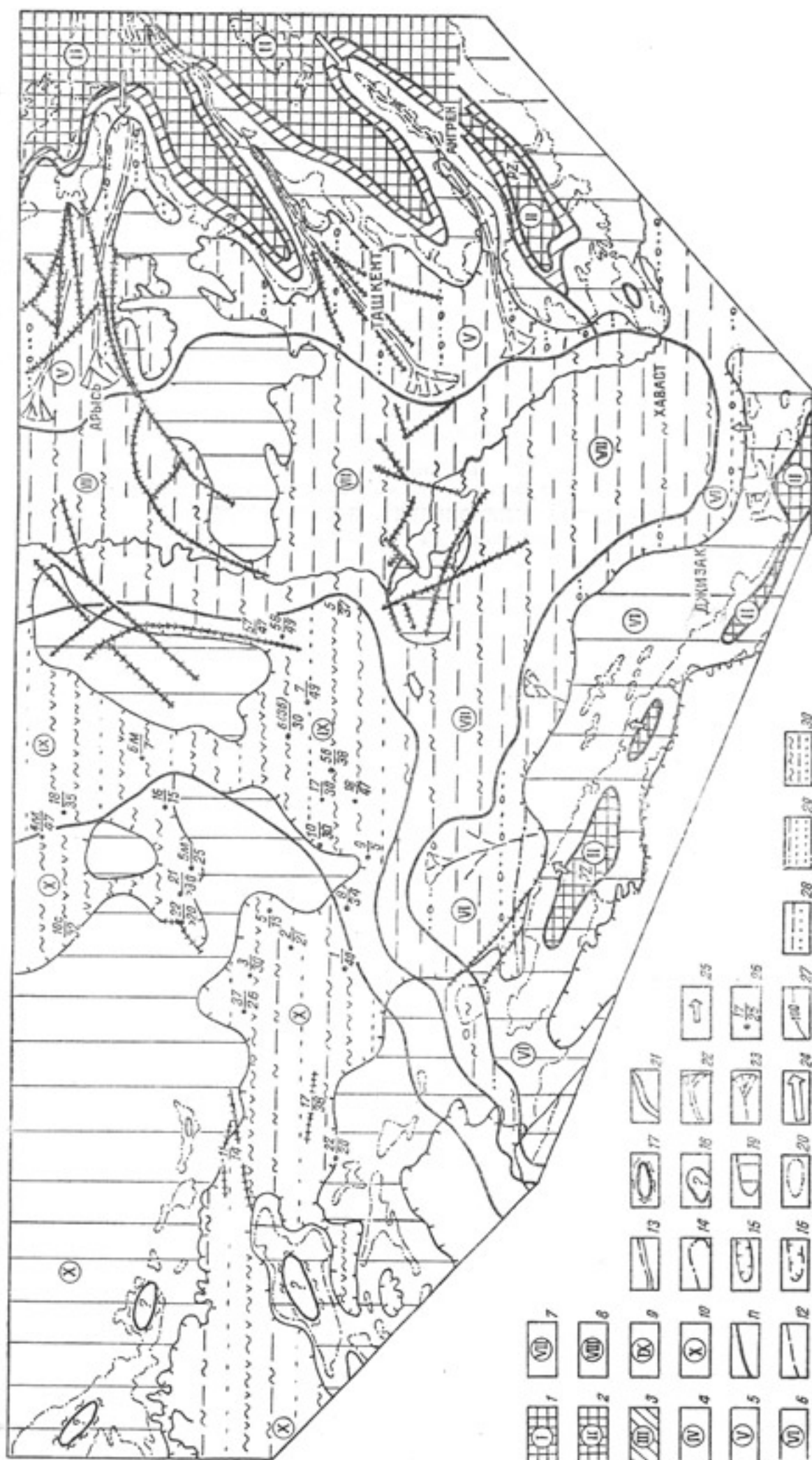
нормально построенным аллювием небольшой спокойной предгорной реки, предшественницы современного Чирчика. Русловой аллювий представлен красно-бурыми и светло-розовыми косослоистыми гравелитами и полимиктовыми разнoзернистыми гравийными песчаниками мощностью до 1—2 м. Русловой аллювий закономерно чередуется с пестроцветными, охристо-красными, ярко-красными, малиновыми пойменными струйчатыми и тонкослойчатыми глинами и алевролитами, доминирующими в разрезе. Мощность свиты не превышает 60 м.

Аналогичное строение нижняя часть серии имеет в восточной погруженной части Приташкентского района. Но окраска пород не такая яркая, как в естественных обнажениях предгорий. По данным В. А. Захаревича, разрез свиты А, залегающей в основании моласс, представлен в основном алевролитами, переслаивающимися с песчаниками и реже глинами и мергелями. Алевролиты кирпично-красные, красно-коричневые, мергелистые, комковатые, часто мусорные. Песчаники мелкозернистые, реже крупнозернистые, гравийные полимиктовые, косослойчатые. В нижней части разреза отчетливо выделяется пачка (мощность до 40 м) пойменно-озерных (лагунно-дельтовая, по В. А. Захаревичу) сургучно-красных и «шоколадных» глин и алевролитов с прослоями полосчатых тонкозернистых песчаников. Разрез свиты венчается корой выветривания, представленной темно-красными и голубовато-серыми сгустковыми мергелями с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность свиты 120—200 м.

В Причимкентском районе (Арысский, Келесский прогибы), как и в Приташкентском, в самых низах моласс развиты озерные малиново-красные и красно-бурые алевролитоглинистые породы (мощность 20 м), которые вверх по разрезу сменяются песчаниками и алевролитами. Нижняя часть разреза красноцветных моласс по обрамлению Западного Тянь-Шаня сложена в основном мелкоземами, несомненно указывающими на еще сравнительно спокойный тектонический режим и слабое развитие эрозионно-денудационных процессов в областях сноса, представляющих собой холмогорья и слабо расчлененные низкогорья.

Формирование верхней части разреза красноцветных моласс связано с увеличением темпа общего поднятия орогена и превращением его в низкогорную, расчлененную страну, что сказалось на огрубении состава моласс. Это особенно выражено в непосредственной близости от палеоподнятий. Так, на Ангренском плато ярко-красные глины и алевролиты ташсайской свиты перекрываются красно-бурыми слабо насыщенными щебнисто-гравийными породами с линзами конгломератов, отнесенными Л. Д. Анплеевой к арашанской свите (рис. 3, 4). Плохая дифференциация и окатанность обломочного материала, отсутствие четко выраженной потоковой слоистости указывают на формирование этих пород временными водотоками вблизи поднятий.

Щебнисто-гравийные образования переслаиваются с мусорными буро-красными песчано-алевролитоглинистыми породами с примесью гравия и гальки и большим количеством беспорядочно рассеянных мелких карбонатных журавчиков. Мощность арашанской свиты в долине Ангрена 40—60 м, в Ташсайском разрезе — 106 м. Грубообломочные породы слагают значительную часть разреза в верхах красноцветных моласс только на Ангренском плато и, очевидно, в верховьях Чирчика. Гравелиты и конгломераты не являются главным составляющим элементом верхней части разреза серии и встречаются, как правило, вблизи гор. Верхняя часть разреза красноцветных моласс сложена в основном ровными по окраске красно-бурыми пролювиальными, мусорными алевролитами. Мелкоземы расслаиваются подчиненными линзовидными пластами мощностью до 1,5—2 м и протяженностью до 100—150 м. веерно-русловых разнообломочных гравийных конгломератов и песчаников. Наиболее типичное строение хорошо выражено в



Аксакате, где мощность арашанской свиты, в нашей интерпретации, составляет 180 м, а мощность серии — 296 м.

В осевых зонах Ангренской, Чирчикской, Келесской и Арысской депрессии развиты аллювиальные фации наряду с описанными выше пролювиальными отложениями. В отличие от низов серии, русловой аллювий широко распространен, и песчаники часто слагают мощные (до 10—15 м) пласты и пачки, переслаиваясь с пойменными алевролитами и мергелями. В межгорных долинах русловые песчаники содержат гравий и гальки. Но уже в восточной погруженной части При-ташкентского района песчаники в основном мелкозернистые (данные В. А. Захаревича). Значительная мощность русловых песчаников и их тонкий фракционный состав указывают на то, что реки второй половины миоцена имели сравнительно широкие, хорошо разработанные долины и незначительные уклоны продольного профиля. В Кызылсу-ском разрезе мощность арашанской свиты 118 м, а миоценовой нижне-тяньшаньской серии — 178 м. В восточной погруженной части При-ташкентского района верхней части разреза серии отвечает свита В, без ее верхов, сложенных карбонатными корами. Суммарная наиболь-шая мощность миоцена здесь достигает 600 м.

По мере удаления от горных сооружений Западного Тянь-Шаня различие в строении и окраске между южной и верхней частью раз-реза серии сравнительно быстро исчезает. Так, в районе среднего те-чения Арыси, Келеса, в низовьях Чирчика и Ангрена, где располага-лась периферия миоценовой предгорной аллювиально-пролювиальной равнины, серия сложена довольно однообразными кирпично-красными (внизу) и буро-красными глинисто-алевролитовыми породами с ред-кими прослоями песчаников и гравелитов. Нижнетяньшаньская серия зачастую настолько однородна, что даже при крупномасштабной съем-ке в низовьях Чирчика и Ангрена Я. М. Хейфиц не нашел основания для разделения миоцена на самостоятельные свиты.

На западе аллювиально-пролювиальная равнина переходила в плоскую пролювиально-такрыную, куда выносился наиболее тонкий алевролит-глинистый материал. Так, к западу от среднего течения Арыси, Келеса и низовьев Чирчика — Ангрена вплоть до Сырдарьи и на левобережье в Байракумском прогибе и центральной, наиболее погруженной части Голодной степи, нижнетяньшаньская серия утра-чивает типично молассовый облик. В ее разрезе исчезают грубообло-мочные породы и она приобретает вид однообразной молассовидной толщи, сложенной кирпично-красными и красно-бурыми глинами и алевролитами.

Аналогичное строение серия имеет вдоль западного подножия Боль-шого Каратау, севернее Арысского прогиба. Отсутствие грубообло-мочных пород указывает на то, что Большой Каратау в миоцене еще представлял собой погребенное поднятие, перекрытое образованиями мела и палеогена.

Вдоль среднего течения Сырдарьи юго-восточнее гор Карактау, южной окраины Кызылкумов и в западной части Самаркандской впа-

Рис. 5. Литолого-палеогеографическая карта раннего миоцена.

Палеогеографические области: 1—горы среднеиз (1000—2000 м), сложенные палеозоем, 2—низкие (300—1000 м), сложенные палеозоем, 3—антиклинальные возвышенности и группы поднятий, выраженные в рельефе в виде отдельных холмов, гряд или увалов, сложенных породами мела и палеогена, 4—слабо приподнятая денудационная платообразная равнина, 5—предгорные слабонаклонные аллювиально-пролювиальные равнины, 6—предгорные слабонаклонные пролювиальные равнины, 7—плоские пролю-виально-такрыные равнины, 8—аллювиально-озерные равнины, 9—прибрежно-морское мелководье, заливы, лагуны, 10—мелководное открытое море. Границы: 11—палеогеографических облас-тей, 12—фациальных зон, 13—зон сочленения и переслаивания в разрезе разнофациальных отложений, 14—автологических комплексов, 15—контура развития отложений миоцена, 16—древнего Тузакского озера, 17—острова и подводные отмели, 18—предполагаемые области размыва, 19—районы полного по-следующего размыва отложений данного возраста, 20—современный выход палеозоя, 21—крупные реки, 22—небольшие реки и их континентальные дельты, 23—временные подтопки и конусы выноса, 24—глав-ные направления сноса обломочного материала, 25—второстепенные направления сноса обломочного материала, 26—склажины; в числителе—номер, в знаменателе—мощность, 27—изопачиты. Чисредование типов пород: 28—двух, 29—двух с преобладанием одной из них, 30—трех (автологические типы пород, см. на рис. 3).

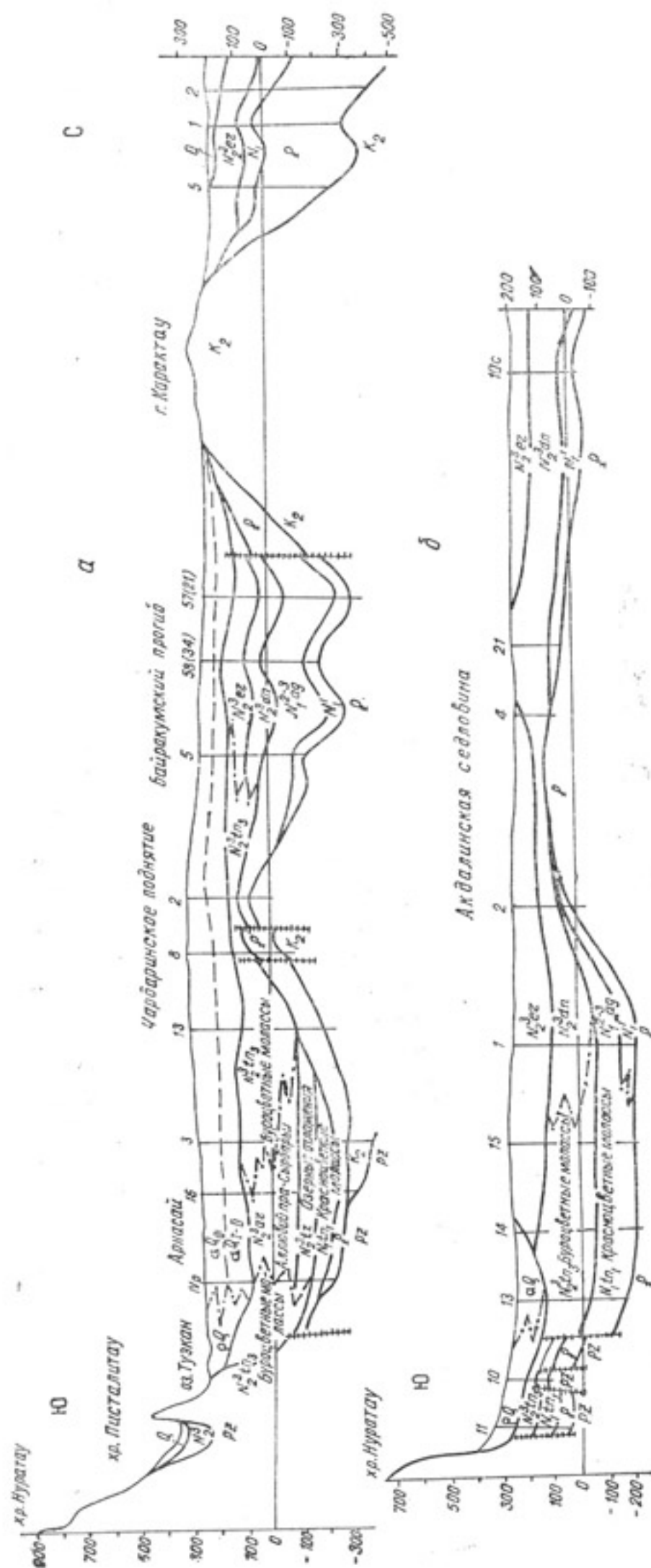


Рис. 6. Геологические разрезы по линии I—I (а) и II—II (б). Штрихпунктирная линия—граница сочленения и переслаивания в разрезе разновозрастных, но разнофациальных отложений.

дины самые низы разреза серии (мощность до 40—60 м) фациально замещаются прибрежно-морскими отложениями нижнего миоцена (рис. 5, 6). Особенно наглядно это выражено в разрезе скв. 5 (рис. 7), расположенной в 32 км к северу от Чардаринского водохранилища и в 15 км к западу от р. Сырдарьи. Здесь породы серии залегают на зеленых глинах эоцена и перекрыты верхним плиоценом. Разрез ее вскрыт в инт. 208—358 м и представлен монотонной толщей красно-бурых алевритовых глин (инт. 208—320 м), которые в нижней части (инт. 320—358 м) расслаиваются лагунными гипсами и глинами. Разрез миоцена представлен сверху вниз.

Инт. 208—212 м. Глина алевритистая красно-бурая струйчато-слоистая с прослойками и линзочками алеврита, загипсованная.

Инт. 212—320 м. Глины алевритовые и алевритистые красно-бурые, массивные с горизонтами ископаемых почв, скалитами, плотные, крепкие.

Инт. 320—335 м. Глины кирпично-красные с редкими прослоями прибрежно-морских светло-зеленых глин.

Инт. 335—347 м. Переслаивание лагунных тонкослойчатых гипсов и пестроцветных глин с континентальными кирпично-красными глинами. Мощность прослоев 0,5—1 м.

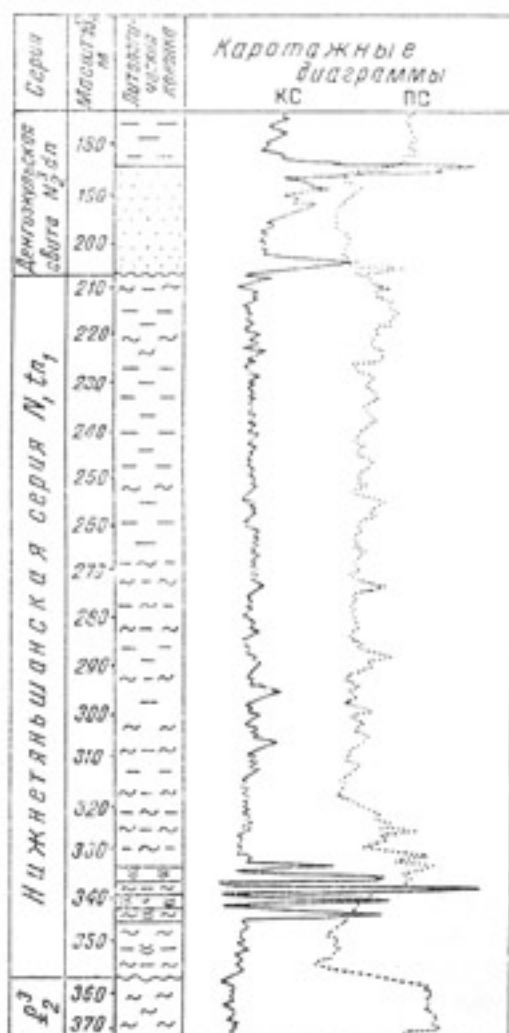
Инт. 347—358 м. Глина алевритистая кирпично-красная с редкими прослоями пестроокрашенных прибрежных глин.

Приведенный разрез хорошо показывает характер строения серии на значительном (100—150 км) удалении ее от горных сооружений Тянь-Шаня и переход ее нижних более ярко окрашенных пород в прибрежно-морские отложения нижнего миоцена.

В 1978 г. Б. И. Пинхасов (Вишняков и др., 1978) континентальный миоцен Голодной степи выделил в чардаринскую свиту. Чтобы не усложнять местную стратиграфическую схему целесообразно, по нашему мнению, отказаться от чардаринской свиты и красноцветные молассы и молассовидные отложения Голодной степи отнести к нижнетяньшаньской серии.

На юге вдоль Туркестано-Нуратинских гор, как и у подножия Чаткало-Курамы, нижнетяньшаньская серия имеет двучленное строение. У северо-западного окончания Нураты она сложена в основном грубообломочными породами. Но на большей части вдоль Нуратинских и Мальгузарских гор миоценовые конгломераты и гравелиты веернообломочной зоны уничтожены последующим размытием. К северу

Рис. 7. Переслаивание (инт. 320—358) прибрежно-морских и лагуновых глин и гипсов (повышение значения КС) с красноцветными континентальными алевритово-глинистыми породами нижнетяньшаньской серии, скв. 5.



от озера Тузкан, в районе Айдара и Арнася, довольно хорошо выражено двучленное строение, характерное для предорогенной зоны. Нижняя часть разреза сложена кирпично-красными массивными запесоченными сильно загипсованными алевритами с беспорядочно рассеянным

плохо- и среднеокатанным гравием и мелкой галькой. Гравийно-галечный материал состоит из темно-цветных осадочно-метаморфических пород палеозоя, принадлежащих к Туркестан-Нуратинской области сноса. Алевролиты переслаиваются с красно-бурыми загипсованными глинами. В глинах часто встречаются почвенные горизонты, выраженные большим количеством полых ветвящихся трубочек, являющихся остатками корневых систем травянистой растительности. Мощность глинисто-алевритовой пачки 24—30 м. Верхняя часть разреза сложена красно-бурыми разнообломочными загипсованными гравелитами, состоящими из средне- и плохоокатанных, недифференцированных обломков кварца и темноцветных осадочно-метаморфических пород палеозоя. Заполнителем в них является песчано-алевролитоглинистый материал на крепком гипсово-карбонатном цементе. Среди гравелитов встречаются линзы красно-бурых мусорных песчано-алевритоглинистых пород и гипситов. Последние представлены крупнокристаллическим гипсом, слагающим до 80% объема породы. Мощность грубообломочной пачки 20—26 м. Наиболее характерный разрез описываемой зоны вскрыт скв. 16, расположенной в 15 км к северо-западу от озера Тузкан. Здесь под базальными буроватыми гравелитами верхнего плиоцена в интервале глубин 406—443 м залегают:

Мощность, м

1. Гипс буро-красный крупнокристаллический с примесью глинисто-алевритового материала 1
2. Гравелит буро-красный разнообломочный с включениями мелкой и средней гальки. Заполнителем является песчано-алевритоглинистый, интенсивно загипсованный материал 19
3. Алевролит кирпично-красный массивный грубозернистый песчаный с беспорядочно рассеянным плохо окатанным гравием и мелкой галькой, с прослоями гравелитов. Вся порода интенсивно загипсована 23

В 40—50 км к северу от Нуратинских гор грубообломочные породы практически исчезают из резерва или встречаются лишь в виде маломощного (0,5—1 м) базального горизонта. Серия сложена в основном грубыми алевролитами с редким гравием и большим количеством мелких карбонатных журавчиков. Алевролиты переходят в глинистые алевролиты и алевритовые глины, которые в самых низах начинают переслаиваться, а затем полностью фациально замещаться прибрежно-морскими и лагунными пестроцветными глинами и гипсами нижнего миоцена (рис. 5, 6, б).

В нижнетяньшаньской серии встречен довольно богатый комплекс остракод, характерный для континентального миоцена Средней Азии. В красноцветных отложениях миоцена предгорий Чаткало-Курамы и Ташкентско-Голодностепского прогиба А. А. Бухариной установлены *Ilyocypris errabundis* Mand., *Mediocypris ex gr. bradyi* Schneid., *Eucypris aff. excistus* Gramm, *Ilyocypris bradyi* Sars. В районе юго-западного окончания Большого Каратау из наших сборов А. А. Бухариной определены *Baturinella* sp., *Eucypris firmus* Gr., *E. validus* Gr., *E. aggeratus* Gr., *Kassinina* sp., *Candona aff. praelustris* Bod., *Ilyocypris cornae* Mand., *Prolimnocythere kuschnari* (Gr.), *P. cinctura* Mand., *Herpetocypris aff. praepillata* Mand., *Limnocythere* sp.

На крайнем западе своего развития, в районе среднего течения Сырдарьи и в осевой зоне Байракумского прогиба, где мощные разрезы нижнетяньшаньской серии сложены еще исключительно пролювиальными мелкоземами, А. П. Савиновой в скв. 3 м, расположенной севернее рассматриваемой территории, в 40 км к западу от г. Туркестана, и в скв. 57 (62 км к северу от Чардары в Байракумском прогибе) из красноцветных глин определены *Prolimnocythere kuschnari* Gr., *Prolimnocythere depressa* Mand., *P. lamellosa* Schneider, *Mediocypris* sp., *M. candonaeformis* Straub, *Ilyocypris errabundis* Mand., *I. cornae*

Mand., *I. turgaensis* Mand., *Eucypris aggeratus* Gr., *Eucypris firmis* Gr., *Eucypris validus* Gr. В скважине 3 м, где в низах разреза среди континентальных красноцветных глин встречаются прослои зеленовато-серых мергелей, имеются морские нижнемиоценовые формы *Cytheridea mülleri* (Münster).

К западу от Сырдарьи континентальные красноцветные породы, слагающие самые низы разреза нижнетяньшаньской серии, полностью фациально замещаются морскими, а мелкоземы верхней части разреза серии, сохраняя основные черты своего строения и облика, перекрывая морские отложения, прослеживаются далее на запад в Кызылкумы (рис. 8). В Восточных Кызылкумах они выделяются под названием чилийской свиты средне-верхнемиоценового возраста, а в Центральных Кызылкумах относятся к агитминской свите.

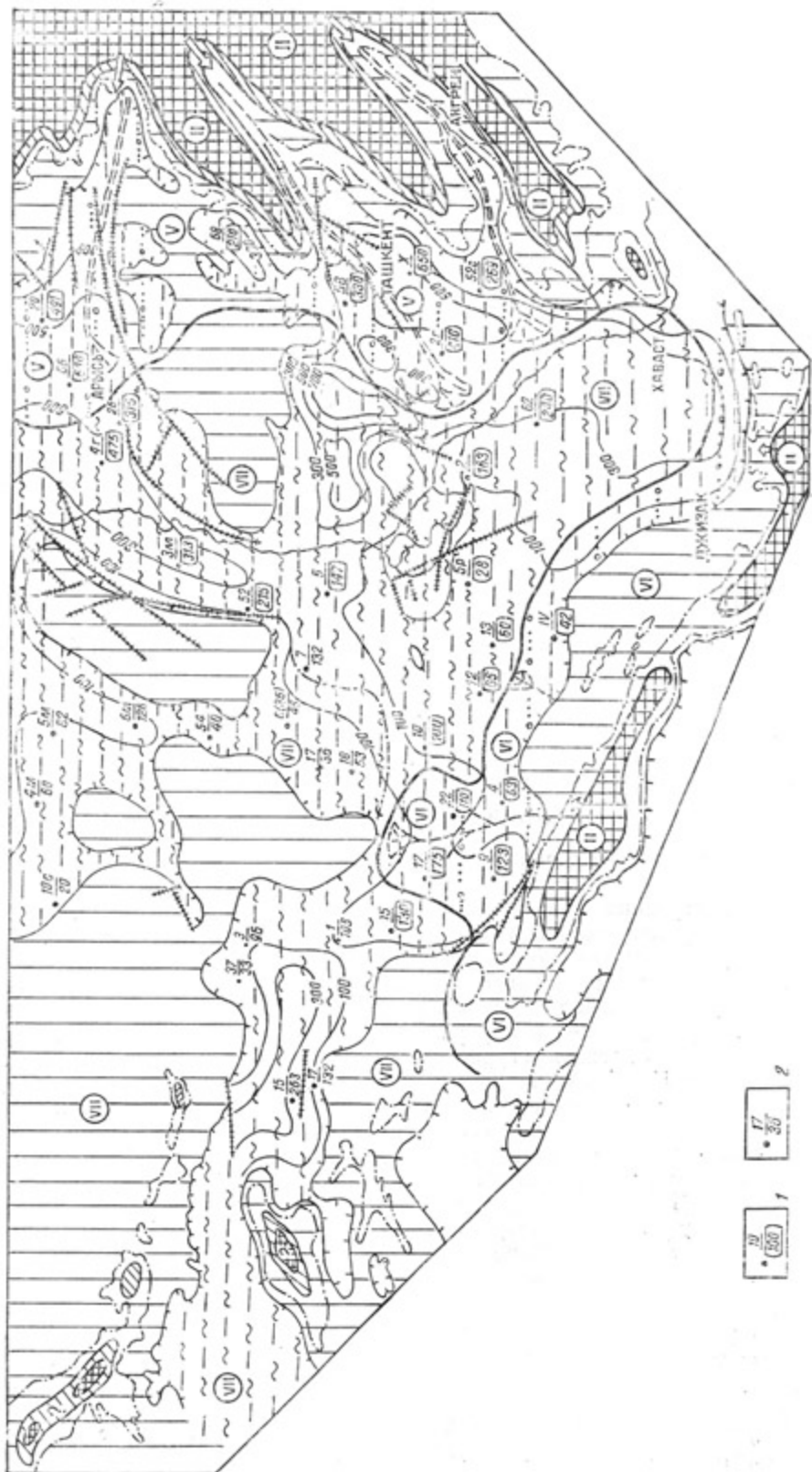
Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют о том, что возраст красноцветных моласс Тянь-Шаня не олигоцен-нижнемиоценовый, как считают все предшествующие исследователи. Их возрастной диапазон значительно шире и охватывает весь миоцен, исключая лишь самые его верхи, соответствующие мзотису. В Северном Тянь-Шане в основании серии содержится индрикотериевая фауна. В Ферганской впадине нижняя граница моласс обоснована олигоценовой морской моллюсковой и остракодовой фауной. У подножия передовых хребтов Тянь-Шаня подошва моласс значительно моложе и отвечает нижнему миоцену. Морские отложения последнего или залегают непосредственно в основании разреза моласс, как в Юго-Западном Гиссаре, где выделяются в самостоятельную кызылчинскую свиту, или фациально замещают самые низы континентальной серии на незначительном удалении от гор в осевой, наиболее погруженной, части Сырдарьинской впадины. Средне-верхнемиоценовый возраст красноцветных моласс также не вызывает сомнения, так как в Кызылкумах они переходят в красноцветную молассовидную толщу агитминской свиты, которая в центральных районах Турана фациально замещается морскими отложениями тортона и сармата.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН — СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН

Среднетяньшаньская серия

Во внутренних зонах межгорных впадин Тянь-Шаня на красноцветных молассах согласно залегает озерная сероцветная терригенно-хемогенная формация мощностью до 1—3,5 км. Эти озерные отложения, соленосные в нижней части и гипсоносные — в верхней. С. С. Шульц включал в тяньшаньский орогенический комплекс, а Б. А. Петрушевский — в карлукскую серию. По стратиграфической схеме неогена Киргизии (Турбин и др., 1972) в межгорных впадинах Северного и Центрального Тянь-Шаня отложения соленосно-гипсоносной формации выделяются под различными названиями (табл. 2). В целом они характеризуются весьма близким строением и одинаковым взаимоотношением с подстилающими и перекрывающими образованиями, что позволяет отнести их к одному стратиграфическому уровню. В Восточно-Чуйской впадине соленосные отложения выделяются в самостоятельную серафимовскую свиту (мощность 1500—2700 м), а гипсоносные — в джельдысуйскую (мощность — 450 м). В Илийской впадине к среднетяньшаньской серии можно отнести озерные глины, известняки, мергели и гипсы чуальдырской и санташской свит.

В Кетменьтюбинской впадине соленосно-гипсоносные отложения включаются в кетменьтюбинскую свиту (мощность 2000 м), в Нарынской — слагают нижне- и средненарынскую подсвиты (мощность 2500 м), а в Кочкорской впадине — нижнюю подсвиту одноименной кочкорской свиты (мощность 2000 м) или шарыбкольскую свиту и нижнеджуанарыкскую подсвиту (Тарасов, 1970).



Представления о возрастной принадлежности, строении в условиях формирования соленосно-гипсоносной формации Тянь-Шаня изложены В. В. Благовидовым (1978). Она сложена зеленовато- и желтовато-серыми, местами красноцветно-пестроцветными глинами, алевролитами, мергелями и песчаниками с пластами каменной соли, глауберита и гипса. Гипс встречается по всему разрезу, но основные его скопления приурочены, как правило, к верхам серии. К периферии впадин озерные осадки замещаются аллювиально-дельтовыми и аллювиально-пролювиальными. В разрезах увеличивается количество песчаников и появляются грубообломочные породы.

Во внутренних частях межгорных впадин соленосно-гипсоносные отложения согласно с постепенным переходом сменяются мергельно-глинистыми озерными отложениями. Они формировались в начале позднего плиоцена в пресноводных и часто проточных озерах (сарыагачская, верхненарынская и верхнекочкорская подсвиты).

В Фергане соленосно-гипсоносная формация развита в северо-западной части впадины, где ее породы прекрасно обнажаются в горах Акбель, Акчоп и Супетау. Как и в других межгорных впадинах Тянь-Шаня, озерные отложения подстилаются красноцветными молассами, вскрытыми глубокими скважинами в районе гряды Кызыл-Джар (Гриднев, Ходжиматов, 1958). Н. П. Васильковский (1935) отнес соленосные отложения к свите A_1 , а гипсоносные — к A_2 и датировал их олигоцен-миоценом.

М. Н. Грамм (1956) при сравнении соленосно-гипсоносной толщи с аллювиально-пролювиальными отложениями обчакской свиты, развитой в других районах Ферганы, пришел к выводу, что по возрасту они соответствуют миоцену и нижнему плиоцену.

Н. Н. Костенко, В. И. Попов, А. С. Теленков (1965) соленосные отложения Северо-Западной Ферганы выделили в бордамкульскую свиту ($N_1^1 - N_1^2$), а гипсоносные — в кызылджарскую ($N_1^2 - N_1^3$), в дальнейшем (Попов и др., 1972) — соответственно в чильдаринскую (верхняя часть), езганскую и сурхобскую. Возраст этих свит не выходит за границы миоцена.

Как и в других межгорных впадинах Тянь-Шаня, в Северо-Западной Фергане среднетяньшаньская серия сложена озерными преимущественно глинистыми породами зеленовато-серого, реже красного и бурого цвета и содержит большое количество гипса, линзы, штоки и пласты каменной соли. Соли приурочены к нижней трети разреза серии. По данным разных авторов, мощность ее 2000—3500 м.

Мы полностью придерживаемся мнения М. Н. Грамма и считаем, что в Северной, Восточной и Юго-Восточной Фергане возрастным аналогом соляно-гипсовой формации является обчакская свита или бледно-розовая свита геологов-нефтяников. Она сложена аллювиальными и аллювиально-пролювиальными и алевроито-глинистыми и песчаными породами с линзами гравийных конгломератов, появляющихся вблизи поднятий. Мощность 400—600 м. Свита четко отличается более светлой бледно-розовой окраской пород от подстилающих красноцветных моласс и с разрывом перекрыта буроватыми молассами, т. е. занимает такое же положение в общем разрезе, как озерная соляно-гипсовая формация.

Следует отметить, что соляно-гипсовая формация Тянь-Шаня никогда не относилась к определенному стратиграфическому уровню. В Фергане, где остатки позвоночных в озерных отложениях отсут-

Рис. 8. Литолого-палеогеографическая карта среднего — позднего миоцена, времени формирования верхней основной по мощности части разреза нижнетяньшаньской серии и агитминской свиты.

Скважины: в числителе — номер, в знаменателе — мощность красноцветной молассовой формации (1, нижнетяньшаньская серия), континентального среднего — верхнего миоцена (2, агитминская свита). Усл. обозн. см. на рис. 5.

вуют, большинство исследователей относили ее к миоцену, а М. Н. Грамм по остракодам — к мио-плиоцену.

В Восточно-Чуйской впадине серафимовская и джельдысуйская свиты считаются миоценовыми.

Более широкий возрастной диапазон средний миоцен—плиоцен принят для соленосно-гипсоносных отложений Кетменьтюбинской и Кочкорской впадин и верхний миоцен — средний плиоцен — в Нарын-ской впадине. Значительное понижение возраста соляно-гипсовой формации, на наш взгляд, было связано прежде всего с отсутствием убедительного обоснования возраста подстилающей красноцветной формации Тянь-Шаня. Значительное омоложение возраста последней (до сармата), указывает на то, что перекрывающая ее эвапаритовая формация может быть только послесарматской. Этому не противоречат и остатки позвоночных.

Они неравномерно распределены по разрезу среднетяньшаньской серии. Остатки млекопитающих отсутствуют, как правило, в соленосных отложениях и приурочены к верхней (гипсоносной) части разреза серии. Все известные находки терриофауны принадлежат к гиппарионовому комплексу (табл. 4). Наиболее полно гиппарионовая фауна представлена во впадинах Северного и Центрального Тянь-Шаня в местонахождениях Джуанарк, Орток, Серафимовка, Саты. Здесь же имеется несколько мелких находок Жабыртау, Тышкан, Холм, Айгырджал, Акшийряк, Алабуга (табл. 3). Фаунистический состав этих местонахождений дан в каталоге Е. Л. Дмитриевой, С. А. Несмеянова (1982). Поэтому мы приводим лишь общий список фауны, встречающейся в верхней части разреза среднетяньшаньской серии (табл. 4). *Ochotona* sp., *Crocota eximia* (Roth et Wagner), *Ictitherium* cf. *wongi* Zdansky, *I. robustum* Nordmann, *Hyaena* sp., *Ictitherium hipparionum* (Gervais), *Machairodus* sp., *Mastodon* sp., *Chilotherium schlosseri* (Weber), *Hipparion dermatorchinum* Seife, *Hipparion* sp., *Hipparion* cf. *mol-davicum* V. Grom., *anchitherium* sp., *Rhinocerotidae* gen.?, *Samotherium* sp., *Palaeotragus* sp., *P. asiaticus* Godina, *Dicrocerus* sp., *Procervus variabilis* Alexeev., *Gazella dorcadoides* Schl., *G. deperdita* (Gervais), *G. sinensis* Teilh. et Piveteau, *Tragocerus amaltheus* Gandry, *T. sp.*, *Microstonyx major* (Gervais), *Torticornis ortokensis* Dmitr., *Protoryx* sp., *Lagomeryx satensis* Musakulova.

Приведенный гиппарионовый комплекс Е. Л. Дмитриева и С. А. Несмеянов объединяют в ортокскую фауну, возрастной диапазон которой охватывает сармат, мэотис, понт, киммерий (балахан). К этому стратиграфическому уровню Е. Л. Дмитриева и С. А. Несмеянов относят и фауну из Ташбулакского, Танхиздарьинского и нижнего слоя Бельдерсайского местонахождения, где присутствуют отдельные представители гиппарионов. Но данные местонахождения приурочены к заведомо буроватым молассам верхнетяньшаньской серии и содержащиеся в них остатки млекопитающих более молодые — верхнеплиоценовые. В отличие от Е. Л. Дмитриевой и С. А. Несмеянова, которые придают гиппарионовой фауне Тянь-Шаня широкий возрастной диапазон — от сармата до среднего плиоцена включительно, В. И. Жегалло (1978) считает, что в Средней Азии наиболее ранние миоценовые формы гиппарионов отсутствуют.

Аналогичный вывод сделан и Е. В. Девяткиным (1981). Проведя межрегиональную корреляцию неогена Внутренней и Средней Азии, он отнес гиппарионовую фауну местонахождения Орток к алтан-телийскому биостратиграфическому горизонту Монголии. По существу, состав фауны позвоночных среднетяньшаньской серии близок к выделенным Е. В. Девяткиным ниже- и среднеплиоценовым алтан-телийскому и хиргис-нурскому биостратиграфическим горизонтам Монголии. Общими для них являются не только *Hipparion*, но и роды *Crocota*, *Mastodont*, *Chilotherium*, *Cazella*, *Tragocerus*, *Ictitherium*. Боратейшие комплексы позднегиппарионовой фауны горизонтов алтан-телии и хиргис-нур, очевидно, следует считать руководящими для континентального

нижнего — среднего плиоцена не только Внутренней Азии, но и для Средней Азии и Среднего региона.

Таким образом, на основании изложенных выше данных мы относим среднетяньшаньскую серию к верхнему миоцену — среднему плиоцену. При этом верхнемиоценовый (послесарматский) эотический возраст подошвы серии принимается условно, главным образом на основании общегеологических и региональных палеогеографических реконструкций, о чем подробно будет сказано в следующем разделе.

В отличие от межгорных впадин в предороженных прогибах у подножия передовых хребтов Тянь-Шаня и Зарафшанской впадины озерная соляно-гипсовая формация среднетяньшаньской серии отсутствует. Данному возрастному интервалу здесь отвечает своеобразная толща бледно-розовых карбонатных кор, выделенная нами в самостоятельную ирташскую свиту.

Ирташская свита. Представлена древними карбонатными корами выветривания. В осевых зонах предгорных депрессий карбонатные коры залегают между красноцветными и буроватыми молассами, а в прибрежных частях депрессий и водоразделах ложатся на выровненный палеозой. Эти своеобразные карбонатные образования отмечались многими исследователями. Но в Узбекистане им не придавалось самостоятельного стратиграфического значения. Так, В. И. Попов (1958) включил их в состав нижнемиоценовой верхне-чильдарьинской ритмоподсвиты и описал как озерные водорослевые известняки. Ф. П. Корсаков (1963, 1964) относил эти коры к миоценовой свите Б, а в Кызылчинском разрезе (правобережье Ангrena), где они залегают на палеозое, — к плиоценовой свите В.

В сводке по Приташкентскому району Ф. П. Корсаков (1972) отнес желваковые известняки и конкреционные мергели к верхней части чулинской свиты, входящей в олигоцен-нижнемиоценовую келесскую серию. В. А. Захаревич считает, что конкреционные известняки являются ископаемыми карбонатными почвами. По его мнению, в погруженной части Приташкентского района они наиболее широко развиты в верхней части разреза мио-плиоценовой свиты В. Л. Д. Анплеева мощные горизонты карбонатных кор, развитые в верховьях Ангrena, объединила с подстилающими красноцветными молассами в среднемиоценовую арашанскую свиту.

В отличие от Приташкентского района, где четко выраженное несогласие в подошве карбонатных кор наблюдается по существу в единственном Кызылчинском разрезе, в Причимкентском районе и в юго-западных предгорьях Большого Каратау карбонатные коры с резко выраженным несогласием залегают на миоценовых красноцветных молассах и всех более древних горизонтах вплоть до палеозоя.

Впервые палеовые известняки, развитые на водоразделах Большого Каратау, выделены В. В. Галицким в самостоятельную свиту. А. Г. Черняховским (1962) свита палеовых известняков названа кайнарбулакской. Она сохранилась отдельными пятнами на высоких водоразделах центральной части Большого Каратау. В предгорьях известна на вершинах гряд в междуречье Бешарык — Акуюк в Яныкурганском районе, где залегают на различных горизонтах мела и палеогена. Наиболее широко отложения свиты развиты в южной части Малого Каратау и в Боролдайских горах, где залегают на неровной поверхности палеозоя. Свита представлена серыми или палевыми крепкими кавернозными известняками, залегающими между белесыми или красно-бурыми алевролитами с большим количеством карбонатных журавчиков. Мощность свиты от 0,5 до 50 м. А. Г. Черняховский помещает кайнарбулакскую свиту в основание плиоцен-четвертичного комплекса.

В Причимкентском районе толща карбонатных кор известна по данным бурения в Арысском прогибе и в предгорьях хребтов Угам, Казы-Курт, в горах Караташ, Карасакал и Сас-Тюбе. Представлена

красно-бурыми известняковыми глинами с многочисленными карбонатными журавчиками, желто-бурыми комковатыми песчанистыми известняками и мергелями с линзами грубообломочных пород. Мощность 120—150 м. В песчанистом известняке, на правом склоне долины р. Машат, близ с. Антоновки, А. В. Тимуш обнаружил остатки *Hipparion*. На основании этой находки Н. Н. Костенко, А. П. Савинова (1971) отнесли карбонатные коры, развитые в Причирчикском районе, к павлодарскому горизонту (верхний миоцен—нижний плиоцен), но неправильно сопоставили их с неогеновыми отложениями долины Аксакаты, где по Бельдерсаю З. Ф. Вундцетель собраны остатки гиппариона. В долине Аксакаты карбонатные коры уничтожены предверхнеплиоценовым размывом, и на миоценовых красноцветных молассах залегает мощная полуторакилометровая серия верхнеплиоценовых буроватых моласс. В Бельдерсае остатки гиппариона содержатся в верхней части разреза буроватых моласс, т. е. стратиграфически намного выше, чем на р. Машат.

В Чаткало-Кураминском регионе карбонатные коры широко развиты лишь в верховьях Ангрена. Ниже г. Ангрена в естественных обнажениях левого и правого борта долины они отсутствуют. Свита карбонатных кор получила название по Ирташсаю. Но в долине Ирташса свита обнажается довольно плохо, а в Кызылче, левом притоке Ирташса — наоборот. Но свита названа все же ирташской, потому что в неогене юго-западных отрогов Гиссара имеется кызылчинская свита, к которой отнесены морские образования нижнего миоцена. На правом берегу Кызылчи при подъеме на Ангренское плато в основании моласс на выровненной, слабо наклоненной к северо-западу (угол падения 5—6°) поверхности палеозоя залегает своеобразная бледно-розовая толща карбонатных кор выветривания, образующих причудливые столбовидные и грибовидные останцы. Снизу вверх разрез свиты представлен:

Мощность,
м

1. Известняк бледно-розовой конкреционный мелкокристаллический с жеодами гипса и включениями неокатанных обломков палеозоя размером до 10—15 см 1,5
2. Мергель бледно-розовый конкреционный. Образован за счет практически полного замещения материнской коричневатобурой алевроито-глинистой породы карбонатным материалом 2,1
3. Глина алевроитовая розовато-бурая комковатая с включением дресвы и щебня и множеством карбонатных конкреций 3,9
4. Мергель бледно-розовый узловатый с гнездами, не полностью замещенной первичной бурой алевроито-глинистой породы и жеодами мелкокристаллического гипса 2,5
5. Алевролит белесо-коричневый комковатый с беспорядочно рассеянным щебнем и линзами мелкой гальки, с большим количеством карбонатных конкреций 4,8
6. Известняк конкреционный бледно-розовый 4,2

Мощность свиты 19 м. Карбонатная кора с размывом перекрыта мощной толщей бурых конгломерато-брекчий верхнетяньшаньской серии.

В Ирташсае и выше Кызылчи в Келимчеке, Ташсае и Арашане можно наблюдать карбонатные коры ирташской свиты в непрерывном разрезе между красноцветными и буроватыми молассами (рис. 3, 4). В Ташсайском разрезе (рис. 4) карбонатная кора без признаков размыва и перерыва залегает на красноцветных мелкозернистых нижнетяньшаньской серии. Отсутствие перерыва в приосевых частях депрессии вполне закономерно, так как свита не отвечает новому эрозионно-тектоническому циклу, формировалась при спаде тектонической активности, нисходящем развитии рельефа и резком уменьшении по-

верхнего стока. В Ташсайском разрезе свита (слои 12—18) имеет следующее строение:

	Мощность, м
12. Известняк коричневатого-розового конкреционный с включениями гравия и мелкой гальки	2
13. Мусорная песчано-алеврито-глинистая порода с беспорядочно рассеянными и собранными в небольшие по мощности (0,1—0,3 м) линзы карбонатных конкреций	10,5
14. Известняки конкреционные коричневатые-белые грубослоистые с прослоями мелкоземов и песчаников	7,5
15. Песчаник разнотерный с гравием и галькой, сильно карбонатный	5
16. Мергель бледно-розовый конкреционный	5,5
17. Мусорная песчано-алеврито-глинистая порода, сильно обогащенная карбонатным материалом в виде осветленных пятен, журавчиков и конкреций, постепенно переходит в вышележащий слой	13,5
18. Известняк конкреционный бледно-розовый сливной	6

Общая мощность свиты 50 м. Карбонатные коры с размывом перекрыты мощной (548 м) толщей грубообломочных буроватых моласс верхнетяньшаньской серии.

Как видно из приведенных разрезов, в верховьях Ангрен и на плато свита имеет грубослоистое строение. Светло-коричневые мусорные мелкоземы и песчаники с редкими линзами грубообломочных пород чередуются с горизонтами бледно-розовых узловатых мергелей и конкреционных известняков мощностью до 0,1—3 м и более. Наиболее мощные горизонты карбонатных кор часто представляют слившиеся древние ископаемые почвы, указывающие на неоднократные и длительные перерывы в осадконакоплении. После формирования почвы сходные условия пролювиального осадконакопления, связанные с периодическим сносом обломочного материала, вновь возобновлялись. Поэтому в отдельных разрезах насчитывается до 5—6 хорошо развитых горизонтов. На Ангренском плато в Шорбулакском и Арашанском разрезах свита представлена сплошной карбонатной корой мощностью 20—25 м, несомненно, отвечающей наибольшей пенепленизации рельефа к концу среднего плиоцена. Мощность свиты колеблется от 40 до 50 м.

Почвообразовательные процессы протекали непрерывно на протяжении формирования ирташской свиты, а сплошные коры отвечают наиболее длительным перерывам. Так, пролювиальные мелкоземы, распадающиеся коры, содержат большое количество крупных и мелких карбонатных конкреций, являющихся почвенными новообразованиями. Отчетливо видно, как первоначальная материнская глинисто-алевритовая порода вверх по слою все больше обогащается карбонатным материалом и постепенно переходит в сплошную карбонатную кору, сложенную узловатыми и конкреционными мергелями и известняками. Первичный терригенный материал в них полностью замещен карбонатным. Не замещенными остаются только гравий и галька. Верхняя граница горизонта резкая, неровная. При выветривании коры приобретают ноздреватую, столбчатую и кукловидную отдельность.

В долине Чирчика ниже Ходжикента карбонатные коры наблюдаются в разрезе Кызылсу. Они образуют три сближенных горизонта небольшой мощности.

Ирташскую свиту, как и все указанные карбонатные коры, мы включаем в среднетяньшаньскую серию и условно относим к верхнему миоцену—среднему плиоцену. Этот возраст подтверждается прежде всего захороненными в свите остатками гиппариона, положением в разрезе и историей геологического развития данного региона. Формирование карбонатных кор выветривания, отвечающих покою оро-

гена, хорошо увязывается с ранне-среднеплиоценовым перерывом в осадконакоплении в Кызылкумах и Каракумах, где выше сармата и его континентальных аналогов развиты только верхнеплиоценовые отложения.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

Верхнетяньшаньская серия

Буроцветная молассовая формация сформировалась у подножия быстро растущих горных сооружений временными водотоками и крупными предгорными реками, большинство из которых, как и в настоящее время, являлись притоками мощных транзитных водных артерий пра-Сырдарьи и пра-Амударьи. Буроцветные молассы выполняют все межгорные впадины Тянь-Шаня, где хорошо обнажаются в прибортовых частях и адырах. Мощность их во впадинах достигает 2000—2500 м. У подножия передовых хребтов Тянь-Шаня слившиеся все время выноса мелких и крупных рек образуют подгорноеверный фациальный пояс, который обрамляет поднятия на всем их протяжении. Полоса развития буроцветных моласс вдоль Большого Каратау и Чаткало-Куряминских гор достигает 100—150 км. У подножия Туркестано-Нура-тинских гор она значительно меньше и не превышает 30—35 км (рис. 9, 10).

В прибортовых частях межгорных впадин и предороговой зоне буроцветные молассы с разрывом залегают на подстилающих породах неогена и всех более древних горизонтах вплоть до палеозоя и с угловым несогласием перекрыты образованиями среднечетвертичного возраста. Нижнечетвертичные конгломераты большинство исследователей объединяют с единообразно дислоцированными буроцветными молассами. От подстилающих красноцветных и сероцветных озерных отложений верхнеплиоценовые молассы четко отличаются окраской и более грубым составом.

В Ферганской впадине буроцветные молассы соответствуют бактрию схемы О. С. Вялова, акчопской и кепелийской свитам М. Н. Грамма (1966). К верхнетяньшаньской серии мы относим езганскую, сурхобскую, тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую свиты по схеме В. И. Попова и др. (1972).

В межгорных впадинах Центрального и Северного Тянь-Шаня верхнетяньшаньская серия включает илийскую и харгосскую свиты и их возрастные аналоги, сарыагачскую и чуйскую, верхние подсвиты джуанарыкской и нарынской свит с представителями илийской и харгосской фауны. Разрез венчается серыми конгломератами шарпылдакской свиты (табл. 2).

Буроцветные молассы повсеместно имеют довольно четкое двучленное строение. Нижняя часть их разреза сложена бурыми и буровато-коричневыми глинисто-алевролитовыми породами с горизонтами песчанников, гравелитов и конгломератов. Вверх по разрезу количество и мощность конгломератов возрастает и они почти полностью вытесняют все остальные породы (рис. 3). Во внутренних частях межгорных впадин в основании буроцветных моласс часто залегают озерные образования с линзами аллювия и пролювия. Примером таких отложений служат сарыагачская свита в Восточно-Чуйской депрессии и низы акчопской свиты в Северо-Западной Фергане. Такое строение буроцветных моласс, которые вверх по разрезу становятся более грубыми, свидетельствует о непрерывном усилении темпа общего поднятия оро-

Рис. 9. Литолого-палеогеографическая карта позднего плиоцена, времени формирования денгизкульской свиты и нижней части разреза буроцветных моласс верхнетяньшаньской серии. Цифры на рисунке — скважины: в числителе номер, в знаменателе — мощность денгизкульской свиты. Усл. обозн. см. на рис. 5.



гена на протяжении позднего плиоцена. Данная особенность строения верхнетяньшаньской серии наблюдается и в предороженной зоне.

В Приташкентском районе нижней части разреза буроцветных моласс соответствуют чирчикская серия по схеме Ф. П. Корсакова, гиджальская свита, по Л. Д. Анплеевой, свиты С+Д, выделенные В. А. Захаревичем, пскентская свита, по Я. М. Хейфицу, а верхней — мурзарабадская серия, кандырсайская свита, свита Е+F, тойтюбинская и тоябугузская свита указанных выше схем.

Мощность серии в Приташкентском районе 1000—1500 м.

Буроцветные молассы, обрамляющие Каратау и Туркестано-Нуратинские горы, на местные свиты не расчленяются. Для них характерно двучленное, но менее четко выраженное строение. Мощность верхнеплиоценовых моласс у подножия Каратау и Нуратинских гор не превышает 100—200 м и лишь в Арысском и Голодностепском прогибах увеличивается до 500—900 м.

У подножия передовых хребтов Тянь-Шаня буроцветные молассы характеризуются четкой фациальной зональностью, свойственной всем предгорным накоплениям.

Вблизи поднятий молассы сложены грубообломочными породами, которые в сторону равнины постепенно замещаются мелкоземами. Такая дифференциация осадков отвечает веернообломочной, всевромелкоземистой и всеврозастойной фациальным зонам, которые вытянуты вдоль подножий и, последовательно сменяясь, ритмично вклиниваются друг в друга.

Веернообломочная зона сложена грубо линзовидно переслаивающимися конгломератами, гравелитами и мусорными алевролитами. Обломочный материал представлен плохо- и среднеокатанной галькой и гравием с примесью щебня осадочно-метаморфических и изверженных пород палеозоя. Заполнителем в этих породах служит песчано-алевролитовый материал на прочном глинисто-карбонатном цементе. Мусорные, плохо дифференцированные мелкоземы представлены бурыми и буровато-коричневыми, массивными, песчаными, реже глинистыми алевролитами, содержащими беспорядочно рассеянную гальку и гравий. Незначительная (20—25 км) ширина данной зоны, где грубообломочные породы слагают около 50% всего разреза, свидетельствует о небольшой транспортирующей силе водотоков и незначительной высоте Каратау, Нуратинских и Мальгузарских гор (рис. 9, 10).

По мере удаления от горных сооружений роль грубообломочных и песчаных пород в разрезе сравнительно быстро снижается и уже в 25—30 км от поднятий развита всевромелкоземистая зона, сложенная преимущественно глинисто-алевролитовыми породами континентальных дельт мелкоречных водотоков и кратковременных площадных водно-грязевых потоков. Мелкоземы содержат подчиненные линзы и ленты всевроусловых серых гравийных песков и песчаников, отложенных в радиальных промоинах, пересекающих конусы выноса. На всей площади развития мелкоземы представлены однородными буровато-коричневыми и коричневатато-серыми массивными, часто глинистыми алевролитами, более темными, коричневатато-бурыми в нижней части и светло-бурыми и буровато-серыми — в верхней. Описанный тип разреза вскрыт скв. 4 (рис. 11). Она расположена к востоку от Писталитау и в 30 км к северу от Нуратинских гор, являющихся основным источником сноса.

Предгорные пролювиальные равнины, обрамляющие Каржантау и Приташкентские чулы, были выдвинуты далеко на запад и перекры-

Рис. 10. Литолого-палеогеографическая карта конца позднего плиоцена, времени формирования ергашкудукской и верхней части разреза буроцветных моласс верхнетяньшаньской серии.

Скважины: в числителе — номер; в знаменателе — мощность аллювиально-озерных отложений ергашкудукской (1) и арнасайской (2) свит, буроцветных моласс верхнетяньшаньской серии (3). Усл. обозн. см. на рис. 5.

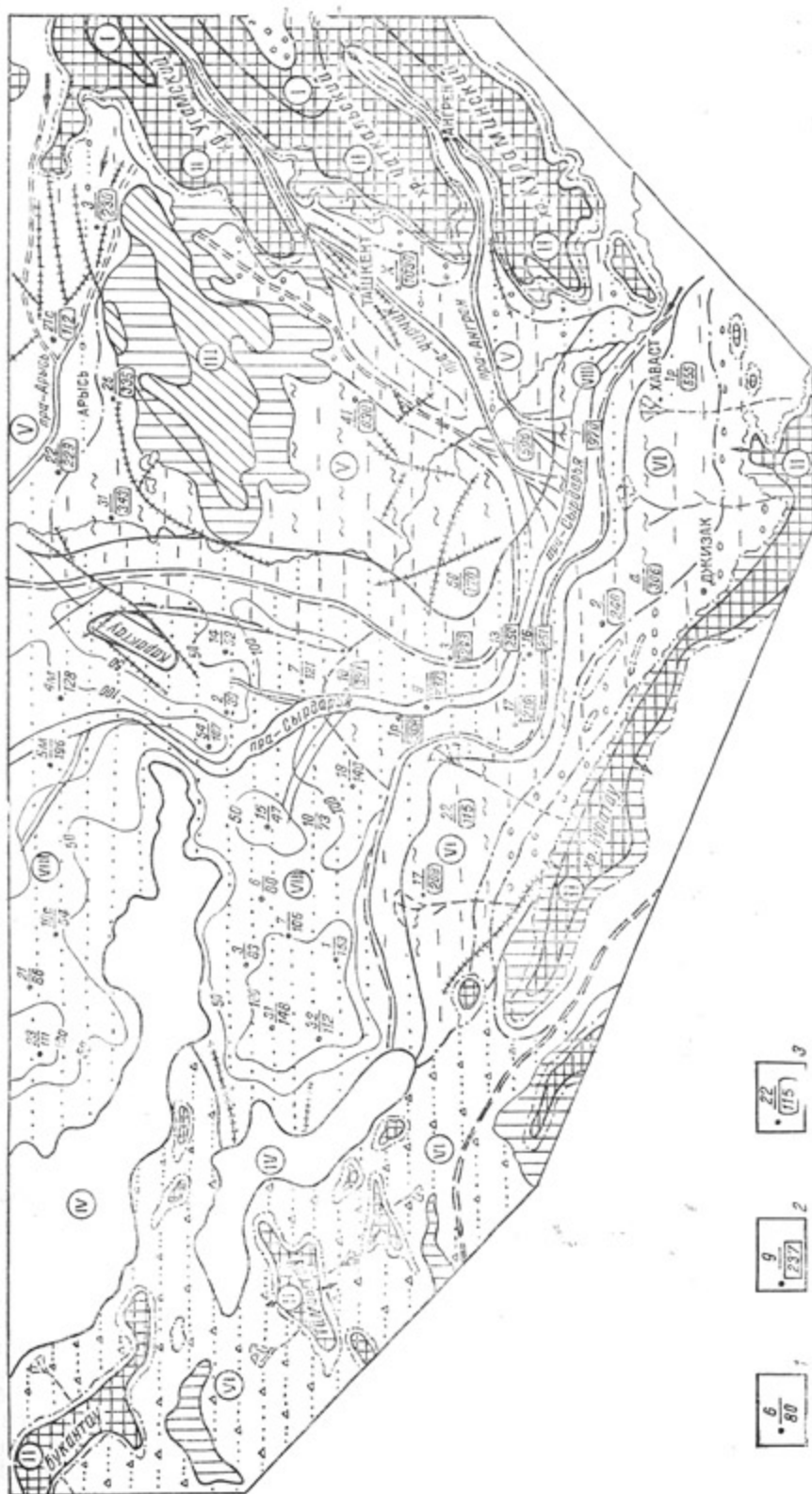


Table 5

[illegible]

Schn., C. schuoinae Mand, Cyprideis littoralis (Br.) (Алферов и др., 1981).

В буроцветных молассах предороженной зоны Западного Тянь-Шаня в районе Чимкента обнаружены остатки *Eguus stenonis* Cocchi (Костенко, 1978), а в Приташкентском районе в долинах рек Пскема и Аксакаты местонахождения Бешкайрагач, Гиджалсай и Бельдерсай (нижний слой), содержащие: *Anancus arvernensis* (Gr. et Job), *Ictitherium* cf. *wongi* Zdansky, I. et *hipparionum* (Gervais), *Cervidae?*, *Hipparion* sp., *Chilotherium* cf. *schlosseri* (Weber), *Palaeotragus* sp., *Gazella* sp., *Tragocerus* sp.? (Дмитриева, Несмеянов, 1982). Рассмотрим фаунистический состав верхнего слоя Бельдерсайского местонахождения. В каталоге Е. Л. Дмитриевой и С. А. Несмеянова отмечено, что в нем содержатся *Cervus elaphus* L., *Gazella* sp. и *Eguus stenonis* Cocchi. Включение в это местонахождение остатков лошади Стенона является ошибкой, так как ни у В. В. Щегловой (1954), впервые опубликовавшей данные по местонахождению, ни в работах Р. К. Камбариддинова (1968), Р. К. Камбариддинова, Т. К. Камбариддиновой (1969) не упоминается о находке здесь *Eguus stenonis* Cocchi.

В. В. Щеглова отмечала, что верхний слой Бельдерсайского местонахождения напротив Карамазара приурочен к ископаемым лессам древнечетвертичного возраста. Здесь добыто несколько обломков костей носорога и большое количество неопределенных обломков костей мелких животных. О этом местонахождении упоминает Н. Н. Костенко (1958): «З. Ф. Вундцетель здесь собрала кости плохой сохранности». Больше о местонахождении ничего не говорится. Кости приурочены к палево-серой глинисто-песчано-конгломератовой толще, залегающей на буроцветных молассах. Эту толщу Н. Н. Костенко сопоставляет с илийской свитой Казахстана, а позднее выделяет ее под названием аксакатинской свиты.

В Причимкентском районе и предгорьях Западного Тянь-Шаня на санташскую свиту налегает с несогласием аксакатинская свита (N_2^{1-3}), содержащая остатки илийского фаунистического комплекса — *Eguus stenonis* Cocchi и др. В составе ее буровые и палевые глины, алевролиты, конгломераты, палевые известняки, мощностью до 400 м (Костенко, 1964). В дальнейшем Н. Н. Костенко и др. (1971, 1978) в Причимкентском районе не выделяют аксакатинскую свиту, а буроцветные молассы, в которых здесь встречена *Eguus stenonis*, относят к илийскому горизонту. Следовательно, речь идет о *Eguus stenonis*, найденной в Причимкентском районе, где она действительно обнаружена, а не о находке в долине Аксакаты, как трактует Ф. П. Корсаков. Аксакатинская свита, выделенная Н. Н. Костенко в Карамазарской синклинали долины Аксакаты, в схеме Ф. П. Корсакова (1972) входит в состав мурзарабатской серии. Она залегает на бельдерсайской (т. е. на бурых молассах с *Hipparion*) и перекрыта нанайскими конгломератами, но в этом конкретном разрезе нанайских конгломератов нет. При описании аксакатинской свиты в Карамазарской синклинали, Ф. П. Корсаков (1972) отмечает, что в ее отложениях «...Н. Н. Костенко обнаружил кость *Eguus stenonis* — руководящую форму илийского фаунистического комплекса Казахстана (средний — верхний плиоцен). Мощность свиты здесь более 50 м». Но Н. Н. Костенко в приведенных выше работах не упоминает о находках лошади Стенона в долине Аксакаты.

Что же представляет собой так называемая аксакатинская свита в долине Аксакаты напротив селения Карамазар. Это толща серых валунных крупногалечных конгломератов (мощность 50—60 м), согласно залегающих на типичных грубых буроцветных молассах. Серые конг-

Рис. 12. Карта мощностей неоген-четвертичных отложений.

1 — скважина: в числителе — номер, в знаменателе — мощность отложений, 2 — изопакиты.

ломераты венчаются пачкой (6—7 м) грязно-белых грубослоистых мергелей и сильно карбонатных глин с почвенной текстурой, несомненно, являющихся болотно-луговыми и пойменными отложениями древней Аксакаты. К ним приурочены упомянутые В. В. Щегловой кости.

Таким образом, конгломераты согласно дислоцированы с плиоценом и могут быть отнесены к нему. Но эти конгломераты отличаются и от бурых моласс. Они серые, более грубые и рыхлые, что сближает их с четвертичными отложениями. Поэтому, на наш взгляд, эту толщу следует считать пока условно верхнеплиоцен-древнечетвертичной до новых сборов и определения остатков позвоночных из мергелей, в которых их довольно много.

В отличие от предороженной зоны, где остатки позвоночных сравнительно малочисленны, в буроцветных молассах межгорных впадин встречаются крупные местонахождения Есекартканское, Актауское (верхний слой), Куруксайское, Тепкинское, Коктюрюлюкское и др. (табл. 3). В них содержатся многочисленные остатки млекопитающих илийского и хоргосского комплексов, позволяющих уверенно стратифицировать буроцветные молассы Тянь-Шаня и коррелировать их с другими регионами (табл. 4).

При систематизации всех местонахождений плиоценовой териофауны Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии Е. Л. Дмитриева, С. А. Несмеянов (1982) отнесли илийскую фауну к куруксайскому межрегиональному горизонту, а хоргосскую — к каратайскому. Но в отличие от илийского и хоргосского стратиграфических горизонтов Казахстана (Костенко, 1978; Костенко, Кожамкулова, 1980), выделенные С. А. Несмеяновым и Е. Л. Дмитриевой горизонты имеют более широкий возрастной диапазон. Куруксайский охватывает часть среднего плиоцена и акчагыл, а каратайский — апшерон и баку. В куруксайском горизонте отмечены местонахождения млекопитающих двух возрастных уровней. Нижнему соответствует есекартканская фауна — переходная от среднего плиоцена к акчагылу, а верхнему — собственно куруксайская. Н. Н. Костенко (1978), Н. Н. Костенко, Б. С. Кожамкулова (1980) фауну Есекартканского местонахождения относят к нижней части верхнеплиоценового илийского горизонта, т. е. к акчагылу. Эти авторы сопоставили илийский и хоргосский комплексы со стратотипическими разрезами акчагыла и апшерона Прикаспия, в которых захоронены аналогичные остатки млекопитающих, и дали стратиграфическую корреляцию этих комплексов с молдавским, хановским и таманским Восточной Европы и виллафранком Западной и Центральной Европы.

Таким образом, в настоящее время имеются все данные для корреляции среднеазиатского неогена с морскими отложениями Восточного Паратетиса и их континентальными аналогами и неогеном Внутренней Азии, что позволяет синхронизировать основные события новейшей истории на обширных пространствах Евразийского континента (табл. 5).

НЕОГЕН ГОЛОДНОЙ СТЕПИ И ВОСТОЧНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

К северу и северо-западу от передовых хребтов Тянь-Шаня в глубокой и сложно построенной Сырдарьинской впадине, которая охватывает практически всю юго-восточную окраину Турана, широко развит мощный покров неоген-четвертичных отложений, скрывающий строение более древних горизонтов (рис. 12, 13). Наиболее полные и мощные разрезы неогена развиты в осложняющих впадину прогибах, где на различных горизонтах зеленых глин эоцена залегают морские и континентальные породы миоцена. В пределах зон поднятий миоцен отсутствует и образования мела и палеогена перекрыты породами верхнего плиоцена и антропогена. Олигоценные отложения известны лишь на крайнем западе Сырдарьинской впадины в Ергашку-

дукском прогибе, где, по данным Я. Б. Айсанова, представлены розовато-коричневыми алевроитовыми глинами с обильными отпечатками моллюсков: *Siligua ustjurtensis* Ilyina, *Nucula* cf. *galeotima* Nust. (скв. 27). Мощность 19 м.

Наиболее широко олигоцен развит в Центральных Кызылкумах. Здесь олигоцен и нижний миоцен образуют единую толщу, выделяемую под названием сарбатырской свиты. Она представлена морскими краеноцветно-пестроцветными отложениями, преимущественно глинистыми внизу (нижнесарбатырская подсвита) и песчаными сверху (верхнесарбатырская подсвита).

МИОЦЕН

В отличие от предороженной зоны, где миоцен сложен красноцветными континентальными породами нижнетяньшаньской серии, в наиболее погруженной осевой зоне Сырдарьинской впадины разрез миоцена четко дифференцируется на морской нижний и континентальный средний — верхний. Нижнемиоценовые отложения соответствуют основной части объема верхнесарбатырской подсвиты Центральных Кызылкумов. На территории Южного Казахстана они выделены А. П. Савиновой (1979) в самостоятельную бешарыкскую свиту.

В районе среднего течения р. Сырдарьи и в Байракумском прогибе морские отложения фациально замещаются континентальными красноцветными, слагающими нижнюю часть разреза нижнетяньшаньской серии. В Восточных и Центральных Кызылкумах морской нижний миоцен перекрывается довольно однородной толщей континентальных красноцветных глинисто-алевритовых пород, которые М. Н. Грамм (1960, 6) отнес к агитминской свите, а А. П. Савинова (1979) к средне-верхнемиоценовой чилийской. Вдоль восточной окраины Сырдарьинской впадины, по мере приближения к передовым хребтам Тянь-Шаня, молассовидные отложения переходят в типичные красноцветные молассы, слагающие основную по мощности верхнюю часть разреза нижнетяньшаньской серии.

НИЖНИЙ МИОЦЕН

Морские отложения нижнего миоцена развиты в осевой, наиболее погруженной, части Сырдарьинской впадины. Они выполняют Бердинский, Байракумский и Ергашкудукский прогибы. К северу от Букантау и Джетымтау нижнемиоценовые отложения уничтожены последующим размывом. В прогибах кровля нижнего миоцена вскрывается на глубинах от 50 до 600 м. Породы миоцена залегают с размывом на различных горизонтах бодракского и альминского ярусов эоцена и перекрываются отложениями агитминской свиты или более молодыми образованиями верхнего плиоцена.

На крайнем востоке, юго-востоке и юге в пределах Бердинского, Байракумского и Ергашкудукского прогибов, где располагалась прибрежная зона с системой мелких заливов и лагун, нижний миоцен сложен однообразными красно-бурыми, иногда слоистыми загипсованными глинами (рис. 5). Часто глины переходят в глино-гипс. Гипс в основной своей массе вторичный, мелко- и крупнокристаллический, беспорядочно рассеян в породе. Реже встречаются пласты сингенетического гипса мощностью 1—1,5 м и прослои зеленовато-серых мергелей и известняков, обогащенных терригенным материалом. В основании разреза часто отмечаются пласты буровато-серых, слюдистых песков и песчаников. Но в целом песчаные породы в прибрежной зоне имеют подчиненное развитие, слагая не более 1/3 всего разреза. Пески и песчаники мелкозернистые, хорошо окатанные и отсортированные, полевошпато-кварцевые.

В удаленных от береговой зоны участках основная часть разреза

нижнего миоцена сложена глинами. Так, в западной части Байракумского и на большей части Ергашкудукского прогиба нижний миоцен представлен хорошо дифференцированными глинистыми отложениями открытого моря. Глины в основной массе хорошо отмученные, в нижней части разреза загипсованные, красноцветные, а в верхней — пестроцветные, серые и голубовато-серые, неясно- и тонкогоризонтально-слоистые. По всему разрезу встречаются маломощные прослои алевролитов и тонкозернистых слюдястых песков и песчаников. По составу глины гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые, реже бейделлитовые.

В шестидесятых и семидесятых годах при проведении съемочных работ получен богатый палеонтологический материал по миоценовым отложениям Восточных Кызылкумов. А. П. Савинова и др. (1971) отмечают отсутствие олигоцена в Сырдарьинской впадине. Залегающую на зеленых глинах эоцена красноцветную толщу, ранее нерасчлененную и считавшуюся олигоцен-миоценовой, они расчленяют на нижний, средний и верхний миоцен. В дальнейшем А. П. Савинова (1979) отнесла морские отложения нижнего миоцена к бешарыкской свите, а континентальный средний — верхний миоцен — к чилийской. В нижнем миоцене содержится комплекс остракод, состоящих в основном из морских форм — *Cytheridea mülleri* (Münster), *Leptocythere*, единичных экземпляров пресноводных крупных остракод с толстостенными раковинами: *Eucypris validus* Gr., *E. excistus* Gr., *E. aggeratus* Gr. В этих же отложениях присутствуют фораминиферы, характерные для нижнего миоцена: *Nonion granosus* (Orb.), *Discorbis* sp., *D. aff. tschokrakensis* Bogd., *Quingueloculina* sp., и моллюски: *Potamides* cf. *margaretaceum* Brocc., *Lentidium* (*Janschinella*) sp., *Corbula helmerseni* Mikh., *Macra* sp., *Cardium* sp.

Кроме приведенных моллюсков в районе гор Карактау, по данным Н. Н. Костенко и др. (1971), в описываемых отложениях встречаются: *Potamides* (*Bittium*) *scabrum* Olivi, *Barnea* aff. *ustjurtensis* Eichw., *Tapes* cf. *tauricus* Andrus., *Macra* *bajarunasi* Kolesn., *Cardium* cf. *hilberii* Andrus. Эти моллюски, по заключению К. А. Ляджиной, являются исключительно морскими, характерными, по её мнению, скорее всего для чокракского горизонта среднего миоцена. С подобным заключением нельзя согласиться. Приведенная фауна относится к нижнему миоцену, так как морские отложения чокракского горизонта известны только на Устюрте и в Заунгузских Каракумах. На правобережье Амударьи в Кызылкумах и Приаралье они отсутствуют, и здесь на морские отложения нижнего миоцена повсеместно налегают континентальные алевролитоглинистые породы агитминской свиты.

Интересные палинологические данные впервые приводятся Е. К. Тереховой (1971). Нижнемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс характеризуется сравнительно высоким содержанием пыльцы и умеренно теплолюбивых пород, наибольшим распространением среди которых пользуется пыльца широколистных: *Juglans*—3 (*J. polyporata* Vojc., *J. aff. regia* L., *Juglans* sp.), *Zelkova* sp.—2—3, *Celtis* sp.—1—2, *Tilia* sp.—2, *Quercus* sp.—2—4, *Fagus* sp.—1. Несколько меньше встречено пыльцы семейства *Betulaceae*: *Betula* sp.—1—2, *Alnus* sp.—1—2, *Carpinus*—1.

Единичны пыльцевые зерна субтропических растений: *Comptonia* sp., *Magnolia* sp., *Sapindaceae*. Много пыльцы степных и полупустынных растений семейства *Chenopodiaceae* (8—13) и прибрежноводных *Sparganiaceae* (7—20). Спорадически в небольших количествах отмечается пыльца: *Dipsacaceae*, *Geranicaeae*, *Onagraceae*, *Plumbaginaceae*.

Рис. 13. Структурная карта по кровле палеогеновых отложений юго-восточной части Сырдарьинской впадины.

1 — районы отсутствия палеогеновых отложений, 2 — изогипсы кровли палеогена, 3 — скважина: в числителе — номер, в знаменателе — абсолютная отметка залегания кровли палеогена.

Но господствующее положение среди покрытосеменных принадлежит пыльце неопределенного систематического положения, отнесенной к формальным родам *Tricolporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp., в сумме составляющие 30%. По морфологическому строению некоторые пыльцевые зерна напоминают пыльцу семейств *Fagaceae*, *Sapotaceae*, *Meliaceae*, широко развитых в олигоценовое и эоценовое время. Большая часть этой пыльцы, видимо, продуцировалась травянистыми растениями таких семейств, как *Ranunculaceae*, *Umbelliferae*, *Gruciferae*. Голосеменные представлены пыльцой семейства *Pinaceae* (8), *Ephedra* и единичные зерна — *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Taxodium*. Е. К. Терехова отмечает, что описанный комплекс по соотношению древесных растений *Juglandaceae*, *Bettlaceae*, *Ulmaceae*, *Pinaceae* и др., почти полному исчезновению представителей субтропической флоры и содержанию значительного количества травянистых растений сопоставляется с нижнемиоценовыми комплексами юго-восточной части Тургайского прогиба, с нижне-среднемиоценовыми Зайсанской и Илийской впадин.

Мощность морских нижнемиоценовых отложений в Восточных Кызылкумах не превышает 50—60 м.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Агитминская (чинлийская) свита. Континентальные отложения свиты, как и подстилающие их морские образования нижнего миоцена, некогда сплошным плащом покрывали Кызылкумы (рис. 8). К настоящему времени они сохранились от последующего размыва только в прогибах: Байракумском и Ергашкудукском, а в Центральных Кызылкумах — в Джаманкумском, Мынбулакском, Каракатинском и Агитминском. В Агитминской котловине свита впервые выделена М. Н. Граммом (1960, 6), который отнес её к олигоцену—миоцену. В последующем Г. Ю. Алферов, В. Г. Данилов (1972) стали датировать свиту средним—верхним миоценом. Свита имеет довольно однообразное строение. Почти повсеместно представлена монотонной толщей красно-бурых алевритовых глин. Глины зачастую настолько однообразны по своему облику и составу, что визуальнo в них практически невозможно наметить какие-нибудь горизонты или слои. Глины агитминской свиты неслоистые, мелкокомковатые, тонкопористые, плотного сложения, с полушаровидной отдельностью и землистым изломом. Крайне редко в них отмечается неясная прерывистая горизонтальная и слабонаклонная мелкая косая слойчатость, подчеркнутая неравномерным распределением алевритового, реже песчаного материала. Глины и заключенные в них подчиненные прослои алевролитов интенсивно загипсованы и содержат беспорядочно рассеянные, или сконцентрированные в небольшие горизонты мелкие (2,05—1 см) грязно-белые карбонатные журавчики, которые являются эпигенетическими почвенными новообразованиями.

М. Н. Грамм из отложений свиты описал своеобразный комплекс пресноводных толстостенных остракод: *Eucypris excistus* Gr., *E. aggregatus* Gr., *E. medius* Gr., *E. validus* Gr. А. А. Бухарина (Алферов и др., 1981) отмечает, что в агитминской свите Кызылкумов, кроме перечисленных выше остракод, встречаются *Mediocypris* sp., *Baturinella* sp., *Kassinina beliaevskyi* Mand., *Limnocythere kuschnari* Gr. L. *depressa* Schn., типичные для среднемиоценовых (тархан-чокракских) отложений Туркмении.

В последние десятилетия континентальный миоцен Сырдарьинской впадины получил достаточно детальную палеонтологическую охарактеризованность благодаря работам палеонтологов Казахстана (Савинова, 1979; Савинова и др., 1971). А. П. Савинова и др. континентальную красноцветную алеврито-глинистую толщу, залегающую в Сырдарьинской впадине на морском нижнем миоцене, выделяет в чин-

лийскую свиту и расчленяет по остракодам на средний (нижнечилийская подсвита) и верхний подотделы (верхнечилийская подсвита). В среднемиоценовом комплексе остракод преобладают солончатоводные крупные формы с толстоетенными раковинами — *Eucypris validus* Gr., *E. aggeratus* Gr., *E. firmis* Gr., *Prolimnocythere kuschnari* Gr., *P. cinctura* Mand., *P. ex. gr. aligra* Mand., *Ilyocypris biplicata* Koch., *I. cornae* Mand., *I. turgaensis* Mand., *Candona* aff. *convexa* Liv., в небольшом количестве встречаются *Cytheridea mülleri* (Münster). Присутствие заведомо морских нижнемеловых *Cytheridea mülleri* связано с переслаиванием континентальных и прибрежно-морских отложений, которое характерно для нижней части разреза миоцена в описанной выше зоне сочленения и фациального перехода морских отложений в континентальные. Верхнемиоценовый комплекс остракод отличается от среднемиоценового качественным и количественным обеднением видов и представлен следующей ассоциацией: *Advenocypris* sp., *Eucypris validus* Gr., *E. aggeratus* Gr., *Eucypris firmis* Gr., *Candoniella albicans* (Brady), *Ilyocypris electa* Schn., *I. cornae* Mand., *Prolimnocythere kuschnari* Gr., *P. cf. aligra* Mand., *P. lamellosa* Schn., *P. depressa* Schn., *P. cf. cinctura* Mand., *Potamocypris lunaris* Schn.

В верхнемиоценовое время вновь появляется три вида: *Advenocypris* sp., *I. electa* Schn. Mand., *Potamocypris lunaris* Schn. Последний широко развит в плиоцене. По данным Е. К. Тереховой (1971), среднемиоценовой спорово-пыльцевой комплекс характеризуется доминированием пыльцы, в основном принадлежащей к травянистым растениям семейств *Ranunculaceae*, *Leguminosae*, *Cruciferae* и др. Значительное место занимает пыльца *Sparganiaceae* (20—30), *Chenopodiaceae* (20—25). Единичны пыльцевые зерна *Onagraceae*, *Malvaceae*, *Ephedra* и др. Пыльца покрытосеменных древесных пород в комплексе составляет всего 8—10% и представлена *Betula* sp. — 2, *Alnus* sp. — 1, 5, *Carya* sp., *Podocarpus* sp., *Pinus* sp.

Представители папоротникообразных *Polypodiaceae*, *Sphagnum* отмечаются в виде единичных пыльцевых зерен. Этот комплекс отличается от подстилающего нижнемиоценового резким сокращением количества пыльцы древесных пород и господством пыльцы травянистых растений. Верхнемиоценовой спорово-пыльцевой комплекс представлен в основном пыльцой покрытосеменных. Характерная его особенность — обилие пыльцы травянистых растений, среди которых преобладает пыльца *Chenopodiaceae* (40). Присутствуют представители семейств *Plumbaginaceae* (5), *Malvaceae* (4), *Rosaceae* (2), *Alismataceae* (1—2) и *Ephedra* sp. (3). Несколькими видами представлена пыльца семейства *Compositae* (11). Отмечается присутствие пыльцы *Nymphaeaceae* (2), а из древесных пород — единичные зерна *Betula* sp., *Pinus*. Описанный комплекс отличается от предыдущего полным исчезновением пыльцы *Sparganiaceae* и господством степных элементов *Chenopodiaceae*, *Compositae* и др.

Завершая рассмотрение континентальных красноцветных алевро-глинистых отложений, залегающих на морском нижнем миоцене в Сырдарьинской впадине и Кызылкумах, можно отметить, что в настоящее время сложилось два мнения о возрасте этих отложений. Палеонтологи Казахстана наднижнемиоценовую толщу континентальных красноцветных мелкоземов относят к среднему — верхнему миоцену — чилийской свите. Те же отложения в Кызылкумах (агитминская свита) А. А. Бухарина в последнее время датирует только средним миоценом (Алферов, Бухарина, Анплеева, 1981). К этому выводу А. А. Бухарина пришла на основании того, что в районе Хорезма в Турткульском прогибе континентальные красноцветные глины, содержащие типичный агитминский комплекс остракод, перекрыты слоями с *Mediocytherideis inflata* Schn. караган-конкского возраста. Но в Турткульском и Балкуинском прогибах (северо-восток Заунгузских Каракумов) наблюдается не только перекрытие, но переслаивание и полное фациальное

замещение глини агитминской свиты прибрежно-морскими образованиями тортона и сармата, вследствие чего свита здесь имеет скользящую верхнюю возрастную границу. Поэтому возраст агитминской свиты принимается условно, как средне-верхнемиоценовый по залеганию её на фаунистически охарактеризованном нижнем миоцене и фациальному замещению слагающих её пород морскими образованиями тортона и сармата (Пинхасов, 1984). Свита относится к среднему — верхнему миоцену также на основании характера геотектонического развития Туранской плиты.

В центральных районах Туранской плиты (Устюрт, Каракумы) морские тортон-сарматские отложения тесно связаны между собой и представляют единую геологическую формацию, образовавшуюся в условиях медленного непрерывного погружения. На рубеже тортонского и сарматского веков не отмечается ни перестройки структурного плана, ни смены тектонического режима. Так же ведут себя и континентальные отложения миоцена, сформированные на прилегающих к тортон-сарматскому бассейну наземных равнинах Турана. В предорогенной зоне Тянь-Шаня миоцен образует единую красноцветную молассовую формацию (нижнетяньшаньскую серию). В Сырдарьинской впадине и Кызылкумах орогенные молассы переходят в морской нижний миоцен и согласно его перекрывающую молассовидную толщу среднего — верхнего миоцена — агитминскую (чилийскую) свиту.

ПЛИОЦЕН

На равнинах Средней Азии развиты отложения нижнего, среднего и верхнего плиоцена. Нижний и средний известны на западе, где представлены морскими образованиями понта и красноцветной челекентской свитой. В Каракумах, Кызылкумах, Приаралье и предорогенной зоне Тянь-Шаня распространены только верхнеплиоценовые отложения.

Б. И. Пинхасов (1978, 1984) указал причины отсутствия нижне-среднеплиоценовых отложений на равнинах Турана и в зоне сочленения плиты с орогеном Тянь-Шаня, где в глубоких предорогенных прогибах отсутствуют непрерывные разрезы неогена и лишь местами сохранились маломощные бледно-розовые карбонатные коры выветривания, отвечающие нижнему — среднему плиоцену. Поэтому здесь отметим, что главными особенностями геологического развития юго-востока Средней Азии в конце миоцена и в ранне-среднеплиоценовое время являются относительный тектонический покой орогена Тянь-Шаня и локализация осадконакопления в межгорных впадинах, где формируется озерная соляно-гипсовая формация; развитие карбонатных кор по периферии орогена, отвечающих общей планации его рельефа; прекращение выноса седиментационного материала на равнины Турана и выработка здесь регионального денудационного среза.

Позднеплиоценовое воздымание Памиро-Алая и Тянь-Шаня и интенсивный их размыв, связанный с увлажнением и похолоданием климата и зарождением постоянно действующей гидрографической сети, привели к возобновлению площадного осадконакопления. В позднем плиоцене у подножия горных сооружений Тянь-Шаня сформирована описанная выше буроцветная молассовая формация, а на равнинах Турана — мощные толщи озерных и аллювиально-озерных накоплений.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

В Голодной степи и Восточных Кызылкумах верхний плиоцен представлен отложениями пра-Сырдарьи и крупных озер. В разрезе по литолого-фациальным признакам выделяется ряд свит. Разнофациальные свиты имеют значительную или крайне ограниченную площадь

распространения, отражая тем самым периодически меняющуюся палеогеографическую обстановку.

В Голодной степи и у южной окраины Кызылкумов нижняя часть разреза верхнего плиоцена сложена озерными зеленоцветными глинисто-алевролитовыми породами тузканской свиты. Аналогичные озерные или озерно-морские отложения со сходным комплексом фауны развиты в основании разреза верхнего плиоцена в Приаралье, прогибах Каракумов и Западных Кызылкумов, где соответствуют начальному циклу позднеплиоценовой седиментации и хорошо сопоставляются с морским нижним акчагылом Западной Туркмении (Пинхасов, 1984). Такая корреляция позволяет условно отнести тузканскую свиту к нижнему акчагылу. Озерные отложения перекрыты арнасайской свитой, представляющей собой мощную толщу погребенного аллювия Сырдарьи, который формировался при непрерывном и интенсивном погружении Голодностепского прогиба в среднем — позднем акчагыле и апшероне.

В Кызылкумах древний аллювий Сырдарьи представлен желто-бурыми песками и песчаниками денгизкульской свиты и вложенной в неё толщей серых песков ергашкудукской. Свиты отвечают двум крупным седиментационным циклам, отчетливо выраженным на равнинах Турана. Обособление этих циклов связано с региональными физико-географическими изменениями, которые произошли на рубеже среднего и позднего акчагыла в результате падения уровня Акчагыльского моря, до этого являющегося общим базисом эрозии для всех среднеазиатских рек. К этому времени относится заложение и оформление рельефа впадины Арала, которая начинает выступать в роли местного базиса для пра-Сырдарьи и казахстанских рек (Пинхасов, 1984).

Денгизкульская свита имеет ниже-среднеакчагыльский возраст, так как в Южном Приаралье в нее вложены верхнеакчагыльские озерно-морские отложения заирской свиты (Пинхасов, 1984). Возрастной диапазон ергашкудукской свиты охватывает поздний акчагыл — апшерон.

Тузканская свита. Впервые выделена Б. И. Пинхасовым в 1978 г. (Вишняков и др., 1978) по скважине IV р, пробуренной на берегу озера Тузкан. В работе 1978 г. послойного описания свиты нет. Позднее разрез её более детально изучен по скв. 13 (выход керна 60%). Ниже мы приводим описание этого разреза, который можно считать стратотипом (рис. 14). Отложения свиты вскрыты в интервале 325—406 м и представлены:

- 325—327 — глина светло-голубая хорошо отмученная, коллоидальная горизонтальнослойчатая;
- 327—328,5 — алевролит светло-коричневый, слюдистый и тонкослойчатый;
- 328,5—333 — глина зеленовато-серая с обугленным растительным детритом и обломками пелеципод;
- 333—344 — алевролит голубовато-серый массивный с прослоями пелельно-серой глины и крупными отпечатками пелеципод;
- 344—346 — глина светло-коричневая хорошо отмученная коллоидальная;
- 340—351,6 — алевролит голубовато-серый тонкослойчатый, слюдистый с остракодами *Cyprideis littoralis* (Bd.) и битыми плохой сохранности гастроподами;
- 351,5—353 — глина розовато-коричневая массивная;
- 353—359,5 — алевролит голубовато-серый, массивный, тонкогоризонтальнослойчатый с остракодами *Zonocypris membranae* Liv., *Eucypris* aff. *samgarensis* Gr., *Cyprinotus vialovi* Schn., *Darwinula stevensoni* (Br. et Robert), *Cyprideis littoralis* (Br.);
- 359,5—362,5 м — глина светло-розовая массивная;
- 362,5—370,5 м — алевролиты серые и голубовато-серые, тонкогоризонтальнослойчатые;

- 370,5—375 м — глина алевроитистая голубовато-серая массивная с обуглившимся растительным детритом и мелкими кристаллами пирита;
- 375—390 м — алевролиты голубовато-серые массивные и неяснослойчатые, проелоями интенсивно загипсованные. Остракоды *Cyprideis lithoralis* (Br.);
- 390—392 м — глина розовато-коричневая с голубыми пятнами массивная;
- 392—394 м — алевролит голубовато-серый, интенсивно загипсован крупнокристаллическим гипсом;
- 394—396 м — глина розовато-коричневая, пятнистая, массивная с *Cyprideis lithoralis* (Br.);
- 396—400 м — алевролит голубовато-серый, слюдистый неяснослойчатый;
- 400—404 м — глина серая массивная;
- 404—406 м — алевролит голубовато-серый тонкослойчатый интенсивно загипсован.

Свита залегает в основании разреза верхнего плиоцена на красноцветных молассах миоцена и представлена несвойственной неогену восточных окраин Турана и предгорной зоне Западного Тянь-Шаня толщей

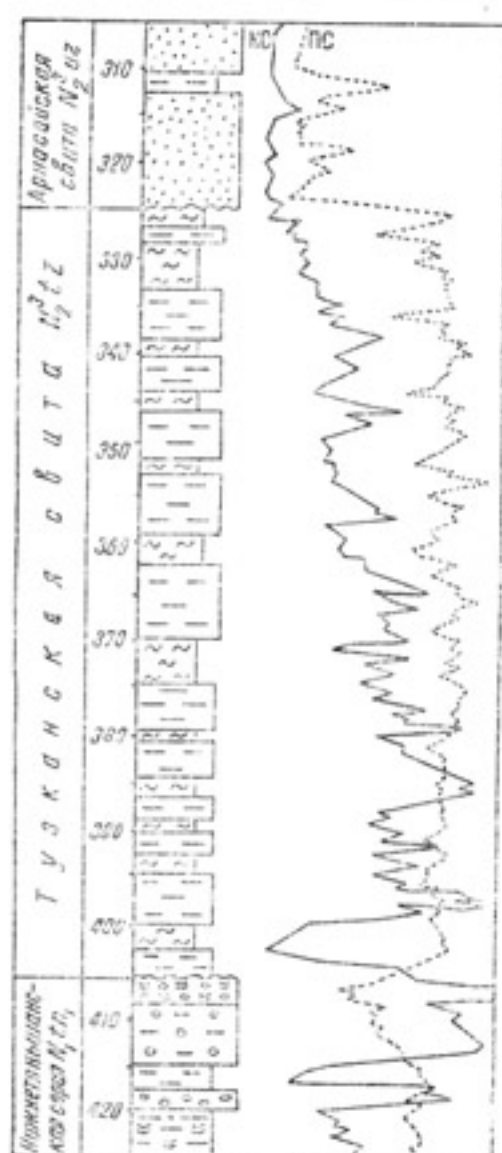


Рис. 14. Стратиграфический разрез тузканской свиты, скв. 13.

Свита сложена неравномерно переслаивающимися алевролитами и глинами. Алевролиты, представляющие основную часть разреза, песчаные, реже глинистые, слюдистые, массивные, с линзами тонкозерни-

зеленоцветных и голубовато-серых глин и алевролитов. Ранее эти отложения относились Н. В. Питиновым (1972) к свите N_2^3 Б. Толща настолько своеобразна, что первоначально принималась им за морской акчагыл. В действительности это породы озерного генезиса. Они сформировались в самом начале позднего плиоцена в обширном озере, располагавшемся в приустьевой части палео-Чирчика и палео-Ангрена (рис. 9). Озеро существовало незначительное время (ранний акчагыл), до момента прорыва в Голодную степь пра-Сырдарьи, аллювий которой захоронил под собой озерные глины и алевролиты тузканской свиты. Отложения свиты развиты в центральной, наиболее погруженной, части Голодной степи, где на востоке близко подступают к Сырдарье и Бекабаду. На западе они по узкому проливу, зажатому между Писталитауским выступом и Чардаринским поднятием, распространяются к северо-западу в Кызылкумы, приурочиваясь к южной мульде Байракумского прогиба. Как уже отмечено, отложения свиты перекрыты мощной толщей верхнеплиоценового аллювия Сырдарьи ариасайской свитой, а вдоль южной и северной границы своего распространения переслаиваются и фациально замещаются пролювиальными глинисто-алевроитовыми, а на северо-востоке — аллювиально-дельтовыми образованиями пра-Чирчика и пра-Ангрена, слагающими самые низы разреза буроватых моласс.

стого песка. Глины алевролитовые и алевроитистые, на северо-западе хорошо отмученные, коллоидальные, тонкогоризонтально-слоистые, реже массивные. Последние, как правило, интенсивно загипсованы и часто переходят в гипситы. По всему разрезу в глинах и алевролитах содержатся обугленные обрывки камыша, трав и водорослей и тонко-распыленные сульфиды, что наряду с сероцветной окраской пород указывает на формирование их в застойных условиях. В глинисто-алевроитовых породах содержится большое количество моллюсков, гастропод и остракодовые горизонты. Остракоды, определенные А. А. Бухариной, представлены акчагыльскими видами: *Potamocypris longisetosa* Bronst., *Candoniella suzini* Schneider, *Candoniella marcida* Mand., *Limnocythere quadrata* Mand., *Eucypris* aff. *sumgarensis* Gr., *E. fomosa* Schn., *Cyprinotus vialovi* Schn., *C. salinus* (Brady), *Darwinula stenosoni* (Br. et Robert). Многие из этих остракод характерны для кушкататауской свиты (нижний акчагыл) Южного Приаралья. Моллюски, по заключению Г. И. Попова, представлены акчагыльскими: *Anodonta* sp., *Limnea* sp., *Planorbis* sp., *Avimactra* sp. Мощность свиты 80—120 м.

Арнасайская свита. Выделена Б. И. Пинхасовым и представляет собой мощную толщу погребенного аллювия пра-Сырдарьи, которая в позднем плиоцене, прорвав Бекабадские пороги, вырвалась из Ферганской впадины и устремилась на северо-запад в Голодную степь и далее через район Арнасай в Восточные Кызылкумы. Ранее Б. И. Пинхасов (Вишняков и др., 1978) погребенный плиоценовый аллювий Голодной степи неправильно сопоставлял с ергашкудукской свитой Восточных Кызылкумов. В последнее время установлено, что арнасайская свита охватывает более широкий возрастной диапазон, соответствующий всему позднему плиоцену, без раннего акчагыла, а ергашкудукская свита в возрастном отношении может отвечать лишь верхней части арнасайской свиты (рис. 15, а).

По сравнению с плейстоценовыми аккумулятивными равнинами Сырдарьи, ширина древней равнины этой реки в Голодной степи не превышала 30—40 км (рис. 9, 10). С севера и юга она была зажата предгорными пролювиальными равнинами, обрамляющими Приташкентские Чули и Туркестано-Нуратинские горы, а на северо-востоке сливалась с долинами крупных, многоводных притоков — пра-Чирчиком и пра-Ангренем. Так, севернее линии, проходящей через Красноармейск — колхоз «Коммунизм» — колодец Ащиккуль в 15—20-километровой, субшироко вытянутой полосе, аллювиальные отложения пра-Сырдарьи подстилаются аллювием пра-Чирчика и пра-Ангрена. Налегание аллювия Сырдарьи на аллювий её правобережных притоков, а затем и их переслаивание прослеживается далеко на запад до колодца Ащиккуль, удаленного от современного слияния этих рек на 50 км.

Крайняя южная граница распространения древнего Чирчик-Ангренского аллювия не установлена, так как в центральной, наиболее погруженной, части Голодностепского прогиба только две скважины вскрыли полностью неоген. Но наметившаяся тенденция погружения его под аллювий Сырдарьи дает основание предполагать, что в первой половине позднего плиоцена, когда пра-Сырдарья отклонялась к югу, её правобережные притоки периодически достигали центральной части Голодной степи. Древний аллювий Чирчика и Ангрена, которые образуют обширный конус, выдвинутый далеко на юго-запад в Голодную степь (рис. 9, 10), резко отличается от сероцветного аллювия Сырдарьи прежде всего цветом и составом русловых песков. Последние более грубые, коричневатые-серые с розовым оттенком, полимиктовые, с незначительной примесью темноцветных минералов и слюды, в то время, как для сырдарьинских песков последние являются наиболее характерными компонентами. Кроме того, аллювий Чирчика и Ангрена содержит гравий и гальку магматических и осадочных пород, принадлежащих Чаткало-Кураминской провинции, что и позволяет уверенно выделять древний аллювий этих рек.

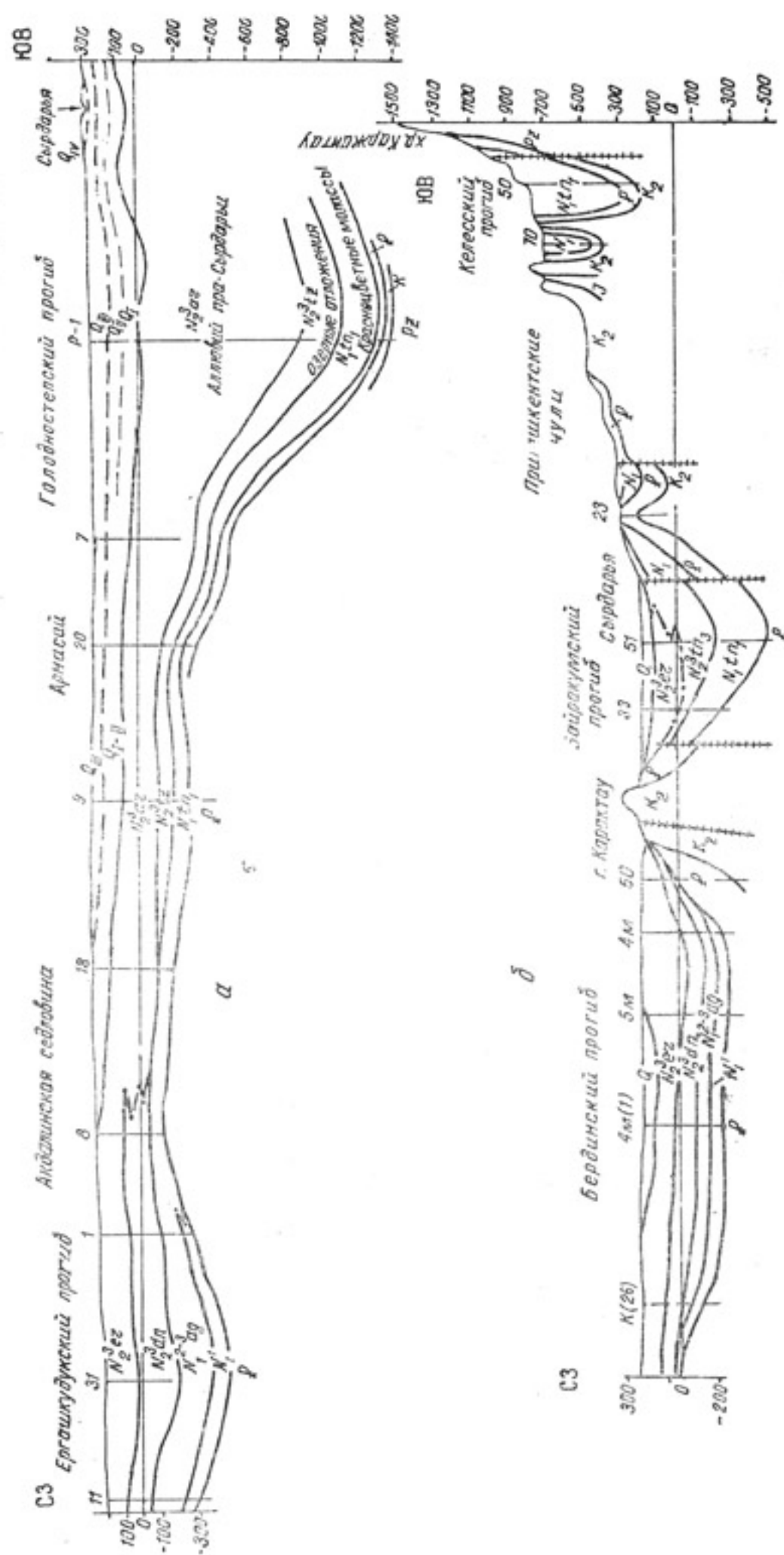


Рис. 15. Геологические разрезы по линии III—III (a) и IV—IV (б).

Верхнеплиоценовый погребенный аллювий Сырдарьи — арнасайская свита — представляет собой сложно построенную констративную толщу. Повсеместно в её разрезе наблюдается многократное повторение русловых и пойменно-озерных отложений, сформировавшихся в условиях блуждания Сырдарьи при интенсивном погружении Голодно-степского прогиба. Лишь на востоке, между Бекабадом и Мурзарабадом, в начале древней долины Сырдарьи отмечается господство русловых песков, слагающих полностью весь разрез и соответствующих головному вееру выноса, образованному этой мощной рекой при выходе её из Ферганской депрессии.

На востоке в районе Мурзарабада, где русловые пески доминируют в разрезе, они разнозернистые, но в основном мелко-среднезернистые, хорошо окатанные. Состоят из кварца, полевых шпатов, большого количества обломков темноцветных пород, часто сильно слюдитые. Ближе к восточной и северо-восточной окраине пески содержат гравий и мелкую гальку, привнесенную как мелкими притоками со стороны Дальверзинской степи, так и древним Чирчиком и Ангренем, аллювий которых слагает практически весь разрез верхнего плиоцена к северу от Верхневолинска, колхоза «Алгабас» и Джетысая. К западу, северо-западу и югу от зоны преимущественного развития русловых песков наблюдается неравномерное их переслаивание с пойменными, старично-болотными и озерными отложениями.

Между Мурзарабадом и Арнасаем в полосе шириной 30 км, отвечающей центральной части древней равнины, соотношение этих основных фаций в разрезе примерно равно. Но определенной ритмичности или цикличности, выраженной в закономерной смене относительно выдержанных пластов разнофациальных отложений, и переслаивания их в разрезе не наблюдается. Так, мощность русловых песков колеблется от первых до 20—30 м и более. В отличие от восточных районов, пески здесь более тонкие, в основном мелкозернистые, а из включений содержат главным образом катуны перемытых местных глин и алевролитов.

Пойменные, старично-болотные и озерные отложения наряду с маломощными пластами часто образуют сближенные горизонты и пачки мощностью до 15—20 м. Характерный разрез, который можно принять за стратотип, вскрыт скв. 16 (рис. 16), пробуренной на левом берегу Арнасай в 15 км к северо-востоку от озера Тузкан. Здесь по неширокому (до 20 км) «коридору», зажатому между Писталитауским выступом и Чардаринским поднятием, в течение позднего плиоцена осуществлялся сток пра-Сырдарьи на северо-запад в Кызылкумы. В скв. 16 арнасайская свита вскрыта в инт. 155—342 м. Отложения свиты залегают под четвертичными аллювиальными коричневато-серыми мелкозернистыми песками и сверху вниз представлены (м):

- 155—175 — глина светло-коричневая массивная;
- 175—186 — песок светло-серый с коричневатым оттенком, мелкозернистый, состоит из кварца, полевых шпатов и обломков темноцветных пород;
- 185—200 — алевролит светло-коричневый, пятнистый, массивный.
- 200—206 — песок коричневато-серый мелкозернистый полимиктовый слабослюдитый;
- 206—212 — алевролит грубозернистый светло-коричневый;
- 212—221 — песок светло-коричневый тонкозернистый алевроитовый тонкослойчатый;
- 221—234 — песок стально-серый мелкозернистый, состоит преимущественно из темноцветных минералов и слюды;
- 234—236 — глина пепельно-серая массивная;
- 236—237,5 — алевролит серый с обуглившими растительными остатками;
- 237,5—247 — песок стально-серый мелкозернистый гравийный;
- 247—250 — алевролит пепельно-серый пятнистый;

- 250—253 — песок коричневато-серый мелкозернистый преимущественно кварц-палеошпатовый;
 253—257 — алевролит светло-серый тонкогоризонтально-слоистый;
 257—270 — песок мелко-среднезернистый коричневато-серый полимиктовый с катунами глин и алевролитов;
 270—273 — алевролит глинистый светло-коричневый пятнистый;
 273—277,5 — песок коричневато-серый мелкозернистый;
 277,5—283 — алевролит палевый с гнездами песка;
 283—291 — неравномерное переслаивание песчаников и алевролитов;
 291—324 — песок стально-серый в верхней части слоя мелкозернистый, в нижней — разномзернистый с мелким гравием полимиктовый.
 324—327 — алевролит светло-серый пятнистый с гнездами и присыпками мелкозернистого песка;
 327—334 — песок коричневато-серый мелкозернистый кварц-полевошпатовый;
 334—336 — алевролит светло-коричневый. Остракоды: *Ilyocypris bridyi* Sars., *Cypris* sp., *Eucypris* sp., *Cyprinotus vialovi* Schn., *Cypriideis littoralis* (Br.), *Candoniella* sp;
 336—342 — песок коричневато-серый мелкозернистый полимиктовый.

Ниже залегают озерные глины и алевролиты тузканской свиты. Несмотря на незначительную мощность (187 м) свиты в данной скважине, разрез её принят за опорный, так как в других районах, например, в центральной части Голодной степи, где мощность свиты достигает 600—800 м, разрез её либо вскрыт не полностью, либо без керна.

Как видно, в указанном выше разрезе русловой аллювий представлен неравномерно переслаивающимися песками, различными по цвету и составу. Стально-серые пески, состоящие преимущественно из темноцветных минералов, являются в основном аллювием пра-Сырдарьи и были вынесены ей из внутренних районов Тянь-Шаня. Более светлые, серые и коричневато-серые пески наряду с сырдарьинским содержат большое количество чирчик-ангреновского материала. Слияние пра-Чирчика и пра-Ангrena с древней Сырдарьей и смешивание влекомых ими наносов происходило примерно в 50—60 км к востоку от рассматриваемого разреза. Поэтому интенсивно обогащенные речные пески доносились пра-Сырдарьей до Арнасайского «коридора» лишь в многоводные периоды, когда усиливался сток Чирчика и Ангrena и наблюдался приток ими более обильного материала в основную транзитную артерию.

По данным минералогического анализа, основную часть легкой фракции стально-серых сырдарьинских песков составляют обломки темноцветных пород 45—50%, содержание кварца не превышает 30—35%, полевых шпатов — 20—22, мусковита — 0,5, биотита — 0,5 и хорита 1,5%. Среди минералов тяжелой фракции доминируют роговая обманка (30—31%), эпидот (14%), гранат (8—9%), пироксен (6—7%), гематит-лимонит (7—8%) и магнетит-ильменит (5—6%). Остальную часть тяжелой фракции составляют лейкоксен, циркон, сфен, рутил, турмалин, цоизит, андалузит и слюды. Содержание каждого из этих минералов не превышает 1—2%. Светлые речные сырдарьинские пески, обогащенные чирчик-ангренинским материалом, существенно отличаются от стально-серых песков процентным содержанием основных породообразующих минералов. Так, основная часть их легкой фракции состоит из кварца (40—50%) и полевых шпатов (25—28%), а обломки пород в среднем составляют 20—30%, но не превышают 40%. Среди минералов тяжелой фракции отмечается резкое увеличение содержания эпидота (до 25—36%), магнетита-ильменита (18—26%) и гематита-лимонита (14—15%), лейкоксена (4—6%), сфена — (4%). Все остальные минералы содержатся примерно в тех же соотношениях и лишь часто отмечается резкое уменьшение роговой обманки до 0,5%.

Пойменные и старично-озерные алеврито-глинистые отложения алагают не более 1/3 описанного выше разреза, образуя, как правило, подчиненные по мощности пласты, венчающие русловой аллювий. Но роль пойменных и озерных отложений заметно возрастает вдоль южной и северной окраины древней Сырдарьинской равнины. Здесь они доминируют в разрезе, переслаиваясь с подчиненными прослоями русловых песков или с бурыми пролювиальными мелкоземами, вклинивающими-

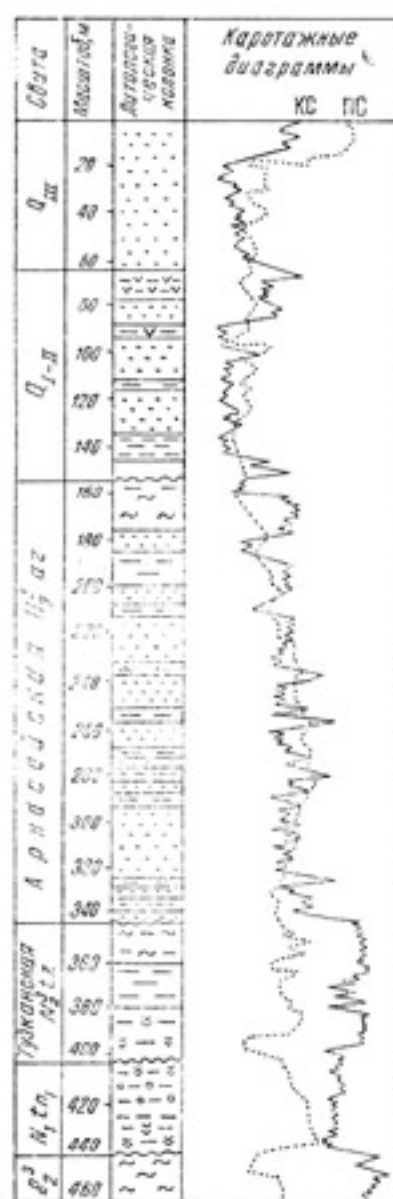


Рис. 16. Стратотипический разрез арнасайской свиты, скв. 16.

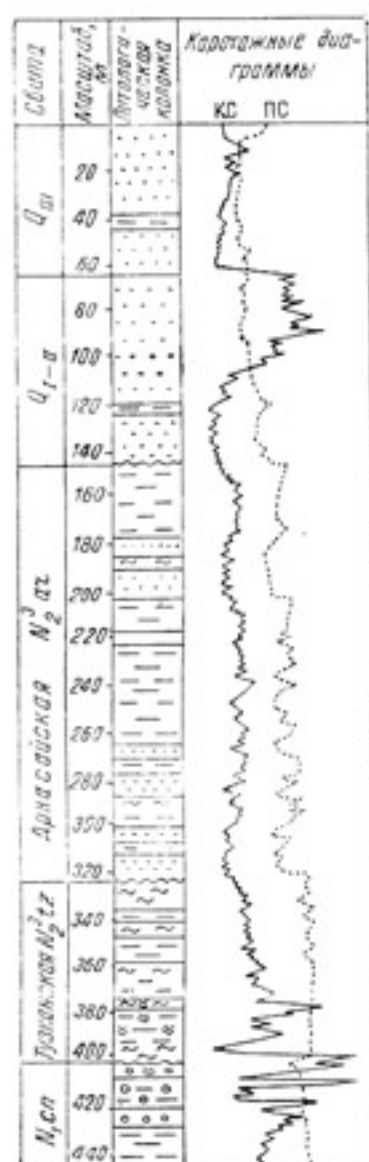


Рис. 17. Характер строения арнасайской свиты на восточной окраине древней аллювиально-озерной равнины Сырдарьи в районе Арнасай, скв. 13.

ся с прилегающих предгорных равнин, как например в скв. 13 (рис. 17), пробуренной в 5 км к северу от скв. 16.

Среди пойменных отложений развиты палевые, светло-коричневые и коричневато-серые грубые песчаные алевролиты с толкой однонаправленной косою слоистостью прирусловых валов и ленточные линзовидно-слоистые алевролиты и алевритовые глины приречной зоны поймы. Не менее широко развиты окраинно-пойменные и старично-болотные неслоистые или скрытослойчатые глинисто-алевритовые породы с большим количеством почвенных горизонтов и ходами илоедов. Они, как правило, имеют более темную, в основном серую окраску за счет обогащения органикой и застойных условий осадконакопления. Озерные отложения часто плохо отличимы от окраинно-пойменных старично-болотных образований, с которыми тесно связаны. Но местами (главным образом на юге и юго-западе) озерные глины настолько

хорошо отмученные, коллоидальные, что их трудно спутать с отложениями иного генезиса. Глины лепельно-серые и зеленовато-серые, массивные или неясно-тонкогоризонтально-слоистые.

В аллювиально-озерных отложениях арнасайской свиты содержится богатый видовой комплекс верхнеплиоценовых остракод: *Candona elongata* (Schneider), *Candona abichi* Livalat, *Candona aff. compressa* (Koch.), *Candoniella suzini* Schneider, *C. pellucida* Schneider, *Darwinula stevensoni* (Brady et Robert), *Herpetocypris varia* Stepan., *Cypris mandelstami* Lubimova, *Eucypris concinna* Schneider, *Zonocypris membranae* Liv., *Cyprinotus vialovi* Schneider и др. (определения А. А. Бухариной). Мощность свиты непостоянна и изменяется от 150 до 800 м. Граница свиты с перекрывающими её четвертичными отложениями проводится с большим трудом или условно, так как в центральной части Голодной степи и в районе Арнасай они объединены единством гене-

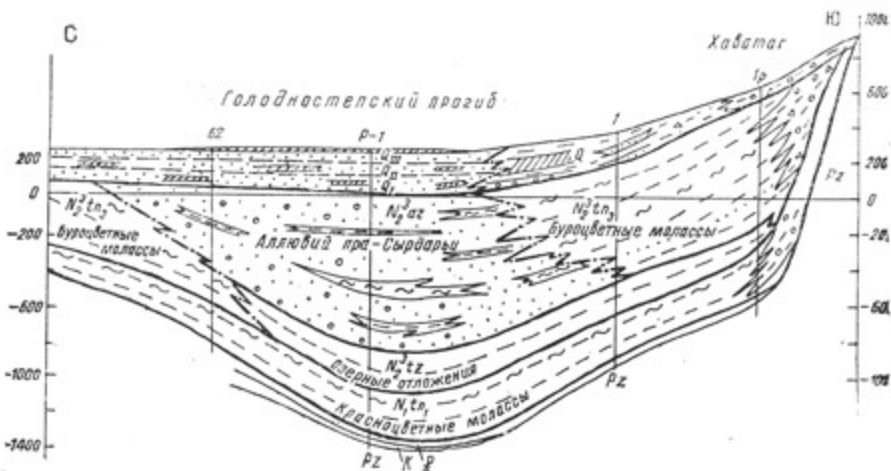


Рис. 18. Геологический разрез по линии V—V.

зиса и состава, представляя собой по существу единую аллювиальную серию пра-Сырдарьи. Поэтому среди русловых песков границу провести практически невозможно. Её удаётся наметить лишь по смене пойменных мелкоземов, расслаивающих пески, т. е. по смене серых рыхлых супесей и суглинков плотными коричневат-серыми и палевыми плиоценовыми глинами и алевролитами.

В пределах Голодной степи озерно-аллювиальная толща арнасайской свиты имеет изменчивый стратиграфический объем. В наиболее погруженной части Голодной степи и там, где она залегает непосредственно на отложениях тузканской свиты, с которой имеет довольно четкую границу, возрастной диапазон её охватывает средний — поздний ачкагыл-апшерон. К северу и востоку наблюдается омоложение подошвы свиты. В этих районах она складывается уже только самые верхи разреза плиоцена, залегающая или на буроцветных пролювиальных мелкоземках, или на верхнеплиоценовом аллювии Чирчика и Ангrena. Возрастное скольжение нижней границы свиты связано с постепенным и непрерывным смещением пра-Сырдарьи к востоку (рис. 18).

К северу от Арнасай свита прослеживается на расстоянии до 70—80 км. Здесь её отложения с запада и востока также заложены буроцветными молассами (рис. 9, 10). По мере движения к северу и постепенного расширения позднеплиоценовой аккумулятивной равнины Сырдарьи арнасайская свита теряет свой типичный облик правильно построенной аллювиальной серии. Выходя в Восточные Кызылкумы, древний аллювий Сырдарьи дифференцируется на две самостоятельные свиты деңгизкульскую (рис. 19) и ергашкудукскую (рис. 10).

Денгизкульская свита. В Восточных, Северных и Западных Кызылкумах на отложениях миоцена и различных горизонтах палеогена залегает своеобразная толща желто-бурых песков и песчаников, выделенная С. И. Ильиным в Западных Кызылкумах в районе озера Денгизкуль под названием денгизкульской свиты. Несмотря на то, что она сложена песчаными отложениями, принесенными сюда пр.-Амударьей, а в Восточных Кызылкумах представляет собой древний аллювий Сырдарьи, строение её везде идентично.

К северу и востоку от Центральных Кызылкумов отложения свиты выходят на дневную поверхность и слагают обширные пластовые равнины, сильно переработанные ветром и перекрытые крупногрядовыми и ячеистыми песками (рис. 1).

В Ергашкудукском прогибе, вдоль восточной окраины Кызылкумов и в центральной части Сырдарьинской впадины отложения свиты погребены под песками ергашкудукской свиты и четвертичным аллювием Сырдарьи.

Свита имеет довольно четкое двучленное строение. В прогибах нижняя часть её разреза сложена алевролито-глинистыми породами, а верхняя, большая по мощности, желто-бурыми песками и песчаниками. Примером может служить составленный В. И. Внучковым разрез по скв. 3, пробуренной в 30 км к северо-западу от колодца Испанкудук (рис. 19). Здесь денгизкульская свита залегает на миоцене и перекрыта серыми песками ергашкудукской свиты (слои 1—6). Разрез её вскрыт в инт. 82,5—305 м (слои 7—18) и представлен:

Верхняя пачка	Мощность, м
7. Песок кварц-палевошпатовый мелкозернистый уплотненный известковый желто-красный	34
8. Глина слабо известковая желто-красная с остракодами: <i>Candoniella suzini</i> Schneider, <i>Candona</i> aff. <i>retifera</i> Suzin., <i>Herpetocypris varia</i> Stepan., <i>Cypris phisematosa</i> Kandr., <i>Zonocypris membranae</i> (Liv.), <i>Z. elongata</i> Schneid, <i>Cyclocypris laevis</i> (Müller) <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars.	9,5
9. Алевролит песчаный палевый неяснослойчатый слабоизвестковый	20,5
10. Песчаник красно-бурый мелкозернистый кварц-палевошпатовый загипсованный известковистый	75
11. Песчаник грубозернистый кирпично-красный известковистый вверх по слою переходит в гипсит	8,5
Нижняя пачка	
12. Глина алевролито-песчаная светло-коричневая неяснослоистая загипсованная	10
13. Алевролит песчаный слюдистый темно-коричневый массивный загипсованный	11
14. Песчаник крупнозернистый розовато-красный кварц-палевошпатовый интенсивно загипсованный	11
15. Алевролит глинисто-песчаный розовато-коричневый загипсованный	15
16. Алевролит песчаный слюдистый тонкослойчатый загипсованный	7,5
17. Гипсит запесоченный розовато-коричневый	10
18. Неравномерное переслаивание глин и алевролитов светло-коричневых, пятнистых с прослойками мелкокристаллического гипса	8
Общая мощность свиты	222,5 м

Ниже идет толща однородных кирпично-красных глин агитминской свиты. Как видно, нижняя пачка сложена неравномерно переслаивающимися светло-коричневыми, розовато-коричневыми, палевыми, а вни-

зу пятнистыми и пестрыми тонкогоризонтально-слоистыми и ленточно-слоистыми глинами и алевролитами. Глины зачастую хорошо отмученные, коллоидальные. Эти отложения сформировались до выхода Сырдарьи в Кызылкумы в мелких, разобщенных, небольших, хорошо вентилируемых озерах, занимавших отдельные наиболее опущенные участки Ергашкудукского и Бердинского прогибов. Мелкие Кызылкумские озера начала позднего плиоцена, в отличие от обширного «Тузканского» озера, располагавшегося в приустьевой части Чирчика и Ангрена, питались за счет небольшого стока с Предкаратауской равнины и с запада со стороны Центральных Кызылкумов, откуда и снесены грубые песчаники, подчиненные пласты которых встречаются среди озерных глинисто-алевритовых пород.

В пределах зон поднятий нижняя алевроито-глинистая пачка отсутствует. Так как описанные породы имеют незначительную мощность (40—80 м) и площадь распространения, целесообразно не выделять их в самостоятельную свиту, как например, тузканскую, а рассматривать в составе денгизкульской свиты, сложенной уже собственными озерно-аллювиальными породами Сырдарьи. Пески и песчаники, слагающие верхнюю, основную по мощности, часть разреза денгизкульской свиты, желто-бурые, красновато-бурые, оранжево-коричневые мелкозернистые с небольшой примесью среднезернистой фракции. По составу палеовшпато-кварцевые, с незначительной примесью слюды и темноцветных минералов. По периферии Центральных Кызылкумов в подошве свиты часто встречается дресва и плохо скатанный палеозойский гравий, снесенные с Букантау, Токтыныктау, Джетымтау и других поднятий.

В редких естественных обнажениях, приуроченных к бортам глубоких котловин выдувания или на склонах эрозионных останцев можно наблюдать, что песчаные породы, отчетливо косослоистые, реже неяснослоистые или лишены слоистости из-за большой однородности песчаного материала. В прогибах, где разрезы свиты наиболее мощные, пески и песчаники расслаиваются маломощными светло-коричневыми и палевыми глинами и алевролитами.

Характерная особенность денгизкульской свиты в Восточных Кызылумах — сильная загипсованность её песков и песчаников в нижней части разреза. Загипсованные песчаники часто по простиранию переходят в гипситы. Гипситы развиты главным образом вдоль западных и восточных границ распространения свиты. Состоят из гипса, незначительного количества карбонатного и обломочного материала. Часто отмечается тонкое переслаивание чистых гипсов с глинами. Гипсоносные породы формировались в мелких озерах, которые располагались по окраине аллювиальной равнины.

Разрез свиты венчается горизонтом конкреционных песчаников (шохов) мощностью до 2—3 м, хорошо сохранившихся к северу от Джетымтау и Токтыныктау. В свите широко развит комплекс остракод, характерный для аллювиально-озерных отложений верхнего плио-

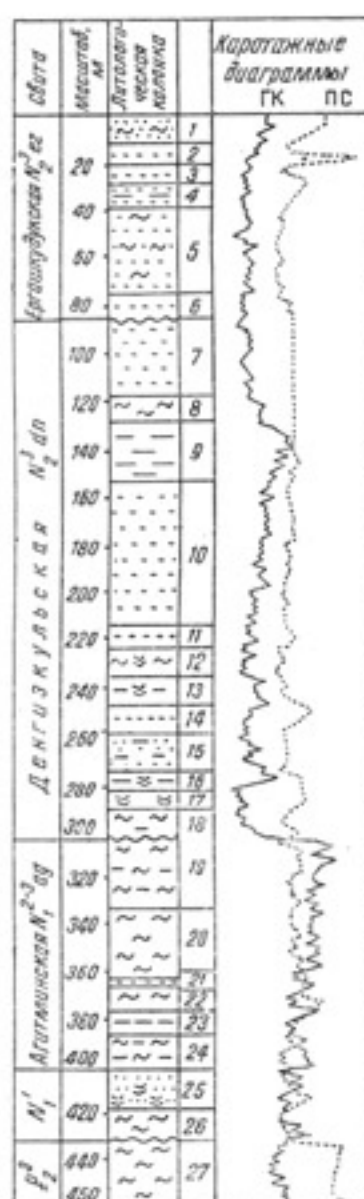


Рис. 19. Строение денгизкульской и ергашкудукской свит в Восточных Кызылумах, скв. 3.

цена. Наиболее часто встречаются *Darwinula stevensoni* Br. et Robert, *Ilyocypris gibba* Ramdohr, *I. bradyi* Sars, *I. biplicata* (Koch.), *Candona neglecta* Sars., *C. candida* Liv., *Candoniella albicans* Brady, *Zonocypris elongata* Schneider, *Z. membranae* (Liv.), *Cyprideis littoralis* Brady et Robert, *Limnocythere quadrata* Mand., *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *L. grinfieldi* Liep., *Eucypris foveatus* Pop.—определения А. А. Бухариной и А. П. Савиновой. Мощность свиты изменяется от первых до 150—200 м.

Ергашкудукская свита. Выделена Б. И. Пинхасовым в 1978 г. Представляет собой мощную толщу древних аллювиальных серых песков пра-Сырдарьи, широко развитых в Восточных Кызылкумах (рис. 10). Пески ергашкудукской свиты вложены в образования денгизкульской свиты и залегают с резко выраженным размывом на всех более древних горизонтах вплоть до палеогена. Вдоль восточной и юго-восточной окраины Кызылкумов они выведены на дневную поверхность и образуют второй ярус равнинного рельефа, расположенный чуть ниже более древнего денгизкульского (рис. 1).

Вдоль современной Сырдарьи и севернее Айдара ергашкудукский аллювий сочленяется с верхами бурочетных орогенных моласс. В осевой зоне Сырдарьинской впадины и на севере отложения свиты погребены под четвертичными наносами Сырдарьи. В отличие от сильно ожелезненных желтовато- и красно-бурых песков денгизкульской свиты пески ергашкудукской повсеместно имеют серый и стально-серый цвет. Лишь изредка в основном в верхней части разреза они приобретают желтый и буроватый оттенок.

Строение ергашкудукской свиты можно наблюдать по скважине 3, пробуренной в восточной части Ергашкудукского прогиба. Пески ергашкудукской свиты интенсивно переработаны эоловыми процессами и образуют крупногрядовый и грядово-ячеистый рельеф. Под эоловыми песками (мощность 4 м) залегают (рис. 19):

Мощность, м

1. Песок глинистый серовато-желтый слабоизвестковистый полевошпато-кварцевый со значительной примесью темноцветных минералов	16,5
2. Песок среднезернистый серый слабоизвестковистый	8
3. Песок мелкозернистый алевроито-глинистый серый слабоизвестковистый	8,5
4. Песок алевроитовый серый известковый уплотненный	14
5. Песок мелкозернистый глинистый серый слабоизвестковистый уплотненный	36,5
Общая мощность	83,5

Основная часть песков формировалась при достижении относительного равновесия продольного профиля пра-Сырдарьи и соответствует перестративной фазе аллювиальной аккумуляции, чем и объясняется незначительное развитие пойменных и пойменно-озерных отложений. Лишь на востоке, по периферии древней сырдарьинской равнины, пойменные и озерные глины и алевролиты слагают около 1/3 разреза, неравномерно переслаиваясь с русловыми песками.

Из отложений ергашкудукской свиты А. А. Бухариной определены: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramdohr), *Cyclocypris laevis* (O. Müller), *Candona aff. neglecta* Sars., *C. rastrata* Brady et Norman., *C. aff. retifera* Suzin., *Cypris phisematosia* Kondrasch., *Herpetocypris aff. varia* Step., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Candoniella albicans* Brady. Мощность свиты изменяется от первых до 150—180 м в осевых зонах прогибов.

На сочленении юго-восточной окраины Турана с Туркестано-Нуратинскими горами развит мощный покров четвертичных отложений. Они представлены тремя основными генетическими типами — пролювиальными, аллювиальными и эоловыми, тесным образом связанными с современным рельефом. Пролувиальные отложения обрамляют подножия Туркестано-Нуратинских гор и образуют слабо наклонную предгорную равнину. Аллювий Сырдарьи слагает практически идеально ровную поверхность Голодной степи. К северу от этих аккумулятивных равнин простирается обширная эоловая равнина Юго-Восточных Кызылкумов, возникающая за счет перевевания четвертичного, а местами и более древнего аллювия пра-Сырдарьи. На сочленении Нуратинской предгорной равнины и Голодной степи с Кызылкумами расположено широтно вытянутое Арнасай-Тузкан-Айдарское понижение, к которому приурочены современные озерные, озерно-болотные и хемогенные отложения.

Четвертичные отложения изучены неравномерно. Наиболее детально они исследованы в Голодной степи и ее южной предгорной зоне. Мощность четвертичного покрова в этих районах максимальная — 200—250 м. Согласно стратиграфической схеме Н. П. Васильковского и Ю. А. Скворцова, четвертичные отложения расчленяются на четыре комплекса: сохский, ташкентский, голодностепский и сырдарьинский, которые соответствуют нижне-, средне-, верхнечетвертичному и современному возрасту. В Голодной степи нижне-, средне-, верхнечетвертичные отложения слагают нормально построенный стратиграфический разрез, в котором доминируют русловые разнозернистые пески, переслаивающиеся с сероцветными пойменными и старично-озерными глинами, суглинками и супесями.

На всех геологических картах Голодная степь показана как область сплошного развития верхнечетвертичных отложений. Современные, т. е. сырдарьинские отложения развиты в сравнительно неширокой долине Сырдарьи, где слагают пойму, первую и вторую надпойменные террасы.

Четвертичные отложения Голодной степи описаны А. А. Юрьевым (1960, 1966), который осветил не только строение четвертичного покрова, но и составил серию фациально-палеогеографических схем, отражающих палеогеографию Голодной степи в отдельные моменты плейстоцена и голоцена.

Следует отметить, что до настоящего времени расчленение четвертичных отложений Голодной степи носит крайне условный характер, так как отсутствует био-стратиграфическое и климато-стратиграфическое обоснование выделяемых возрастных подразделений.

Четвертичные отложения Нуратинской предгорной равнины и Юго-Восточных Кызылкумов изучены значительно хуже в отличие от Голодной степи и практически не освещены в литературе. Они исследовались здесь лишь в процессе среднемасштабного геологического картирования и отражены на общегеологических картах. Специальные работы по расчленению четвертичных отложений и геоморфологии этих районов не проводились.

На геологических картах, составленных во второй половине шестидесятых годов Х. В. Рыскиной по восточной и центральной части Нуратау, расположенной между р. Санзар и Симбулаком, и А. И. Бродским по западной части Нуратинских гор показано, что прилегающая к ним с севера предгорная равнина сложена преимущественно верхнечетвертичными пролювиальными образованиями голодностепского комплекса. В неширокой (3—4 км) полосе вблизи гор местами выделяются среднечетвертичные конгломераты, а современные отложения распространены ограничено и приурочены к руслам и долинообразным понижениям современных саев и их континентальным дельтам. Эти карты показывают однозначный подход к пониманию возраста основ-

ных аккумулятивных поверхностей и слагающих их отложений. Но по мнению Х. В. Рыскиной, наиболее мощные (до 100—150 м) разрезы, вскрываемые скважинами в центральной и северной частях предгорной равнины, сложены ниже- и верхнечетвертичными породами, а среднечетвертичные здесь отсутствуют. А. И. Бродский полагает, что верхнечетвертичные отложения подстилаются довольно мощными (до 50—60 м) образованиями среднечетвертичного возраста. Нижнечетвертичные он не выделяет, но отмечает, что они, возможно, присутствуют на удалении от гор, где имеют сходный литологический состав с верхним плиоценом.

В последние годы на Нуратинской предгорной равнине Б. Г. Куприенко, Б. Б. Бурхановым, Э. С. Садовским, Ю. А. Печерным, А. Р. Сокогуб проведена крупномасштабная комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка. Большой объем буровых работ позволил детализировать строение разреза и уточнить распространение основных генетических комплексов четвертичных отложений. Следует отметить, что эти отложения хорошо отличаются от подстилающих их образований верхнего плиоцена. Вблизи гор, в 4—5-километровой полосе, они представлены рыхлой валунно-брекчиевой толщей, а верхнеплиоценовые — серыми и буровато-серыми крепкоцементированными конгломератами. В обрывистых бортах ряда саев, при выходе с палеозоя, можно наблюдать согласное налегание рыхлых четвертичных отложений на серые конгломераты верхнего плиоцена, особенно по правому борту Кельвасая. Здесь, как и по всей предгорной зоне, серые конгломераты слабо дислоцированы, образуют моноклираль с небольшим падением на север и нормально перекрываются рыхлообломочной четвертичной толщей.

Верхнеплиоценовые конгломераты местами сравнительно далеко заходят в глубь гор по широким древним долинам, выработанным в палеозое. Здесь, как и в предгорной зоне, они перекрыты фрагментарно сохранившейся той же рыхлообломочной толщей и совместно с последней расчленены более молодыми врезами. Отсутствие несогласия между верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, которые образуют нормально стратиграфически построенную серию указывает на то, что в северных предгорьях Нуратау на рубеже плиоцена и плейстоцена не проявилась фаза складчатости, которая смяла буроцветные молассы в других районах Западного Тянь-Шаня. Прилегающая к Нуратинским горам область верхнеплиоценовой аккумуляции не была втянута в поднятие, переработана и смята в складки, а продолжала и в плейстоцене испытывать погружение и непрерывное осадконакопление. Лишь в голоцене значительная часть Нуратинской предгорной равнины испытала подъем. Вершины плейстоценовых конусов выноса были прорезаны долинами современных водотоков, которые стали формировать небольшие континентальные дельты по периферии предгорной равнины.

К западу от обширного Санзарского конуса выноса у подножия Нуратинских гор развиты пролювиальные отложения. Они представляют слившиеся конусы выноса небольших речушек, бурных и несущих большое количество твердого стока весной и во время дождей и пересыхающих летом. Вблизи гор пролювиальная равнина имеет отметки +500, +550 м. Здесь вершины конусов разделены пологими межконусными понижениями. По мере удаления от гор происходит общее выравнивание поверхности равнины и снижение ее отметок до +250 м. На этих отметках она и заканчивается вблизи Айдара и Тузкана, где в неширокой полосе перекрыта навейными кызылкумскими песками.

Выделяются две аккумулятивные поверхности — верхнечетвертичная и современная. Первая ближе к горам переходит в денудационную, которая срезает сначала молассы верхнего плиоцена, а затем — палеозой. Ширина выровненного палеозоя, фиксируемого денудацион-

ной поверхностью, достигает нескольких сотен метров. Современная аккумулятивная поверхность развита по периферии Нуратинской равнины и образована слившимися сухими дельтами современных водотоков.

Четвертичные отложения, как и более древние верхнеплиоценовые молассы, характеризуются четкой зональностью. Представлены тремя зонами — веернообломочной, веерномелкоземистой и веернозастойной.

Веернообломочная состоит из двух подзон. Вблизи гор первая подзона сложена неокатанными и плохо окатанными обломками валунной размерности и галечниками. В пределах конусов выноса ширина ее 16—18 км. Здесь и особенно по Сангузарсаю и Маржерумсаю отмечается максимальная мощность грубообломочных пород — 100—150 м. В пределах межконусных пространств подзона сужается до 10—12 км. Во второй подзоне галечники и гравийники слагают до 50% всего разреза, неравномерно переслаиваясь с глинисто-алевролитовыми лессовидного облика породами. Ширина подзоны не превышает 4—6 км.

Веерномелкоземистая зона представлена в основном сероцветными супесями, суглинками и лессовидными алеврито-глинистыми породами с подчиненными линзами песков и гравелитов. Ширина зоны 7—8 км. К северу от Писталитау не превышает 4 км.

Веернозастойная зона не изучена, так как покрыта Айдарским разливом. Но по редким скважинам видно, что она представлена мелкоземами, часто интенсивно загипсованными. Пролувиальные мелкоземы переслаиваются с окраино-пойменным и русловым аллювием пра-Сырдарьи, широко развитым к северу от Айдара. Поэтому здесь развита зона совместного переслаивания разнофациальных отложений, которые на протяжении большей части четвертичного времени формировались на сочленении Нуратинской пролювиальной равнины и аллювиально-озерной равнины пра-Сырдарьи. Ширина зоны 6—8 км. Мощность четвертичных отложений в ней на западе 120—150 м, а в районе озера Тузкан 65—80 м.

На современном этапе изученности четвертичные отложения Нуратинской предгорной равнины можно расчленить на плейстоцен и голоцен. Первые образуют мощную толщу и слагают значительную часть поверхности пролювиальной равнины. Голоценовые отложения развиты в современных русловых врезах и по периферии равнины, где образуют площадные формы современных сухих дельт. Приведенная ниже более дробная возрастная датировка плейстоцена носит условный характер на основании общегеологических представлений и корреляции предгорных накоплений с четвертичными отложениями Голодной степи.

Толща плейстоцена имеет двучленное строение. Нижнюю часть разреза можно условно отнести к нижнему — среднему плейстоцену, а верхнюю, которая в районе Айдара и Тузкана фациально замещается аллювиальными отложениями голодностепского комплекса, — к верхнему плейстоцену. Вблизи гор, в центральной части конусов выноса, нижний — средний плейстоцен представлен гравелитами, галечниками и слабо прочными конгломератами с линзами мусорных мелкоземов. Верхняя часть разреза, соответствующая верхнему плейстоцену, более грубая валунно-галечная. Заполнителем в этих породах служит гравийно-песчано-глинистый материал на слабopочном цементе. В пределах межконусных понижений практически вся толща плейстоцена имеет довольно однородный состав и расчленить ее на две части крайне трудно, а местами практически невозможно. Мощность верхнеплейстоценовых отложений равна или несколько превышает мощность нижне-среднеплейстоценовых. Суммарная мощность грубообломочных отложений плейстоцена между Санзаром и Ухумсаем 40—50 м, а к западу от последнего возрастает до 100—150 м. На севере вблизи Айдара и Тузкана, т. е. в той части равнины, которая соответствует

веерномелкоземистой зоне, весь разрез представлен довольно однородными массивными, пористыми, лессовидного облика алевролитами с линзами веернорусловых песков и гравелитов. В мелкоземмах часто встречаются погребенные почвенные горизонты и мелкие карбонатные стяжения. Граница между отложениями нижнего — среднего и верхнего плейстоцена проводится здесь условно по смене более темной коричневатой-серой окраски серой, характерной для верхнеплейстоценовых мелкоземов.

Современные отложения выполняют русловые врезы и образуют первую надпойменную террасу, под которой выделяются еще два или три террасовых уровня, выработанных в верхнечетвертичных породах. Вблизи гор русловые отложения представлены глыбами, валунами, галечниками, а ниже по течению — гравийно-песчаными и дресвяно-щебнистыми накоплениями. По данным Х. В. Рыскиной, первая терраса часто имеет трехчленное строение. В основании ее залегают галечники, средняя часть представлена линзовидно переслаивающимися песчаниками и гравелитами, а верхняя — пылеватыми супесями и суглинками. Мощность террасовых отложений до 9 м. Все временные водотоки, стекающие с Нуратинских гор, образуют в устьевых частях небольшие часто сопряженные и наложенные друг на друга сухие дельты, сложенные супесчано-глинистым материалом с примесью щебня и гравия. Мощность до 10 м.

Современные солончаковые образования приурочены к западным и блюдцеобразным понижениям эолового рельефа, тянущегося по берегам Арнасай-Тузкан-Айдарских разливов. Это сильно засоленные супеси и темные илы, летом покрытые корками и налетами соли.

В пределах Юго-Восточных Кызылкумов развит мощный эоловый покров, образовавшийся за счет перевевания верхнеплиоценовых и четвертичных аллювиальных отложений Сырдарьи. Длительное перевевание способствовало созданию глубоко расчлененного эолового рельефа, скрывающего строение коренного субстрата, и частичному или полному уничтожению морфологически выраженных границ, что крайне затрудняет расчленение и картирование четвертичных отложений. Поэтому в Юго-Восточных Кызылкумах до настоящего времени не решены вопросы проведения границ между областями развития верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, а также расчленения и картирования последних.

Имеются несбивки по границам ряда среднемасштабных геологических карт, а составленные на их основе мелкомасштабные карты содержат противоречивую информацию. Так, на геологической карте Средней Азии (масштаб 1:500 000), изданной в 1974 г. под редакцией Х. Т. Туляганова, юго-восточная окраина Кызылкумов показана как область сплошного развития верхнеплиоценовых отложений. Н. Н. Костенко на составленной в 1975 г. Карте четвертичных отложений Казахстана и прилегающих территорий союзных республик (масштаб 1:1 500 000) отразил, что к югу от Торткудук — Нурасы и Карактау в Кызылкумах под нерасчлененным четвертичным эоловым покровом залегают верхнеплиоценовые породы, а в неширокой (15—25 км) полосе, примыкающей с севера к Айдару и Арнасаю, — нижне-среднечетвертичный аллювий, перекрытый более молодыми эоловыми песками. На геологической карте Казахской ССР (Южно-казахстанская серия) масштаба 1:500 000, изданной в 1977 г. под редакцией С. Е. Чакабаева показано, что Юго-Восточные Кызылкумы сложены нижнечетвертичными образованиями, которые на протяжении всего последующего времени подвергались эоловой переработке.

На основании обобщения имеющегося материала границу между областью развития верхнеплиоценовых и четвертичных отложений мы условно проводим по хорошо выраженной крупной гряде, оконтуренной горизонтально +250 м. Гряда протягивается в юго-западном направлении от гор Карактау через колодцы Пирназар и Жанакудук к

возвышенности Дарбаза. К северо-западу от нее развиты верхнеплиоценовые отложения ергашкудукской свиты, а к юго-востоку вплоть до Чардаринской степи и Айдар-Ариасайского понижения — образования четвертичного возраста.

Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения перекрыты эоловыми песками. Мощность эоловых песков на верхнеплиоценовых отложениях, как правило, не превышает 15—25 м. К юго-востоку мощность этих песков резко возрастает. В этом же направлении увеличиваются относительные и абсолютные высоты рельефа. Здесь у юго-восточной окраины Кызылкумов расположен крупный протяженностью до 60—70 км массив глубоко расчлененных эоловых песков, доминирующий над окружающим пространством и околонтуренной горизонталью +300 м.

В центре массива расположена метеостанция и колодец Бемирза, на востоке он вплотную подступает к Чардаринской степи. Общее воздымание рельефа до отметок +300, +325 м не связано с тектоническим строением, так как большая часть массива расположена над осевой зоной глубокого Байракумского прогиба. Таким образом, данный рельеф не отражает новейшую тектоническую структуру и по отношению к ней является палоченым эоловым. Об этом свидетельствуют пески, слагающие массив. В центральной части массива, по восточной и южной окраине, скважинами вскрыта однообразная по фракционному и минералогическому составу толща светло-желтых мелкозернистых палеошпато-кварцевых песков мощностью от 50—60 до 110 м. По цвету, составу, отсутствию прослоев супесей и суглинков, а также гравия и гальки эти пески резко отличаются как от подстилающих серых полимиктовых аллювиальных песков Сырдарьи, которые условно можно отнести к Q_{1-11} , так и от современного аллювия Сырдарьи, развитого к востоку в пределах Чардаринской степи.

Таким образом, вдоль юго-восточной окраины Кызылкумов четвертичные отложения четко подразделяются на две толщи. Верхняя представлена однородными светло-желтыми мелкозернистыми песками, которые по облику резко отличаются от типичного аллювия и больше тяготеют к образованиям эолового генезиса. Нижняя толща сложена разнотектоническими стальными-серыми полимиктовыми аллювиальными песками мощностью до 50 м. Они хорошо прослеживаются к югу и коррелируются с ниже-среднечетвертичными отложениями Голодной степи.

Глава IV. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

На рубеже мела и палеогена большая часть Туранской плиты испытала подъем, обусловивший кратковременную регрессию и размыв датских и местами маастрихтских отложений (Кравченко и др., 1973; Абдулин и др., 1976).

Начавшаяся в позднем палеоцене одна из значительных трансгрессий, достигшая максимума в позднем эоцене, способствовала формированию мощной толщи глубоководных карбонатно-глинистых отложений. Последние вдоль юго-восточной окраины Туранской плиты фациально замещаются мелководными, незначительными по мощности (50—100 м) песчаными и карбонатными образованиями.

Анализ мощностей и фаций палеоцен-эоценовых отложений указывает на то, что основные структурные элементы центральной и юго-восточной частей Туранской плиты в палеоцене и эоцене развивались конседиментационно и во многом унаследованно от предшествующего мелового времени. Об этом свидетельствуют незначительные мощности палеоценовых отложений (100—150 м) в пределах зон поднятий и закономерное увеличение их (до 300—400 м) в прогибах.

Тяньшаньский сектор эпигерцинской платформы в палеогене был разделен Таласо-Ферганским разломом на две крупные области — северо-восточную, относительно приподнятую, где господствовал рельеф денудационных равнин и продольных долин, и юго-западную, пониженные участки которой затоплялись мелководным морем (Ранцман, 1975).

На рубеже эоцена и олигоцена в восточной части Средней Азии повсеместные изменения были обусловлены общими, широко региональными поднятиями, ознаменовавшими собой начало новейшей тектонической активизации. Новейшие тектонические движения привели к распаду единой до этого эпигерцинской платформы на две резко различные по тектоническому режиму развития геоструктурные области — постплатформенный ороген Тянь-Шаня и Туранскую плиту.

В олигоцене в области Тяньшаньского сектора бывшей эпигерцинской платформы начинается преобразование древнего пенеплена. Возникают пологосводовые поднятия и обособляются сочлененные с ними зоны опускания.

На рубеже эоцена и олигоцена восточная и юго-восточная окраины Туранской плиты, примыкающие к возрождающемуся Тянь-Шаню, также испытывают подъем, приведший к регрессии эоценового бассейна и их осушению. Отсутствие морских и континентальных отложений олигоцена по окраинам Туранской плиты позволяет заключить, что эти районы с не выраженными в рельефе передовыми хребтами Тянь-Шаня представляли собой недифференцированные моноклиналиные склоны, обращенные к центральной части Турана. В раннем — среднем олигоцене вся восточная часть Турана, вплоть до Бузгультского вала на северо-западе и Амударьинской зоны поднятий на западе, являлась сушей и подвергалась размыву, величина которого составляет первые десятки метров.

Центральные районы Турана, расположенные к северо-западу от Кызылкумской суши и охватывающие Устюртскую синеклизу и западные части Амударьинской и Восточно-Аральской впадин, в раннем — среднем олигоцене оставались под уровнем моря. Здесь на протяжении этого времени в условиях интенсивного прогибания формировалась сравнительно однородная и мощная (200—350 м) толща глубоководных зеленоцветных глин нижнего — среднего олигоцена, согласно залегающих на эоцене. Следовательно, режим развития центральных районов Турана в олигоцене мало чем отличался от эоценового.

Во второй половине раннего — среднего и в позднем олигоцене площади морского осадконакопления расширяются. Морские воды продвигаются на восток, покрывают Южное Приаралье, Юго-Западные и Центральные Кызылкумы, Юго-Восточные Каракумы и через наиболее пониженные зоны Таджикской депрессии проникают в Алайскую долину и далее в Ферганскую впадину. В этих районах формируется качественно новая мелководная терригенная красноцветно-пестроцветная формация (низы сарбатырской и мургабской свит, санглакский горизонт, сумсар).

Восточные и юго-восточные окраины Туранской плиты в позднем олигоцене служили областью размыва и представляли собой плоские слабо наклоненные к северо-западу денудационные равнины, сложенные зелеными глинами эоцена. На востоке и юго-востоке эти равнины переходили в невысокие увалы и холмы, отвечающие зарождающимся хребтам Тянь-Шаня. Судя по развитым здесь коррелятным отложениям — малиновые глины сумсара — и их незначительной мощности (30—40 м), олигоцен хотя и представлял переломный момент в истории развития востока Средней Азии, но являлся еще периодом относительно спокойного тектонического развития.

В начале неогена активизация тектонических движений обусловила существенные изменения палеогеографической обстановки. В области орогена эти движения имели дифференцированный характер, что привело к увеличению контрастности рельефа, изменению режима де-

нудации и началу интенсивного континентального осадконакопления. С миоцена происходит четкое обособление орогена как области поднятия и размыва. Хребты испытывают умеренное воздымание. Закладываются и формируются качественно новые структуры — компенсационные предорогенные прогибы — Арысский, Келесский, Ташкентско-Голодноостепский, Зарафшанский, которые вместе с обособившимися уже в олигоцене зонами межгорных опусканий заполняются красноцветными молассами нижнетяньшаньской серии, тесно связанными с новейшим горообразованием.

В раннем миоцене хребты Западного и Южного Тянь-Шаня представляли собой слабо расчлененные холмогорья и низкогорья, сложенные палеозоем. Сток с них был крайне незначительным. Площадь континентального осадконакопления распространялась на все межгорные впадины и охватывала неширокую предгорную зону вдоль Каратау, Чаткало-Курамы и Нуратау. На левобережье Сырдарьи и к северу от Голодной степи и Айдара предгорные пролювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины сочленялись с морским бассейном (рис. 5). Общее воздымание орогена в начале неогена сопровождалось опусканием Туранской плиты и последней грандиозной трансгрессией, охватившей равнины Закаспия. Раннемиоценовая трансгрессия была максимальной из всех неогеновых, ее водами покрывались обширные пространства Понто-Каспийской области. На западе этот бассейн имел свободную связь с Мировым океаном, а на востоке покрывал все Кызылкумы вплоть до Сырдарьи, вплотную подступал к Нуратинским, Зирабулак-Зиаэтдинским горам и отрогам Гиссара. По окраинам Туранской плиты прибрежно-морские красноцветно-пестроцветные прибрежно-морские отложения нижнего миоцена (верхнесарбатарская подсвита, бешарыкская и кызылчинская свиты) залегают на зеленых глинах верхнего эоцена, а с приближением к горным сооружениям Тянь-Шаня переслаиваются и постепенно полностью фациально-замещаются континентальными кирпично-красными алевролитоглинистыми отложениями нижнетяньшаньской серии.

На юго-востоке краевая зона раннемиоценового бассейна через Таджикскую депрессию и Алайскую долину доходила до Ферганы, где ей отвечает верхняя часть разреза сумсара. Ферганский залив в начале раннего миоцена расширил границы и перекрыл Ангренское плато, где в основании континентальной красноцветной серии развиты мало мощные (1—5 м) прибрежные образования. В Фергане мощность отложений последней стадии существования морского залива 20—30 м. Выше повсеместно развиты континентальные кирпично-красные отложения нижнетяньшаньской серии (майлисайская — массагетская свиты).

Таким образом, тектонические движения начала неогена привели к четкому обособлению двух геоструктурных областей — орогена и платформы и формированию качественно новых структур — предорогенных прогибов, возникших на месте предшествующих моноклиналий.

Рубеж раннего и среднего миоцена ознаменовался усилением воздымания горного обрамления Средней Азии, общим региональным подъемом Туранской плиты и освобождением ее восточной части от покрова моря. В среднем, а затем и позднем миоцене область морского осадконакопления сохраняется лишь на западе в пределах Устюрта и Каракумов, в то время как Кызылкумы на протяжении всего этого времени представляли собой наземные аккумулятивные равнины (рис. 8). Среднемиоценовая активизация постплатформенного орогена Тянь-Шаня, выразившаяся в усилении темпа роста гор и увеличении контрастности их рельефа, проявила себя в заметном огрублении верхней части разреза красноцветной молассовой формации в предгорных впадинах Арысской, Чирчикской и Ангренской. Нижнемиоценовые ярко-красные мелкоземы (ташсайская свита) сменяются здесь делювиально-пролювиальными плохо дифференцированными красно-буры-

ми дресвяно-щебнистыми, мусорными песчано-алевролитовыми породами (арашанская свита).

Но данная закономерность выражена не повсеместно. Так, в Ферганской впадине разрезы красноцветных моласс имеют сравнительно однородное строение. Это возможно связано со значительным последующим размывом верхней части красноцветных моласс или некоторым удалением их обнажений от первоначальных источников сноса, где огрубление верхов разреза серии могло быть четко выражено, как на Ангренском плато. Появление грубообломочного материала свидетельствует о том, что хребты Тянь-Шаня в среднем и начале позднего миоцена представляли собой низкогорья со сравнительно расчлененным рельефом.

Слабо развитая гидрографическая сеть была представлена водотоками мелкоречного и временно-суходольного типа, которые разгружали свои наносы в межгорных впадинах и предгорной зоне. Большая часть водотоков иссякла уже на незначительном удалении от передовых хребтов Тянь-Шаня, и на периферию аллювиально-пролювиальных равнин и далее в Кызылкумы выносился лишь наиболее тонкий алевролитоглинистый материал, которым сложена здесь монотонная толща агитминской (чилийской) свиты. На основании характера строения последней и отсутствия аллювиальных фаций в средне-верхнемиоценовых отложениях Кызылкумов можно полагать, что транспортировка и перераспределение мелкоземистого материала на этих равнинах осуществлялись главным образом местными, очевидно, площадными водногрязевыми потоками, возникающими за счет атмосферных осадков в кратковременные сезонные увлажнения.

В миоцене Кызылкумы представляли собой глинистые пролювиально-такырные пустыни и полупустыни с карбонатными почвами. Горизонты последних часто встречаются в разрезе агитминской свиты на всей площади ее распространения.

Таким образом, в олигоцен-миоцене в орогене Тянь-Шаня сформировалась красноцветная молассовая формация, яркая и тонкая в нижней части и более тусклая и несколько грубее — в верхней. В предороговой зоне подошва формации значительно моложе и отвечает только нижнему миоцену. В Восточных Кызылкумах миоцен четко дифференцируется на морской нижний и континентальный средний — верхний, т. е. агитминскую (чилийскую) свиту, которая к западу от Амударьи фациально замещается морскими образованиями тортона и сармата.

В настоящее время миоценовые отложения, некогда сплошным чехлом покрывающие весь восток Турана, сохранились от последующего размыва главным образом в прогибах (рис. 20). Анализ мощностей этих отложений показывает, что на данной стадии происходит интенсивное погружение сопряженных с орогеном прогибов Арысского, Келесского, Ташкентско-Голодностепского, в которых мощность миоцена достигает 500—600 м. В пределах плиты наиболее ускоренное опускание испытывает осевая зона Сырдарьинской впадины. При этом все зоны поднятий и даже такие крупные, как Приташкентские чули, Чардаринское, Карактауское и Центрально-Кызылкумские были погребены и развивались конседиментационно.

Характер строения красноцветной молассовой формации межгорных впадин Тянь-Шаня, которая представлена преимущественно глинисто-алевролитовыми породами, содержащими небольшое количество песчаного и щебнисто-галечникового материала, появляющегося лишь вблизи гор, и небольшая мощность формации (первые сотни метров) указывают на незначительную амплитуду поднятия хребтов. В течение всего миоцена Тянь-Шань оставался холмисто-увалистой (передовые хребты) и низкогорной страной, которая к концу миоцена приобрела еще более выровненный характер. Об этом свидетельствует постепенная смена красноцветных моласс вверх по разрезу более тонкой озер-



ной соляно-гипсовой (эвапаритовой) формацией. Эта своеобразная, не свойственная орогенному режиму развития озерная эвапаритовая формация (среднетяньшаньская серия) указывает на вступление Тянь-Шаня в конце миоцена — раннем — среднем плиоцене в стадию относительного тектонического покоя. Развитие Тянь-Шаня на данном этапе существенно отличалось от предшествующего миоценового времени, когда поднятие хребтов и погружение впадин были хотя и незначительными, но равными по амплитуде.

В конце миоцена и раннем — среднем плиоцене воздымание мегантиклиналей почти прекращается, а межгорные впадины — Восточно-Чуйская, Иссыккульская, Нарынская, Кочкорская, Ферганская, где развита мощная (2—3,5 км) соляно-гипсовая формация, интенсивно погружаются. Формация формировалась в условиях изоляции впадин, занятых бессточными озерами, в которые с окружающих плоских возвышенностей сносился преимущественно тонкий алеволито-глинистый материал. Слабо развитая гидрографическая сеть поставляла не всегда достаточное количество твердого стока, что в условиях экстрааридной климатической обстановки способствовало садке солей и гипсов. Условия образования солеродных бассейнов, состав и строение соляно-гипсовой формации Тянь-Шаня детально освещены В. Н. Щербиной (1956), Н. М. Страховым (1962) и В. В. Благовидовым (1978). В прибортовых частях наиболее крупных впадин, как Ферганской, на площадях, не занятых озерами, формировались пролювиальные и аллювиально-дельтовые отложения, ныне имеющие бледно-розовую окраску (обчакская или бледно-розовая свита геологов-нефтянников).

По периферии Западного Тянь-Шаня и в предорогенных впадинах Арысской, Чирчикской, Ангренской, а также Зарафшанской в конце миоцена — раннем — среднем плиоцене формируются бледно-розовые карбонатные коры выветривания мощностью до 40—50 м, развитые на делювиально-пролювиальном субстрате. В осевых зонах впадин коры перекрывают красноцветы миоцена, а в прибортовых частях впадин и водоразделах залегают на выровненном палеозое (долина Кызылчи по Ангрену, Большой Каратау).

Выдержанность озерных отложений во всех крупных межгорных впадинах Северного, Центрального и Западного Тянь-Шаня свидетельствует об устойчивости и территориальной однородности палеогеографической обстановки. На протяжении всего времени формирования среднетяньшаньской серии рельеф Тянь-Шаня оставался выровненным и слабо расчлененным из-за постоянной компенсации крайне медленно развивающихся поднятий денудацией и заполнением впадин тонкозернистыми и хемогенными осадками.

К аналогичному выводу пришел Е. Я. Равцман (1975), который указывает, что в период формирования озерных соляно-гипсовых отложений на большей части территории Тянь-Шаня господствовал низкорослый и денудационно-равнинный рельеф. Покой орогена в раннем — среднем плиоцене отмечают В. Н. Крестников, Т. П. Белоусов и др. (1979): «... на Центральном и Северном Тянь-Шане интенсивность восходящих движений снизилась, и они сменились нисходящими, за которыми наступил период тектонического покоя. В это время здесь в условиях озерного режима вырабатывалась полигенетическая поверхность выравнивания. Рельеф водораздельных пространств имел небольшие высоты, до 500 м над уровнем озер, и незначительную расчлененность. Важно подчеркнуть, что период тектонического спокойствия с небольшим различием во времени охватил всю описываемую территорию и, возможно, имел глобальные масштабы».

Рис. 20. Геологическая карта со снятым покровом плиоцен-четвертичных отложений и сохранившихся мощностей миоцена. Заштрихована площадь развития палеоцен-среднеэоценовых отложений.

Действительно, своеобразие палеогеографической и палеотектонической обстановки конца миоцена начала и особенно середины плиоцена свойственно не только постплатформенному орогену Тянь-Шаня, но и альпийской геосинклинальной области. В ней резко сократились морские бассейны Восточного Паратетиса. Мэотическое и понтическое моря занимают уже значительно меньшую площадь по сравнению с предшествующими миоценовыми. В среднем плиоцене происходит полный разрыв со Средиземноморьем, и осадконакопление локализуется в пределах Южно-Каспийской впадины, занятой Балаханским бассейном. Здесь формируется многокилометровая красноцветная терригенная формация (продуктивная толща). Во второй половине мэотиса и начале понта отмечается изоляция Средиземноморского бассейна от Атлантического океана. В сократившемся бассейне образуется мощная мессинская эвапаритовая формация, которой в Средней Азии отвечает нижняя (соленосная) часть разреза среднетяньшаньской серии. Как видно, в альпийской геосинклинали, как и в постплатформенном орогене Тянь-Шаня, формации данного этапа развития существенно отличаются от подстилающих и перекрывающих новейших формаций прежде всего составом, локализацией и значительной мощностью, отражая тем самым своеобразие палеоклиматической и палеотектонической обстановки их формирования.

Рассмотрим палеогеографию Средней Азии в конце миоцена — раннем — среднем плиоцене. Относительный тектонический покой орогена и резкая аридизация и иссушение климата, обусловившие бессточность Тянь-Шаня и локализацию осадконакопления в межгорных впадинах и неширокой предгорной зоне, не замедлили сказаться на прилегающих пространствах и привели к коренному изменению физико-географической обстановки на равнинах Турана. Прежде всего резко сократился или прекратился вынос седиментационного материала из областей сноса на равнины Турана, что явилось благоприятным фактором для широкого развития здесь денудационных процессов. Исходный миоценовый рельеф Туранской низменности, который к моменту завершения формирования агитминской свиты и регрессии сарматского бассейна представлял собой сочетание плоских первично-аккумулятивных наземных и морских равнин, в раннем — среднем плиоцене был практически полностью переработан денудационными процессами, сформировавшими обширные денудационные равнины, в последующем погребенные под верхнеплиоценовыми отложениями.

Интенсивность денудационных процессов в мэотисе и понте носила замедленный характер. Это было связано с высоким стоянием уровней мэотического и понтического морей, покрывающих Мангышлак и часть Устюрта и служивших базисом эрозии для равнины Турана. Резкое падение уровня Каспия в среднем плиоцене усилило денудационные процессы, которые в силу климатического фактора, приобрели площадный характер, срезая и выравнивая все создаваемые тектоникой неровности рельефа. На значительной части территории Кызылкумов и предороженной зоны за ранний — средний плиоцен денудация уничтожила отложения миоцена, сохранившиеся лишь в прогибах, и верхние горизонты палеогена. На положительных, конденудационно развивавшихся структурах вскрылись отложения мела, а в Центральных Кызылкумах и Султануиздаге — палеозой.

Таким образом, большинство антиклинальных структур Турана оказались раскрытыми, и на дневную поверхность выведены различные по возрасту породы вплоть до палеозоя. Предверхнеплиоценовый денудационный срез составляет первые десятки метров, а в пределах положительных структур и крупных зон поднятий — 200—300 м. Складчатые структуры развивались в обстановке слабого поднятия, которое компенсировалось денудацией, т. е. в условиях денудационного выравнивания с сохранением равнинного характера рельефа. Судя по отсутствию ниже-среднеплиоценовых отложений, даже в наиболее глу-

боких прогибах Сырдарьинской впадины они не являлись местами локальной аккумуляции. Вероятно, темп их прогибания был настолько незначительным, что денудационные процессы, производящие площадные выравнивания, успевали удалить продукты разрушения за пределы рассматриваемой территории. Наиболее характерной особенностью древнего денудационного рельефа, в дальнейшем погребенного под верхнеплиоценовыми отложениями, является то, что он не несет на себе следов глубокого эрозионного расчленения. Это свидетельствует об отсутствии гидрографической сети на равнинах Турана, которые в раннем — среднем плиоцене представляли собой пустыни, где основная роль в удалении продуктов выветривания принадлежала плоскостному смыву и агентам пустынной денудации: солевому распылению и дефляции.

Таким образом, в конце миоцена, раннем и среднем плиоцене развитие восточной части Средней Азии происходило в обстановке общей стабилизации и затухания тектонической активности как в пределах Туранской плиты, так и в орогене Тянь-Шаня.

Позднеплиоценовое время — важный переломный момент в истории развития Средней Азии. Основные события этого периода — акчагыльская и апшеронская трансгрессии Каспийского бассейна, водами которого покрылась значительная площадь Туранской плиты, интенсивное воздымание и разрастание по площади горных сооружений Памиро-Алая и Тянь-Шаня и общее для всего юга СССР изменение климата в сторону его похолодания и увлажнения. Акчагыльское похолодание, сменившее сухой и жаркий климат, и тектоническая активизация горного обрамления Средней Азии предопределили развитие мощного речного стока. Позднеплиоценовое воздымание горных сооружений Памиро-Алая и Тянь-Шаня и интенсивный их размыв привели к выносу на прилегающие равнины Турана большой массы обломочного материала, в результате чего Кызылкумы и Приаралье из области денудации, какой они являлись в раннем — среднем плиоцене, вновь превращаются в область аккумуляции.

С акчагыла межгорные и предгорные впадины Тянь-Шаня начинают заполняться буроватыми молассами верхнетяньшаньской серии, а передовые хребты его обрамляются каймой аллювиально-пролювиальных равнин. Позднеплиоценовые предгорные равнины, осыпывающие Каратау, Чаткало-Кураму, Туркестано-Нуратинские горы были значительно шире современных (рис. 9, 10). Эти предгорные равнины, сложенные в основном пролювиальными буроватыми мелкоземами, пересекались долинами крупных рек. В начале позднего плиоцена зарождаются и в дальнейшем уже постоянно действуют все крупные предгорные реки: пра-Арысь, пра-Келес, пра-Чирчик, пра-Ангрен, пра-Зарафшан и пра-Кашкадарья.

Выход на равнины Турана двух главных рек Средней Азии — Сырдарьи и Амударьи и вынос ими из внутренних районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая обильного песчаного материала, которым сложены мощные и широко развитые толщи денгизкульской и заунгузской свит, произошел не в самом начале позднего плиоцена, а несколько позднее, когда в Голодной степи, Кызылкумах и Приаралье сформировались озерные и озерно-морские алевритово-глинистые отложения тузканской, низов денгизкульской и кушканатауской свит (Пинхасов, 1984).

В начале позднего плиоцена на востоке у периферии предгорной равнины, которая разрезалась крупными долинами пра-Чирчика и пра-Ангрена, образовалось обширное приустьевое «Тузканское озеро». Оно покрывало центральную часть Голодной степи и южную окраину Восточных Кызылкумов (рис. 9). На территории Восточных Кызылкумов в это же время образуются небольшие, разобщенные, хорошо вентилируемые озера, занимающие наиболее пониженные участки Ергашкудукского, Бердинского и Урмекумского прогибов. Эти озера пита-

лись за счет небольшого стока с Каратауской предгорной равнины и с запада со стороны Центральных Кызылкумов.

Формирование озерных алевроито-глинистых пород, слагающих низы верхнего плиоцена в Голодной степи и Кызылкумах, сменяется накоплением мощной толщи аллювиальных песков, которые сплошным чехлом покрывают равнины Средней Азии. В Голодной степи эти пески образуют арнасайскую свиту, в Кызылкумах и Приаралье — денгизкульскую свиту, а в Каракумах — заунгузскую. Этот первый и наиболее значительный вынос песчаного материала был связан с началом деятельности Сырдарьи и Амударьи как мощных транзитных водных магистралей, которые с этого момента и до настоящего времени составляют с гор Средней Азии на равнины Турана большую массу твердого стока.

Палеогеография бассейна Сырдарьи в дочетвертичный период и время выхода ее из Ферганской долины изучались И. П. Герасимовым (1937), Б. А. Федоровичем (1952), М. Н. Граммом (1963). В отличие от И. П. Герасимова, который не располагал достаточными геологическими материалами и считал Сырдарью не древнее плейстоцена, Б. А. Федорович отмечает, что река вышла на равнины Турана в позднем плиоцене, а М. Н. Грамм не исключал и более раннее ее появление. В настоящее время можно отметить, что Сырдарья прорвалась в Кызылкумы во второй половине акчагыла, когда сформировалась сравнительно мощная 100—120 м толща озерных отложений тузканской свиты, подстилающая древний аллювий Сырдарьи.

В начале позднего плиоцена Сырдарья, образованная слиянием Карадарьи и Нарына, и мелкие реки, стекающие с горного обрамления Ферганской впадины и формирующие бурочетные молассы, заканчивали сток в озерах, сохранившихся на северо-западе Ферганы, в которых в предшествующее время происходила садка солей и гипсов. Озера опресняются, быстро заносятся обильными речными наносами и прекращают существование. Пра-Сырдарья вырывается из Ферганской впадины и на протяжении уже всей последующей истории действует как мощная транзитная водная артерия. После прорыва Бекабадских порогов Сырдарья на протяжении большей части позднего плиоцена имела направление стока, близкое к широтному (рис. 9, 10). Ее равнина с системой озерных понижений была приурочена к осевой зоне Голодностепского прогиба, интенсивное погружение которого способствовало образованию мощной (до 900 м) констративно построенной толщи арнасайской свиты.

В центральной части Голодной степи и западнее в районе Арна-сая, где река довольно резко меняла направление к северо-западу, ее равнина с юга и северо-востока была зажата предгорными пролювиальными равнинами и имела ширину около 30—40 км. Через Арнасайский «коридор» Сырдарья выходила в Восточные Кызылкумы, которые на протяжении всего позднего плиоцена представляли собой обширную озерно-аллювиальную равнину, блуждая по которой Сырдарья несла воды на северо-запад. В Кызылорда-Джусалинском районе равнина Сырдарьи сочленялась с аллювиальной равниной пра-Чу-Сарысу, которые выносили со стороны Чу-Сарысуйской депрессии обильный гравийно-песчаный материал. К концу среднего акчагыла Сырдарья сформировала в Восточных и Северных Кызылкумах довольно мощную (до 200 м) толщу желто-бурых песков и песчаников денгизкульской свиты.

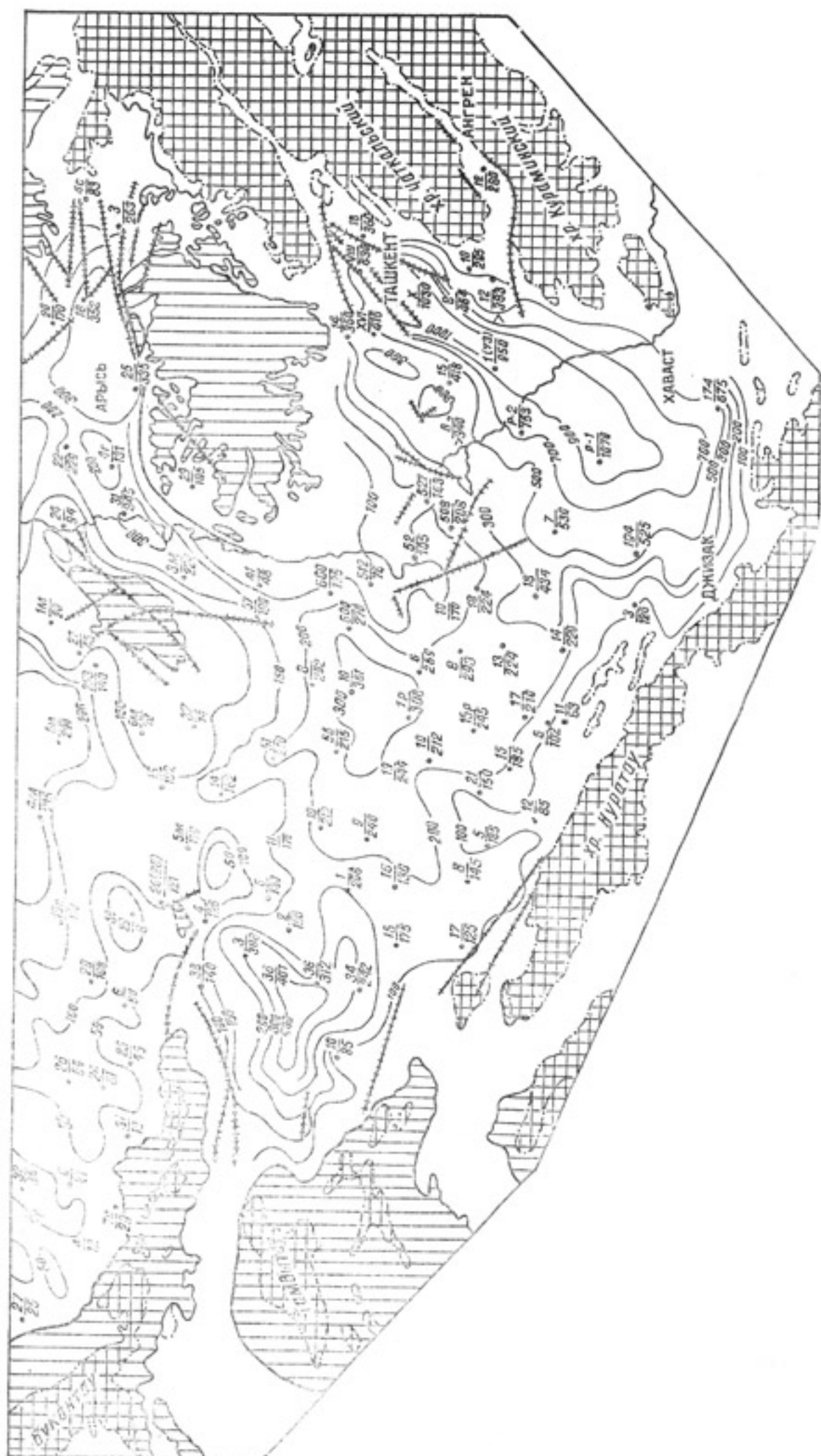
Юго-Западные Кызылкумы и Заунгузские Каракумы в это время являлись ареной созидательной деятельности пра-Амударьи, аллювиальные желто-бурые пески которой слагают мощную толщу денгизкульской и заунгузской свит этих районов. Судя по широкому развитию аналогичных песков в юго-западных отрогах Гиссара, где они выделяются под названием тандырчинской свиты, основная масса песчаного материала поступала со стороны Сурхандарьинской депрессии.

Очевидно, главными источниками сноса обломочного материала являлись южные склоны Гиссарского хребта и горные сооружения Памира и Дарваза. Характерная особенность песков денгизкульской и заунгузской свит — постоянство их механического и в значительной степени минералогического состава на площади от юго-западных отрогов Гиссара до побережья Аральского моря и от Сырдарьи на востоке до Верхнеузбойского коридора на западе. Они формировались на аллювиальных равнинах пра-Сырдарьи и пра-Амударьи при высоком стоянии уровня Акчагыльского бассейна, который покрывал западные районы Туркмении и являлся базисом эрозии среднеазиатских рек.

Началу следующего седиментационного цикла и формированию ергашкудукской свиты предшествовало кратковременное, но глубокое расчленение равнин Кызылкумов, во многом предопределившее их современный геоморфологический облик. На рубеже среднего и позднего акчагыла в основных чертах оформился рельеф впадины, ныне занятый Аральским морем, и Арало-Сарыкамышской низменности. В это время в Кызылкумах и Приаралье палеореки выработали глубоко расчлененный эрозионный рельеф. Врезание пра-Сырдарьи и расчленение денгизкульской первично-аккумулятивной поверхности выравнивания было связано с регрессией и понижением уровня отступившего далеко на запад в Низменные Каракумы акчагыльского бассейна, являющегося общим базисом эрозии, и формированием в это время впадины Арала, в результате чего здесь было заложено и геоморфологически обособлено понижение рельефа, выступающее в роли местного базиса эрозии для Сырдарьи и северо-казахстанских рек. Палеогеографические изменения среднего и позднего акчагыла освещены Б. И. Пинхасовым (1978, 1984). В Восточных Кызылкумах денгизкульская первично-аккумулятивная поверхность также была глубоко расчлененной эрозией. По окраине Северных и Восточных Кызылкумов ергашкудукская свита глубоко (на 100—150 м) вложена в денгизкульскую. По относительному превышению денгизкульской равнины над эрозионной поверхностью, в настоящее время погребенной под сероцветными аллювиальными песками ергашкудукской свиты, видно, что амплитуда вертикального расчленения рельефа в Восточных Кызылкумах достигала 100 м и более.

Со второй половины позднего плиоцена (последенгизкульское время) намечается заметное отклонение Сырдарьи к востоку. На палеогеографической карте времени формирования ергашкудукского аллювия (рис. 10) хорошо видно, что значительные пространства по периферии Центральных Кызылкумов уже не являются ареной аккумуляции, а представляют собой приподнятые пластовые равнины, образующие наиболее древний ярус рельефа. В отдельных местах этот рельеф бронирован карбонатной корой выветривания (шохом), которая образовалась еще до расчленения денгизкульской поверхности, при высоком стоянии уровня грунтовых вод. Там, где кора разрушена, денгизкульские пески интенсивно переработаны эоловыми процессами и образуют глубоко расчлененный крупногрядовый и грядово-ячеистый рельеф. Он является наиболее древней генерацией эолового рельефа на равнинах Турана, так как начал формироваться уже в конце акчагыла. При смещении Сырдарьи к востоку ареной наиболее интенсивной аккумуляции ергашкудукского аллювия становятся осевые зоны Байракумского и Бердинского прогибов, где мощность серых песков достигает 150—180 м. Тенденция смещения Сырдарьи к востоку еще ярче проявляется в четвертичное время, когда большая часть Восточных Кызылкумов вплоть до Карактау выключается из сферы осадконакопления (рис. 1) и образует второй ярус равнинного рельефа, который сложен песчаными образованиями ергашкудукской свиты.

В отличие от равнин Турана, где в позднем плиоцене отмечается частая смена различных седиментационных бассейнов и наземных ландшафтов, палеогеографическая обстановка предгорных районов Сред-



ней Азии довольно постоянна. На прилегающих к горным сооружениям наклонных аллювиально-пролювиальных и пролювиальных равнинах на протяжении позднего плиоцена формируются буроцветные молассы. В первой половине позднего плиоцена, которой соответствует нижняя часть разреза верхнетяньшаньской серии, сложенной преимущественно мелкоземистыми породами, развитие гор было замедленным и эрозия успевала в значительной степени нивелировать поднятия.

В конце позднего плиоцена резко усиливаются восходящие тектонические движения. У подножия быстро растущих горных сооружений Тянь-Шаня накапливаются конгломераты, участвующие в строении верхней части разреза буроцветных моласс. В целом позднеплиоценовое время характеризуется резкой дифференциацией и интенсивным размахом положительных и отрицательных вертикальных тектонических движений в орогене, суммарная амплитуда которых достигает 4—5 км.

На предгорных равнинах и в Кызылкумах общий размах вертикальных движений в позднем плиоцене, судя по разности мощностей соответствующих отложений в прогибах и на смежных с ними поднятиях, составляет 800—900 м вблизи орогена и 100—300 м в пределах Сырдарьинской впадины. С учетом продолжительности позднего плиоцена всего в 3,3 млн. лет средняя скорость тектонических движений в это время намного выше, чем поэтапные в раннем — среднем плиоцене и миоцене.

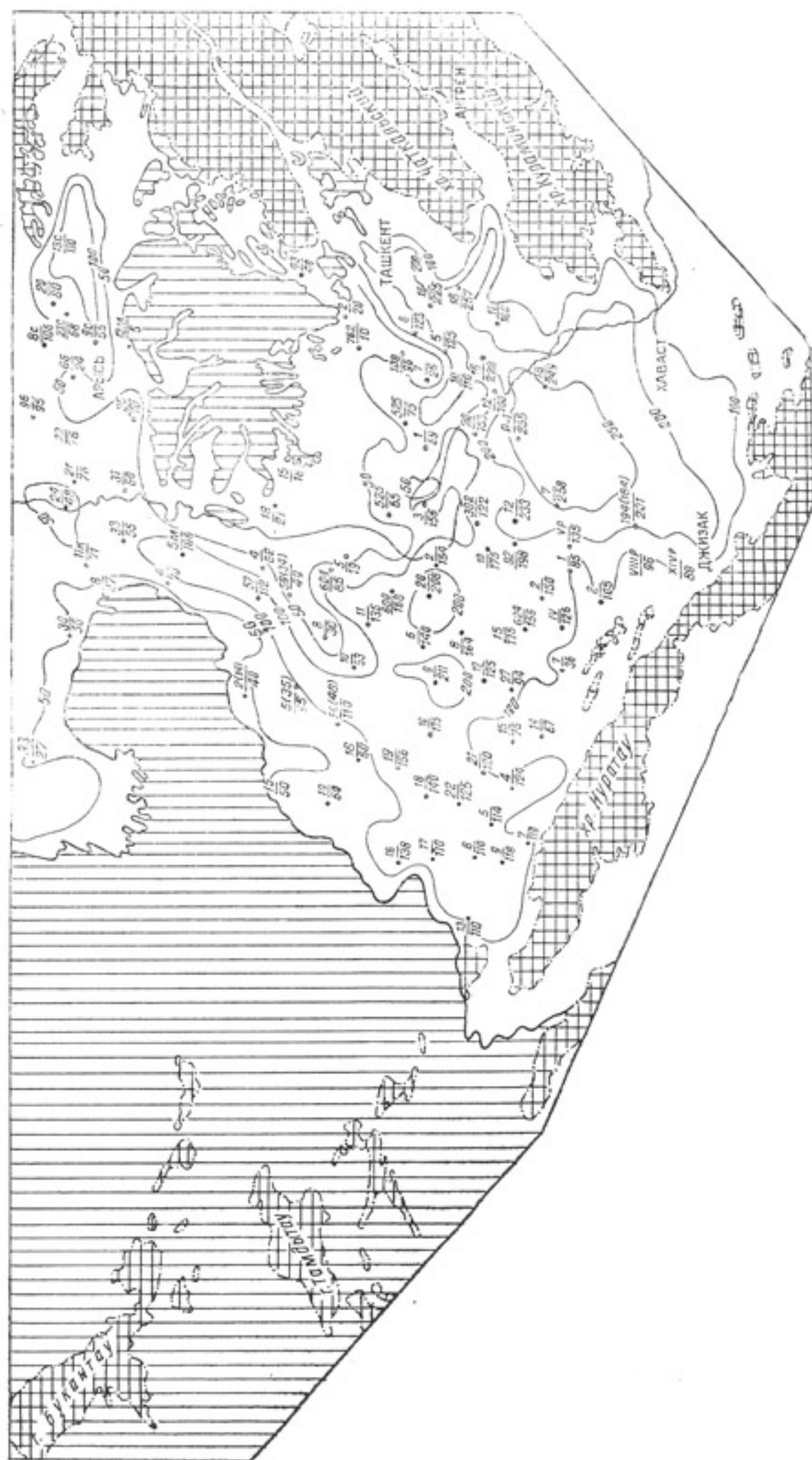
На основе анализа мощностей верхнеплиоценовых отложений (рис. 21) можно отметить некоторые изменения в тектоническом развитии территории — отмирание Келесского прогиба, который вместе с прилегающими к нему Приташкентскими чулями втягивался в общее поднятие. Активно развивающийся в миоцене Арысский прогиб в позднем плиоцене испытывает крайне замедленное погружение. Байракумский прогиб, не проявляющийся в миоцене, в данное время приобретает четко выраженные очертания линейно вытянутой депрессии, отделяющей Приташкентские чули от гор Карактау. В развитии остальных структурных элементов территории в позднем плиоцене сохраняются тенденции, наметившиеся еще на ранних этапах новейшей стадии.

На фоне общего погружения наиболее ускоренное прогибание испытывает обширный Ташкентско-Голодноостепский прогиб, где мощность верхнего плиоцена достигает максимальной величины — 1000 м. Унаследованное развитие продолжают Ергашкудукский, Бердинский и Урмекумский прогибы. Большинство антиклинальных структур развивается конседиментационно. Лишь наиболее крупные поднятия, как Каратау, Чардаринское, Чулинское (Приташкентские чули) и ряд других, на протяжении позднего плиоцена располагались выше уровня седиментации и служили местными источниками сноса. В позднем плиоцене Большой Каратау, Нуратау и западные окончания Чаткало-Курамы имели низкогорный, сильно-расчлененный рельеф.

Рубеж плиоцена и плейстоцена ознаменовался громадной (1—2 км) амплитудой воздымания горных сооружений Тянь-Шаня и расширением их площадей за счет вовлечения в поднятие и переработки краевых частей предгорных и межгорных впадин, смятием буроцветной молассовой формации. В эту фазу горообразования при ведущей роли вертикальных движений и значительных горизонтальных перемещениях (сдвиги, надвиги), возникших в условиях сжатия, складчатая структура орогена преобразовалась в складчато-глыбовую и сформировался средне- и высокогорный рельеф Тянь-Шаня.

В пределах равнинной части территорий в плейстоцене резко сокращаются седиментационные бассейны, осадконакопление локали-

Рис. 21. Карта мощностей верхнеплиоценовых отложений. Заштрихованы районы отсутствия верхнеплиоценовых отложений.



зуется в сравнительно неширокой предгорной зоне вдоль транзитных водных магистралей и их дельт, развиваются пустынные и полупустынные ландшафты. Сырдарья продолжает аккумулировать наносы в Голодной степи и вдоль юго-восточной окраины Кызылкумов (рис. 22). Она оттесняет на 50—60 км к востоку устья Чирчика и Ангрена, подрезает предгорную пролювиальную равнину, обрамляющую При-ташкентские чули и захороняет под своими рыхлыми наносами буровые моласты. В голоцене обширные пространства Голодной степи и Кызылкумов лишаются поверхностного стока и Сырдарья занимает современную долину.

Глава V. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ И ВОСТОЧНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Строение покровных неоген-четвертичных отложений и их лито-фациальные особенности наряду с физико-географическими и структурно-тектоническими факторами во многом определяют условия формирования и качественный состав подземных вод. Стратиграфическое расчленение и характер распространения различных генетических типов и формационных комплексов новейших отложений обуславливают особенности гидрогеологических условий территории и позволяют обосновать следующую гидрогеологическую стратификацию: региональный палеогеновый водоупор, представленный мощной толщей зеленых глин; нижнемиоценовый водоносный горизонт, приуроченный к глинисто-алевритовым, гипсоносным и песчаным породам морского генезиса, развитым в Восточных Кызылкумах; миоценовый водоупор, сложенный мощными красноцветными глинисто-алевритовыми породами нижнетяньшаньской серии в Голодной степи и алеврито-глинистыми породами средне-верхнемиоценовой агитминской свиты в Восточных Кызылкумах; водоносный комплекс верхнеплиоценовых пролювиальных отложений, представленный буроватыми моластами верхнетяньшаньской серии; водоносный комплекс верхнеплиоценовых аллювиальных отложений пра-Сырдарьи и ее притоков; водоносный комплекс объединенных четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений.

При характеристике степени минерализации подземных вод с учетом практического их использования принята следующая градация (по О. А. Алекину): пресные (до 1 г/л), слабо солоноватые (1—3 г/л), сильно солоноватые (3—10 г/л), соленые (>10 г/л).

Изучаемая территория относится к Сырдарьинскому артезианскому бассейну, водоносные комплексы неоген-четвертичных отложений образуют верхний гидрогеологический этаж. Региональным водоупором он отделяется от среднего мезозойского гидрогеологического этажа. В северных предгорьях Нуратау, где региональный водоупор отсутствует, породы верхнего этажа налегают непосредственно на обводненные породы палеозоя, образующие нижний гидрогеологический этаж. Водоносные комплексы на юге территории питаются за счет регионального подземного стока с Туркестано-Нуратинских гор, фильтрации из мелкой речной сети, зарождающейся в горах, инфильтрации атмосферных осадков, а на большей части Голодной степи — за счет потерь из магистральных и оросительных каналов, а также с орошаемых полей и в меньшей степени — за счет инфильтрации атмосферных осадков. Подземные воды верхнего этажа как грунтовые, так и напорные по предгорьям Туркестано-Нуратинских гор в основном пресные. Солоноватые воды здесь отмечаются лишь по периферии конусов выноса и в межконусных понижениях.

Рис. 22. Карта мощностей четвертичных отложений. Заштрихованы области отсутствия водоаккумулятивных четвертичных отложений значительной мощности.

В Голодной степи в верхней части разреза, сложенной средневерхнечетвертичным аллювием, воды солоноватые и соленые, а в подстилающих нижнечетвертичных и плиоценовых отложениях — пресные и слабо солоноватые. В северной части этого района, тяготеющей к современной долине р. Сырдарьи, вертикальный диапазон развития пресных вод увеличивается, так как их здесь содержат не только плиоцен-нижнечетвертичные, но и среднечетвертичные отложения. На большей части территории Восточных Кызылкумов воды в верхнеплиоцен-четвертичных отложениях пресные или слабосолоноватые, за исключением зон разгрузки в предгорьях Тамдытау и Джетымтау.

Верхний гидрогеологический этаж имеет следующие основные особенности. На юге территории скорость естественных потоков подземных вод, формирующихся в предгорьях Мальгузарского и Нуратинского хребтов замедляется по мере движения в северном направлении и понижения высот предгорной равнины. По ее периферии преобладают восходящие токи и происходит частичная разгрузка вод плиоценового и четвертичного комплексов.

Центральная и северная части Голодной степи характеризуются более сложными условиями. На существовавшие ранее естественные потоки подземных вод с весьма низкими скоростями движения и, следовательно, замедленным горизонтальным водообменом повлияла ирригационно-хозяйственная деятельность человека. В результате верхние водоносные горизонты, включая среднечетвертичный, изменились. Вода в них формируется под влиянием созданных искусственных водонапорных систем. Главную роль приобретает вертикальный водообмен под влиянием орошения и дренажа.

В Восточных Кызылкумах в основном сохраняются естественные гидрогеологические условия. Отмечается весьма замедленный сток подземных вод в направлении естественных понижений — впадина Муллалы и др. Подземные воды пополняются в результате инфильтрации атмосферных осадков, весьма скудных в условиях песчаной пустыни Восточных Кызылкумов. Природные условия несколько изменяются в результате сброса поливных вод в Айдарское и Арнасайское понижения и заполнения Чардаринского водохранилища. Водохранилища осуществляют подпор подземных вод и затрудняют их разгрузку.

Региональный палеогеновый водоупор. Отделяет верхний гидрогеологический этаж от среднего. На большей части территории представлен слабопроницаемыми мергельно-глинистыми породами эоцена и частично палеоцена. На западе, в Ергашкудукском прогибе, водоупор включает глинистые образования олигоцена. Палеогеновый водоупор практически повсеместно развит. Отсутствует он лишь в сравнительно неширокой (10—40 км) полосе у подножия Нуратинских гор, по обрамлению Букантау, Джетымтау, Токтыныктау, Саигрунтау, в районе Торткудук — Нурасы, своде Чардаринского поднятия и Карактау (рис. 13).

В этих районах палеогеновый водоупор и отложения мела были смыты в предверхнеплиоценовое время, что и обусловило залегание верхнеплиоценового водоносного комплекса на палеозое (предгорья Нураты) или породах верхнего мела. Некогда практически ровная кровля палеогена оказалась интенсивно дислоцированной неотектоническими движениями. В настоящее время она залегает на абсолютных отметках от —1000 и —1500 (Голодностепский прогиб) до +200 и +300 м в пределах зон поднятий (рис. 13).

Карта мощности неоген-четвертичных отложений (рис. 12) показывает относительную глубину залегания кровли палеогенового водоупора. В наиболее прогнутой восточной части Голодностепского прогиба палеогеновый водоупор вскрывается скважинами на глубине 1500 м и более, а в Байракумском и Ергашкудукском — 400—500 м. В пределах Акдолинской седловины, к северу от Джетымтау и Букантау и склонах Карактаусского поднятия, кровля водоупора вскрывается на глубине 50—100 м. Мощность палеогенового водоупора в

региональном плане увеличивается с юга на север. Так, в Голодно-степском прогибе мощность палеогена не превышает 100—150 м, к северу она постепенно возрастает и в Байракумском, Ергашкудукском и Бердинском прогибах составляет 300—350 м. В пределах зон поднятий отмечается как конседиментационное сокращение мощностей палеогена, так и резкое их уменьшение вплоть до полного срезания за счет последующего размыва.

Нижнемиоценовый водоносный горизонт. Развиг в Бердинском, Байракумском и Ергашкудукском прогибах, где приурочен к прибрежно-морским и лагунным образованиям нижнего миоцена. Здесь нижний миоцен подстилается региональным водоупором и перекрыт довольно мощными (100—300 м) водоупорными красноцветными глинисто-алевритовыми породами средне-верхнемиоценовой агитминской свиты. У подножия Тамдытау, Аристантау и Сангрунтау породы нижнего миоцена выходят на дневную поверхность.

По обрамлению Центральных и в прогибах Восточных Кызылкумов водовмещающая толща нижнего миоцена сложена неравномерно переслаивающимися глинисто-алевритовыми, гипсонесными и песчаными породами, мощность которых не превышает 40—50 м. Пласты песчаных пород не выдержаны по площади, а суммарная эффективная мощность их составляет 10—15 м. Водоносный горизонт изучен единичными скважинами в Ергашкудукском прогибе. Он вскрыт на глубине 310—320 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 48,1 м. Расход составил 1,1 л/с при понижении уровня на 8,5 м. Вода сульфатно-натриевая с минерализацией 1,7 г/л. Незначительная минерализация вод горизонта в западной части Ергашкудукского прогиба, очевидно, объясняется близостью Центрально-Кызылкумских возвышенностей, где породы горизонта выходят на дневную поверхность и питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков. По мере удаления от Центральных Кызылкумов к востоку, где наряду с прибрежно-морскими глинисто-песчаными породами значительную часть разреза составляют лагунные гипситы, следует ожидать увеличение минерализации вод горизонта.

Миоценовый водоупор. Представлен мощной толщей красноцветных глинисто-алевритовых пород нижнетяньшаньской серии, выполняющих Голодно-степский и большую часть Байракумского прогиба. Как отмечалось выше, грубообломочные красноцветные породы нижнетяньшаньской серии, некогда развитые у подножия Туркестано-Нуратинских гор, были уничтожены последующим размывом на значительной части площади первоначального распространения. Только на удалении от гор, в сравнительно неширокой (30—40 км) зоне, сохранились гравийно-песчаные породы, имеющие подчиненное развитие среди мощных вмещающих мелкозернистых (рис. 8). Эти грубообломочные и песчаные породы крепко сцементированы и интенсивно загипсованы, составляют линзовидные быстро выклинивающиеся прослои. В гидрогеологическом отношении они не изучены, поэтому данная часть разреза не выделяется нами в самостоятельную таксономическую единицу, а описывается в составе миоценового водоупора. Мощность глинисто-алевритовых пород миоценового водоупора достигает 300—500 м. Они залегают на глинах палеогена и составляют с последним единый водоупор.

В западном направлении нижняя возрастная граница континентального миоцена испытывает значительное омоложение, поэтому в Восточных и Центральных Кызылумах водоупором служат уже только средне-верхнемиоценовые красноцветные глины агитминской свиты. Агитминские глины имеют значительную мощность (50—300 м) и отделяют нижнемиоценовый водоносный горизонт от верхнеплиоценового. Водоупорные отложения миоцена повсеместно погребены под более молодыми образованиями. В Ергашкудукском, Бердинском и Байракумском прогибах вскрыты на глубинах 300—400 м, а в Голодно-степском прогибе глубина их залегания достигает 1000—1200 м.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Породы, слагающие водоносный комплекс верхнего плиоцена, развиты на значительной части территории Голодной степи и Восточных Кызылкумов. Аллювиальные фации верхнего плиоцена занимают всю северную часть Голодной степи, севернее так называемого Мехнат-

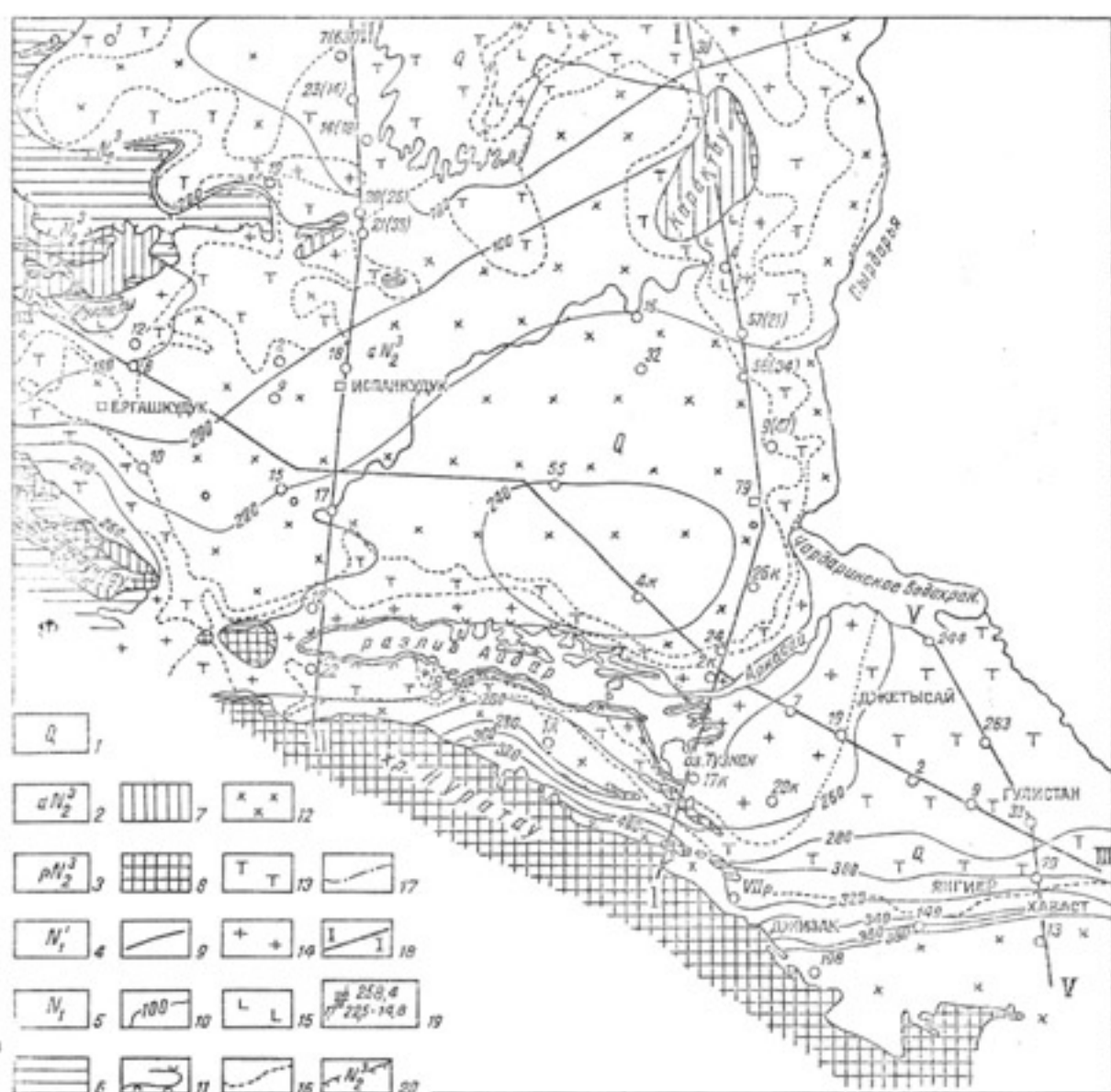


Рис. 23. Гидрогеологическая карта неоген-четвертичных отложений.

1—водоносный комплекс четвертичных отложений. Галечники, гравий, щебень, супеси, суглинки, 2—водоносный комплекс верхнеплиоценовых, алашских отложений. Пески и слабопроточные песчаники с прослоями глин и алевролитов, 3—водоносный комплекс верхнеплиоценовых, алашских отложений. Алевролиты с прослоями галечников, гравий, конгломератов, песчаников, 4—водоносный горизонт нижнеплиоценовых отложений. Песчаники, глины и алевролиты заглинившиеся, 5—миоценовый водоупор. Глины, алевролиты, 6—реставрированный палеогеновый водоупор. Глины, мергели, 7—выходы на поверхность меловых пород, 8—выходы на поверхность палеозойских пород, 9—границы между разными водоносными комплексами и водоупорными толщами, 10—гидрогеологическая граница первого от поверхности комплекса, 11—область разгрузки подземных вод водоносных комплексов верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, минерализация подземных вод (г/л): 12—до 1, 13—1—3, 14—3—10, 15—>10, 16—границы между участками с различной минерализацией воды, 17—уровень подземных вод со свободной поверхностью, 18—линия гидрогеологических разрывов, 19—гидрогеологическая скважина (колодезь): вверх—номер на карте, стрелки соответствуют величине напора подземных вод опробованного интервала, цифра у стрелки—абсолютная отметка пьезометрического уровня, слева—минерализация, г/л, справа: первая цифра—добыча, а/с, вторая—поглощение, м, 20—контур распространения проницаемых, но практически безводных пород первого плиоцена.

кашского вала. Различия в условиях осадконакопления предопределили неоднородность литологического строения водовмещающей толщи как по площади, так и в разрезе. Образования этого комплекса (арнасайская свита) на территории Голодной степи вскрываются под четвертичными отложениями на глубине 200—250 м. В Восточных Кызылкумах аллювиальные пески и песчаники ергашкудукской и денгизкуль-

ской свит слагают дневную поверхность на больших площадях. Водоносный комплекс верхнеплиоценовых аллювиальных отложений изучен по довольно значительному числу скважин, которыми он опробован как на территории Голодной степи, так и Восточных Кызылкумов (рис. 23—26).

Верхнеплиоценовые аллювиальные отложения представлены переслаивающимися песками и слабопрочными песчаниками с глинами и алевролитами. Суммарная мощность песчаных пород в общем разрезе аллювия 250—300 м и более.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что аллювиальные отложения р. Сырдарьи и ее правобережных притоков простираются на многие сотни километров — от Бекабада на востоке до Северных Кызылкумов на северо-западе. На территории Голодной степи ширина полосы аллювия достигает 40—60 км. Затем в районе Арнасай она сужается до 25 км. В Восточных Кызылкумах аллювий вновь занимает обширные площади, заполняя Ергашкудукский прогиб и прилегающие к нему территории, причем отдельные русла прослеживаются вплоть до юго-восточных предгорий Тамдытау и Джетымтау. Мощность водоносного комплекса аллювиальных отложений колеблется от нескольких десятков метров до 900 м (Голодностепский прогиб).

В Голодной степи, где плиоценовый аллювий погребен под четвертичными отложениями, подземные воды его имеют значительной напор. Местами (на площади развития молодых террас р. Сырдарьи) пьезометрическая поверхность напорных вод выше поверхности земли до 10—15 м, на остальной части уровень воды в них устанавлива-

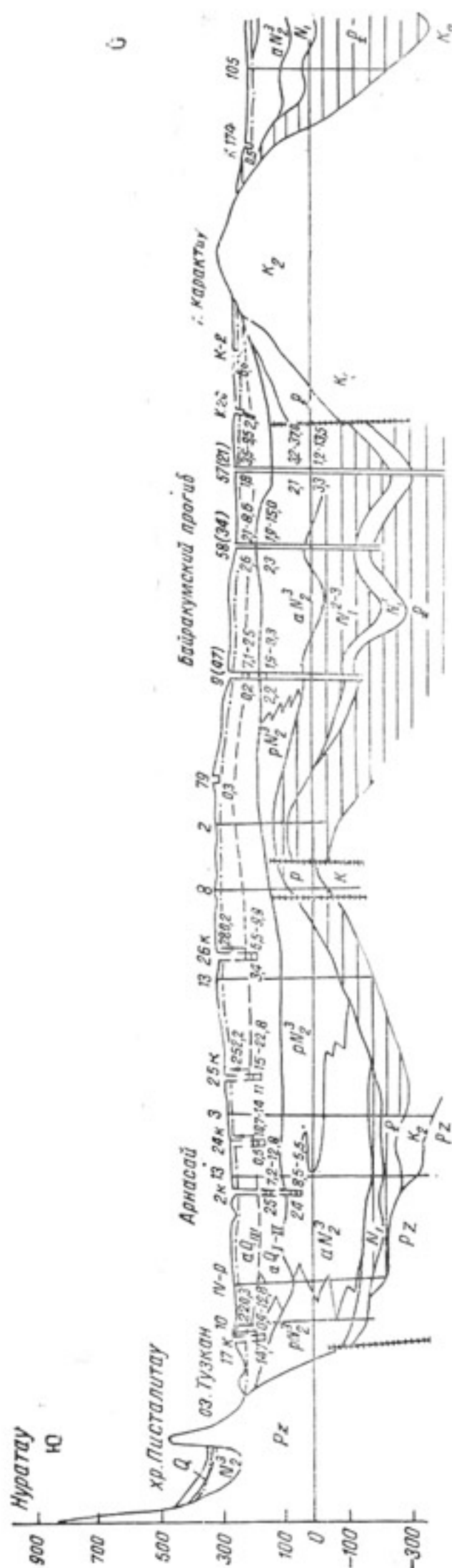


Рис. 24. Гидрогеологический разрез по линии I—I.

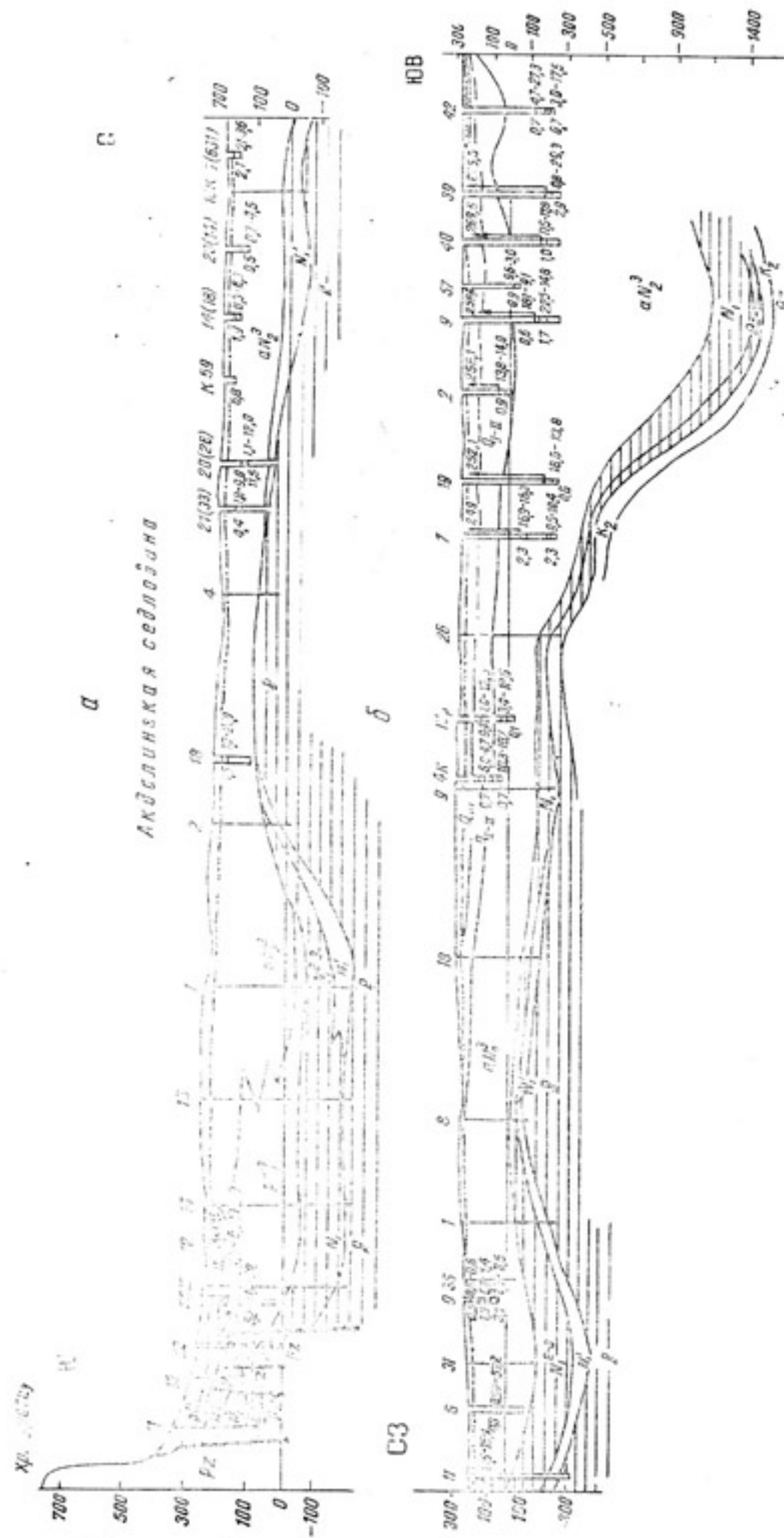


Рис. 25. Гидрогеологические разрезы по линиям II—II (а) и III—III (б).

ется на глубинах до 10 м. В Восточных Кызылкумах указанный комплекс первый от поверхности. Зона аэрации сложена в основном песками и рыхлыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Пески с поверхности интенсивно переработаны эоловыми процессами.

В отличие от Голодной степи, в Восточных Кызылкумах водоносный комплекс верхнеплиоценовых аллювиальных отложений — безнапорный. Зеркало грунтовых вод в них залегает на значительной территории на глубинах 20—50 м и лишь в зонах разгрузки приближается к поверхности земли.

Аллювиальные плиоценовые отложения на территории Восточных Кызылкумов дифференцируются по составу песков и по их окраске на две толщи. Верхняя часть разреза представлена серыми хорошо

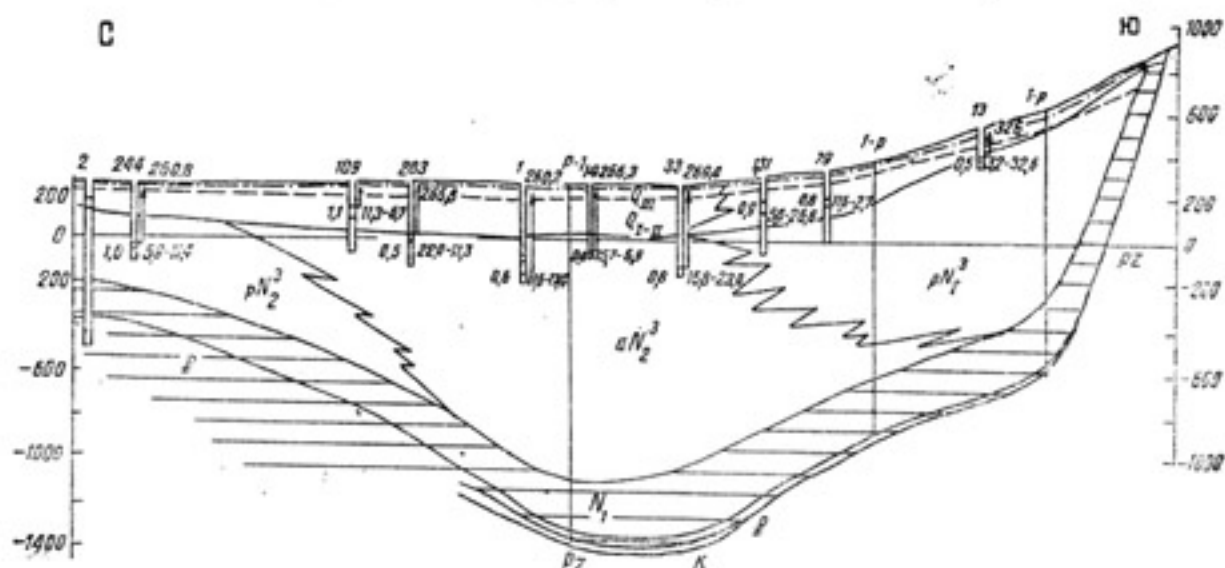


Рис. 26. Гидрогеологический разрез по линии V—V.

промытыми песками ергашкудукской свиты мощностью от 20—30 до 150 м. Нижняя часть разреза верхнего плиоцена сложена красно-бурыми полевошпато-кварцевыми, часто интенсивно загипсованными песками и песчаниками денгизкульской свиты. Максимальная мощность денгизкульской свиты в Ергашкудукском прогибе — 240 м. Съёмочные работы, проведенные в Восточных Кызылкумах, установили приуроченность пресных подземных вод в основном к серым пескам ергашкудукской свиты. Мощность песков с пресной водой колеблется в широких пределах. Так, в Ергашкудукском прогибе максимальная величина ее составляет до 150 м, в районе Акдалинской седловины (рис. 23) сокращается до 20—25 м.

На большей части территории Восточных Кызылкумов для водоносного комплекса верхнеплиоценовых аллювиальных отложений характерно постепенное увеличение минерализации подземных вод сверху вниз от пресных (до 1 г/л) до сильно солоноватых (3 г/л). Мощность переходной зоны подземных вод с минерализацией 1—3 г/л от 20 до 50 м. Только в районе Ергашкудукского прогиба на значительных площадях пресные воды распространяются по всему разрезу сероцветных аллювиальных песков. Вместе с тем в западной части прогиба, где отмечается расщепление аллювиальных серых песков на отдельные русла (южнее впадины Муллалы), в разрезе вновь фиксируется повышение общей минерализации до 3 г/л к подошве песков.

В Голодной степи направление движения подземных вод в плиоценовых аллювиальных отложениях с востока на запад. Уклоны пьезометрической поверхности довольно низкие — 0,0002—0,0003. Это свидетельствует о замедленном горизонтальном водообмене. В Восточных Кызылкумах направление движения подземных вод в аллювии верхнего плиоцена близко к северо-западному. Поток подземных вод, вы-

шедший из Голодной степи, несколько разворачивается на север. Уклоны его не превышают 0,0001—0,0002. Формирование уклонов зеркала подземных вод аллювия плиоцена определяется региональными условиями стока и разгрузки, совпадает с направлением общего падения рельефа дневной поверхности. Подземные воды аллювиальных отложений плиоцена имеют несколько зон разгрузки. На западе Голодной степи, где сужается полоса аллювия, они частично расходуются на перетекание в вышележащие водоносные горизонты четвертичных отложений. В Восточных Кызылкумах устанавливается их разгрузка

Таблица 6

Результаты опробования водоносного комплекса верхнеплиоценовых аллювиальных отложений

Номер скважины	Интервал опробования, м (интервал установки фильтра)	Расход воды, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с	Район
280	280—322	21,0	10,0	2,1	Голодная степь
87	329—420	25,0	9,4	2,66	
125	284—328	23,1	18,6	1,25	
153	305—313	20,6	13,9	1,49	
200	410—423	20,0	29,3	0,68	
213	428—443	11,6	17,8	0,85	Восточные Кызылкумы
11	65—75	2,1	16,4	0,12	
8	45,0—54,0	8,8	12,1	0,73	
9	101—112	6,0	1,4	4,3	
3	26—102	7,1	6,0	1,2	
15	91—103	6,0	2,0	3,0	
21(57)	176—253	1,18	13,5	0,08	
34(58)	33—142	1,9	15,0	0,12	

в районе впадины Муллалы, в Северных Кызылкумах — в Джанадарьинской дельте.

Водоносный комплекс вскрыт и опробован многочисленными скважинами как в Голодной степи, так и Восточных Кызылкумах. Водообильность пород довольно высокая, хотя и пестрая (табл. 6).

Удельные дебиты колеблются от 0,08 до 4,3 л/с. Наиболее высокие значения их характерны для русловых песков Сырдарьи, Чирчика, Ангrena в северо-восточной части Голодной степи (рис. 23). В центральной части Голодной степи и в Восточных Кызылкумах русловой аллювий характеризуется высокой водообильностью. В краевых частях развития аллювиальных отложений и там, где в разрезе основная роль принадлежит озерным осадкам, водообильность пород значительно снижается. В этих районах пески, как правило, тонкозернистые с многочисленными прослоями иловатых глин. Таким образом, площади, где развиты мощные толщии погребенных русловых песков, наиболее перспективны для заложения высокодебитных скважин. Проницаемость аллювиальных песков также весьма высокая. Коэффициенты фильтрации их изменяются от 2 до 10 м/сут.

Подземные воды комплекса характеризуются определенной геохимической зональностью. Для территории северной части Голодной степи, где распространены аллювиальные отложения палеорек Сырдарьи, Чирчика и Ангrena, хотя и отмечается рост минерализации с востока на запад, однако тип исходной минерализации подземных вод для этих долин неодинаков. Так, на востоке Голодной степи, где развиты древние отложения Сырдарьи до слияния ее с правобережными притоками пра-Чирчиком и пра-Ангренем, воды сульфатно-натриевые. Из долины Ангrena в Голодную степь поступают по плиоценовым отложениям пресные и ультрапресные воды с заметно пониженной жесткостью. По химическому составу эти воды гидрокарбонатно-кальциевые, реже натриевые.

По долине Чирчика в плиоценовом аллювии химический состав вод сульфатно-натриевый, реже гидрокарбонатно-натриевый. Воды бо-

лее жесткие, чем в плиоцене долины Сырдарьи и, особенно Ангрена. После слияния воды аллювия трех долин становятся сульфатно-натриевыми. Жесткость воды понижена, что является отличительным признаком подземных вод погребенного аллювия плиоцена.

На территории Восточных Кызылкумов отмечается более разнообразная гамма минерализации подземных вод аллювия и его гидрохимических характеристик, что, вероятно, обусловлено наложением современного питания их за счет атмосферных осадков. Вместе с тем имеются скважины, вскрывающие подземные воды, идентичные по гидрохимическому облику таковым аллювия верхнего плиоцена в Голодной степи.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пролувияльные отложения верхнего плиоцена развиты в предгорьях Мальгузарских гор и Нуратау. Распространяются довольно широкой полосой от горных массивов на юге до Мехнаткашского вала в пределах Голодной степи и по широте невысоких горных гряд Писталитау, Ханбандытау, далее на западе — до Айдарского понижения. Почти повсеместно перекрываются четвертичными пролувиальными отложениями и вскрываются скважинами на глубинах от 20 до 100 м. Лишь в Голодной степи в районе конусов выноса Заамна и Ходжамушкетская кровля плиоцена залегает на глубинах около 200 м.

Верхнеплиоценовые пролувиальные отложения представлены в основном алевролитами с линзами и прослоями галечников, гравелитов, конгломератов, песчаников. На юге Голодной степи значительные мощности алевролитов (около 200 м) и невыдержанность по площади отдельных прослоев грубообломочных пород обуславливают своеобразие распространения здесь подземных вод. Они приурочены главным образом к прослоям грубообломочных пород и часто не имеют общей пьезометрической поверхности. На основании этого данная территория рассматривается как район со спорадическим распространением подземных вод в плиоцене. В 10—15 км к северу от гор почти полностью исчезают прослои гравия и песка в разрезе. Здесь верхнеплиоценовые отложения представлены на всю мощность алевролитами и глинами. Ширина полосы развития водоупорных отложений верхнего плиоцена достигает 10—15 км. Северная граница водоупорных пролувиальных отложений верхнего плиоцена прослежена нами по линии Бекабад — Янгир — Дустлик — оз. Тузкан и далее на запад в 3—5 км севернее Айдарского понижения вплоть до возвышенности Дарбаза.

В предгорной зоне подземные воды пролувиальных отложений обладают значительными напорами. Пьезометрические уровни в них не превышают зеркала подземных вод в перекрывающих породах четвертичного возраста. Направление движения подземных вод ориентировано с юга на север, т. е. от гор к равнине. Уклоны зеркала достаточно велики (до 0,005—0,007). Разгрузка подземных вод пролувиальных отложений верхнего плиоцена осуществляется в основном через вышележащие водоносные горизонты четвертичных пролувиальных отложений в местах их общей разгрузки в солончаковых понижениях, фиксируемых в 15—20 км к северу от гор. На юге Голодной степи солончаки развиты по периферии слившихся конусов выноса ряда временно действующих потоков, стекающих с Мальгузарских гор. В северных предгорьях Нуратау разгрузка подземных вод пролувиального плиоцена, как и четвертичных отложений предгорий, осуществляется в Айдарское понижение. Здесь вдоль северных предгорий Нуратау последнее вытянуто почти на 70 км с востока на запад.

Верхнеплиоценовый комплекс пролувиальных отложений вскрыт и опробован рядом скважин (табл. 7).

Дебиты скважин колеблются от 2—5 до 22,5 л/с и вполне закономерно уменьшаются от гор на север в сторону равнины вслед за уменьшением мощности грубообломочных пород.

Водоносный комплекс в зоне высоких предгорий не отделяется водоупорными породами от четвертичных водоносных горизонтов и образует с ними общую водосодержащую толщу мощностью до 200—300 м.

Подземные воды плиоценовых отложений в предгорной зоне характеризуются четкой гидрохимической зональностью, ближе к горам, в зоне питания, они пресные, по мере удаления от гор их минерализация увеличивается до 3—10 г/л. Соответственно изменяется химический состав воды от гидрокарбонатно-кальциевого (в предгорьях Нуратау), магниевого (в предгорьях Мальгузар) до сульфатно-нат-

Таблица 7

Результаты опробования водоносного комплекса верхнеплиоценовых пролювиальных отложений

Номер скважины	Интервал опробования, м	Расход воды, л/с	Почвенные уровни, м	Удельный дебит, л/с	Район
5	139,0—140 0	14,0	2,3	6,1	Северные предгорья хр. Нуратау
7	138,0—210,0	11,9	4,4	2,7	
8	198,0—209 0	22 5	6,6	3,4	
16	140 0—161,0	13,7	13,8	0,99	
35	176 0—195 0	9,3	19 6	0 47	
56	126,0—143 0	5 0	3,64	1 37	

риевого в зонах разгрузки (располагающихся в 10—15 км к северу от гор).

Таким образом, в Голодной степи и Восточных Кызылкумах распространены значительные по мощности водоносные комплексы, приуроченные к аллювиальным и пролювиальным отложениям верхнего плиоцена. Большие мощности песков и песчаников, высокая водообильность пород, широкое площадное их развитие, низкая минерализация подземных вод позволяют рассматривать эти комплексы как важные источники хозяйственно-питьевого водоснабжения этой обширной территории.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Распространен в Голодной степи, северных предгорьях Нуратау и вдоль южной окраины Восточных Кызылкумов. Как отмечалось выше, в пределах данной территории, в северной и центральной ее частях, развиты аллювиальные отложения, в южной предгорной зоне — пролювиальные осадки. Подземные воды, приуроченные к четвертичным отложениям, как на территории Голодной степи, так и Восточных Кызылкумов детально описаны в ряде работ. Поэтому мы отметим лишь некоторые особенности их формирования.

На территории Голодной степи выделяется два района, принципиально отличающихся по условиям питания подземных вод четвертичных отложений — северный и южный. Первый занимает территорию от р. Сырдарьи до Центрально-Голодностепского коллектора, второй — от указанного коллектора до палеозойских горных массивов, обрамляющих Голодную степь с юга.

В пределах северного района водоносные отложения, входящие в четвертичный комплекс, содержат подземные воды, приуроченные к аллювиальным образованиям рек Сырдарьи, Ангrena и Чирчика. Подземные воды, приуроченные к верхним горизонтам, развитым до глубины 50—70 м, питаются в основном за счет фильтрационных потерь из ирригационных каналов и орошаемых полей. Поэтому химический сос-

тав подземных вод и их режим обусловлены качеством подаваемой на орошение поверхностной воды и величиной водоподачи. На горизонт грунтовых вод, залегающих близко к поверхности земли, влияют испарительные процессы, что привело к повышению его минерализации. Формирующиеся в верхних горизонтах четвертичных отложений запасы подземных вод расходуются на испарение и отток в коллекторно-дренажную сеть и р. Сырдарью. Определенную долю расходных статей баланса составляет вертикальный дренаж. По минерализации подземные воды слабосолоноватые, непригодные для питьевого водоснабжения.

Подземные воды нижних горизонтов четвертичных отложений (средне- и нижнечетвертичные) в этом районе основное питание получают за счет подземного притока, со стороны долин рек Ангрена и Чирчика. Эти горизонты залегают на глубинах 100—300 м и содержат на значительной площади пресные подземные воды. Минерализация подземных вод постепенно повышается с севера на юг. Эти горизонты имеют в кровле слои суглинков, отделяющие слабоминерализованные воды верхнечетвертичных отложений от пресных. Пьезометрическая поверхность подземных вод, приуроченных к нижним горизонтам четвертичных отложений, соответствует уровню грунтовых вод, либо несколько выше его. Поэтому питания из верхних горизонтов нет. Подземные воды из нижних горизонтов расходуются частично на перетекание в вышележащие горизонты и частично на отток в западную часть Голодной степи.

Пресные подземные воды нижних горизонтов четвертичных отложений используются для водоснабжения городов и сельских населенных пунктов. Здесь организовано несколько крупных водозаборов в Гулистане, Сырдарье, Джетысае, Бахте, Славянке и ряде совхозов.

Южный район резко отличается от северного по условиям формирования подземных вод в четвертичных отложениях мощностью до 200—250 м. Подземные воды формируются в основном за счет потерь из водотоков в пределах конусов выноса малых рек, стекающих с южного горного обрамления Голодной степи, а также подземного притока с гор. В пределах конусов выноса таких рек, как Санзар, Заамин формируются довольно мощные потоки подземных вод в гравийно-галечниковых отложениях, достигающие широты Южно-Голодностепского канала, вблизи которого уровень подземных вод приближается к поверхности земли. Разгрузка их осуществляется в солончаковых понижениях. В пролювиальных отложениях южного горного обрамления Голодной степи формируются пресные подземные воды, которые в настоящее время служат основным источником водоснабжения — в Джизаке и ряде совхозов и колхозов.

В северных предгорьях Нуратау (от Джизака до возвышенности Дарбаза), как и в предгорной зоне на юге Голодной степи, подземные воды в четвертичных пролювиальных отложениях формируются главным образом за счет фильтрационных потерь из временно действующих потоков, стекающих с гор, а также подземного притока с них.

Паводковый сток всех рек, стекающих с Нуратау на север, не достигает Айдарского понижения и полностью поглощается пролювиальными четвертичными отложениями. На этом основании можно оценить ресурсы подземных вод предгорий Нуратау по величине расхода горных рек, стекающих на север в предгорную равнину, сложенную пролювием. Так как горные реки несут пресные воды, то и подземные воды предгорного пролювия почти до Айдарского понижения пресные. Мощность четвертичных пролювиальных отложений достигает 100 м и постепенно сокращается с юга на север и с востока на запад. В районе Айдарского понижения сокращается мощность грубообломочных пород, уровень подземных вод приближается к дневной поверхности и происходит их разгрузка. Минерализация подземных вод резко

возрастает от 0,5—1,0 до 50—60 г/л. Таким образом, Айдарское понижение является зоной разгрузки подземных вод северных предгорий Нуратау.

В северных предгорьях Нуратау в четвертичных отложениях выявлены значительные запасы пресных подземных вод, на базе которых в настоящее время организуется централизованное водоснабжение промышленного узла, формирующегося в районе Учкулача, а также группы совхозов в западной части Голодной степи.

В Восточных Кызылкумах, севернее Айдарского понижения, четвертичные отложения представлены аллювиальными осадками р. Сырдарьи, которые сверху перекрыты эоловыми песками. Мощность четвертичного аллювия здесь не превышает 100 м. В основном это пески, к которым приурочен горизонт пресных грунтовых вод. Грунтовые воды питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков, весьма скудных в пустынной зоне. Подземные воды залегают на глубинах 15—50 м. Из-за ограниченного питания поток грунтовых вод маломощный. Направление движения грунтовых вод северо-западное с весьма небольшими уклонами (около 0,001) к впадине Муллалы. Здесь разгружается основная часть потока. Лишь в районе, прилегающем с севера к Айдару, отмечается частичная разгрузка.

Таким образом, подземные воды четвертичных отложений Голодной степи, северных предгорий Нуратау и Восточных Кызылкумов характеризуются большим разнообразием условий формирования, обусловленных различными источниками их питания в настоящее время.

На большей части территории Голодной степи под влиянием ирригационно-хозяйственной деятельности естественные источники питания сменились искусственными, что обусловило изменение сложившихся ранее закономерностей формирования ресурсов, химического состава и режима подземных вод. В северных предгорьях Нуратау и в Восточных Кызылкумах сохранились естественные условия формирования подземных вод.

В четвертичных отложениях на территории Голодной степи, за исключением центральной и западной ее частей, а также в северных предгорьях Нуратау развиты пресные подземные воды, за счет которых во многих районах частично решаются проблемы водоснабжения ряда городов, промышленных узлов и других населенных пунктов.

Глава VI. ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Так как верхнеплиоценовые водоносные комплексы в аллювиальных и пролювиальных отложениях формировались в одно и то же время, характеристика подземных вод, заключенных в них, дается в целом. Однако есть необходимость в рассмотрении особенностей формирования подземных вод верхнеплиоценовых отложений отдельно для Голодной степи и Восточных Кызылкумов. Это обусловлено тем, что в Голодной степи и северных предгорьях Нуратау водоносные комплексы верхнего плиоцена являются наиболее глубокозалегающим структурным элементом (зоной) верхнего гидрогеологического этажа, а в Восточных Кызылкумах этот комплекс является первым от поверхности земли.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

Кровля верхнеплиоценовых отложений на большей части площади развития залегает на глубине 200—250 м. В предгорьях Мальгузара и Нуратау она приближается к поверхности земли на 100 м. Уклоны пьезометрической поверхности на равнинной территории незначительны (0,0002—0,0003), что свидетельствует о малых скоростях движения

Гидрохимическая характеристика подземных вод
верхнего плиоцена по отдельным районам

Номер скважины	Интервал опробования, м	Формула солевого состава	Жесткость, мг-экв/л (общая)	Примечание (класс, группа, тип по О. А. Алексину)
Долина р. Чирчика				
12	210—245	$0,4 \frac{\text{SO}_4 62 \text{ HCO}_3 31}{\text{Na } 70 \text{ Ca } 17}$	2,1	Сульфатный, натриевая, I тип
51	319—336	$0,2 \frac{\text{HCO}_3 65 \text{ SO}_4 27}{\text{Na } 43 \text{ Ca } 31 \text{ Mg } 20}$	2,2	Гидрокарбонатный, натриевая, I тип
Слившиеся долины рек Чирчика и Ангrena				
52	246—281	$0,3 \frac{\text{HCO}_3 63 \text{ SO}_4 27}{\text{Na } 54 \text{ Mg } 28 \text{ Ca } 18}$	4,1	Гидрокарбонатный, натриевая, I тип
54	329—420	$0,3 \frac{\text{HCO}_3 61 \text{ SO}_4 35}{\text{Ca } 48 \text{ Na } 27 \text{ Mg } 25}$	3,3	Гидрокарбонатный, кальциевая, II тип
Долина р. Ангrena				
64	320—336	$0,3 \frac{\text{HCO}_3 69 \text{ SO}_4 18 \text{ Cl } 13}{\text{Na } 69 \text{ Ca } 23}$	1,5	Гидрокарбонатный, натриевая, I тип
72	280—332	$0,3 \frac{\text{HCO}_3 66 \text{ SO}_4 26}{\text{Na } 48 \text{ Ca } 32 \text{ Mg } 20}$	2,0	
87	228—240	$0,3 \frac{\text{HCO}_3 49 \text{ SO}_4 37 \text{ Cl } 14}{\text{Ca } 72 \text{ Na } 16 \text{ Mg } 12}$	4,7	Гидрокарбонатный, кальциевая, II тип
89	219—337	$0,2 \frac{\text{HCO}_3 62 \text{ SO}_4 31}{\text{Na } 63 \text{ Mg } 23 \text{ Ca } 14}$	1,1	Гидрокарбонатный, натриевая, I тип
98	231—256	$0,3 \frac{\text{SO}_4 48 \text{ HCO}_3 49}{\text{Ca } 43 \text{ Na } 32 \text{ Mg } 25}$	3,0	Сульфатный, кальциевая, II тип
Собственно долина р. Сырдарьи до слияния с правобережными притоками				
171	330—340	$0,7 \frac{\text{SO}_4 44 \text{ Cl } 31 \text{ HCO}_3 25}{\text{Na } 48 \text{ Ca } 32 \text{ Mg } 20}$	6,5	Сульфатный, натриевая, II тип
206	344—355	$0,6 \frac{\text{SO}_4 43 \text{ Cl } 30 \text{ HCO}_3 27}{\text{Na } 76 \text{ Ca } 20}$	2,9	Сульфатный, натриевая, I тип
209	412—481	$0,6 \frac{\text{SO}_4 56 \text{ HCO}_3 23 \text{ Cl } 21}{\text{Na } 50 \text{ Mg } 27 \text{ Ca } 23}$	4,5	То же, II тип
205	311—413	$0,4 \frac{\text{SO}_4 57 \text{ HCO}_3 31 \text{ Cl } 12}{\text{Na } 40 \text{ Ca } 32 \text{ Mg } 28}$	4,5	—
241	398—446	$0,7 \frac{\text{SO}_4 58 \text{ HCO}_3 29 \text{ Cl } 13}{\text{Na } 80 \text{ Ca } 15}$	2,2	То же, I тип
Северные предгорья Нуратау				
5	139—149, 198—210	$0,8 \frac{\text{SO}_4 49 \text{ Cl } 31 \text{ HCO}_3 20}{(\text{Na}+\text{K}) 52 \text{ Ca } 27 \text{ Mg } 21}$	6,4	Сульфатный, натриевая, I тип
7	220—230	$0,8 \frac{\text{SO}_4 47 \text{ Cl } 31 \text{ HCO}_3 22}{(\text{Na}+\text{K}) 54 \text{ Ca } 24 \text{ Mg } 22}$	6,1	
8	198—209	$0,5 \frac{\text{SO}_4 44 \text{ Cl } 28 (\text{HCO}_3+\text{CO}_3) 27}{\text{Na } 51 \text{ Mg } 26 \text{ Ca } 23}$	4,2	

Номер скважины	Интервал опробования, м	Формула солевого состава	Жесткость, мг-экв/л (общая)	Примечание (класс, группа, тип по О. А. Алексину)
16	140—161	$1.0 \frac{\text{SO}_4 66 (\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 21 \text{Cl} 13}{(\text{Na} + \text{K}) 87}$	2,05	
35	176—195	$0.3 \frac{\text{HCO}_3 45 \text{SO}_4 36 \text{Cl} 19}{(\text{Na} + \text{K}) 72 \text{Ca} 19 \text{Mg} 9}$	1,3	Гидрокарбонатный, натриевая, I тип
56	126—143	$0.7 \frac{\text{SO}_4 58 (\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 33 \text{Cl} 9}{(\text{Na} + \text{K}) 37 \text{Ca} 34 \text{Mg} 29}$	5,45	Сульфатный, натриевая, I тип
Восточные Кызылкумы				
8	45—54	$0.5 \frac{\text{SO}_4 57 \text{Cl} 25 \text{HCO}_3 18}{(\text{Na} + \text{K}) 40 \text{Ca} 32 \text{Mg} 28}$	5,2	Сульфатный, натриевая, II тип
1	30—40	$2.4 \frac{\text{SO}_4 71 \text{Cl} 21 \text{HCO}_3 36}{(\text{Na} + \text{K}) 48 \text{Ca} 36 \text{Mg} 16}$	21,5	
2	24—27	$0.7 \frac{\text{Cl} 63 \text{SO}_4 19 \text{HCO}_3 18}{\text{Mg} 42 (\text{Na} + \text{K}) 36 \text{Ca} 22}$	7,6	Хлоридный, магниевая, III тип
9	7—31	$0.5 \frac{\text{HCO}_3 42 \text{SO}_4 34 \text{Cl} 22}{(\text{Na} + \text{K}) 36 \text{Ca} 32 \text{Mg} 32}$	5,6	Гидрокарбонатный, натриевая, II тип
17	65—95	$1.7 \frac{\text{SO}_4 75 \text{Cl} 19 \text{HCO}_3 4}{(\text{Na} + \text{K}) 49 \text{Ca} 37}$	13,1	Сульфатный, натриевая, II тип
10	81—89	$4.2 \frac{\text{SO}_4 64 \text{Cl} 35}{(\text{Na} + \text{K}) 50 \text{Ca} 37 \text{Mg} 13}$	32,3	Сульфатный, натриевая, II
15	28—29	$0.8 \frac{\text{SO}_4 45 \text{Cl} 40 \text{HCO}_3 15}{\text{Ca} 38 \text{Mg} 33 (\text{Na} + \text{K}) 24}$	9,80	Сульфатный, магниевая, III тип
Северные предгорья Мальгузарского хребта				
13	123—159	$0.5 \frac{\text{SO}_4 42 \text{HCO}_3 28 \text{Cl} 25}{\text{Mg} 57 \text{Na} 21 \text{Ca} 21}$	7,4	Сульфатный, магниевая, II тип
18	75—136	$0.7 \frac{\text{SO}_4 51 \text{HCO}_3 32 \text{Cl} 27}{\text{Mg} 41 \text{Na} 31 \text{Ca} 28}$	7,1	
3	168—183	$0.7 \frac{\text{HCO}_3 52 \text{SO}_4 40 \text{Cl} 8}{\text{Mg} 37 \text{Na} 33 \text{Ca} 30}$	8,2	Гидрокарбонатный, магниевая, II тип

потока подземных вод в отложениях плиоцена. Гидравлическая связь с подземными водами верхних горизонтов четвертичных отложений, за исключением предгорных зон, отсутствует. Это предопределяет своеобразие условий формирования подземных вод в верхнеплиоценовых отложениях, что наиболее ярко выражается в химическом составе вод комплекса. Вместе с тем отмечаются различия в составе вод, формирующихся в пределах развития различных литолого-фациальных зон (табл. 8).

Химический состав вод, поступающих в пределы Голодной степи, неодинаков. Так, из долины р. Ангrena по верхнеплиоценовым отложениям движутся содовые воды с повышенной щелочностью за счет растворения полевых шпатов, слюды и других алюмосиликатов, содержащихся в изверженных породах. Мало отличаются по химическому составу воды, поступающие из долины Чирчика, где наряду с гидрокарбонатно-натриевыми отдельные пласты могут содержать и сульфатно-натриевые воды.

Иной тип подземных вод, сформированных в аллювиальных отложениях р. Сырдарьи до слияния ее с притоками. Во всех пробах воды

сульфатные, натриевые, II типа, что свидетельствует о смешении вод различного состава в этом районе.

По химическому составу обособлены подземные воды, поступающие на равнину с южного горного обрамления. Они гидрокарбонатно-магниевые или сульфатно-магниевые с несколько повышенной жесткостью за счет растворения доломитов, содержащихся в известняковых грядках Мальгузарских гор. После поступления в пределы Голодной степи химический состав подземных вод преобразуется (табл. 9).

Анализ гидрохимического состава подземных вод в аллювиальных отложениях верхнего плиоцена показывает, что по большинству проб на западе и в центральной части Голодной степи тип воды ме-

Таблица 9

Гидрохимическая характеристика подземных вод водоносного комплекса верхнеплиоценовых аллювиальных отложений

Номер скважины	Интервал опробования, м	Формула солевого состава	Жесткость, мг. экв/л. (общая)	Примечание (класс, группа, тип по О. А. Алекшину)
Восточная часть Голодной степи				
205	267—293	$\text{SO}_4 \ 62 \ \text{Cl} \ 25 \ \text{HCO}_3 \ 13$	7,1	Сульфатный, натриевая, II тип
23а		$\text{Na} \ 45 \ \text{Ca} \ 28 \ \text{Mg} \ 27$		
185	386—423	$\text{SO}_4 \ 56 \ \text{Cl} \ 26 \ \text{HCO}_3 \ 18$	3,5	Сульфатный, натриевая, II тип
2 гул		$\text{Na} \ 71 \ \text{Ca} \ 17 \ \text{Mg} \ 12$		
165	296—302	$\text{SO}_4 \ 57 \ \text{Cl} \ 24 \ \text{HCO}_3 \ 19$	5,8	
14 гул		$\text{Na} \ 45 \ \text{Ca} \ 29 \ \text{Mg} \ 26$		
176	405—423	$\text{SO}_4 \ 47 \ \text{HCO}_3 \ 30 \ \text{Cl} \ 23$	2,5	
1 гул		$\text{Na} \ 63 \ \text{Ca} \ 18 \ \text{Mg} \ 13$		
Западная часть Голодной степи				
77	414—423	$\text{HCO}_3 \ 55 \ \text{SO}_4 \ 33 \ \text{Cl} \ 12$	0,7	Гидрокарбонатный, натриевая, II тип
88 т—П		$\text{Na} \ 91 \ \text{Ca} \ 8$		
85	428—433	$\text{HCO}_3 \ 58 \ \text{SO}_4 \ 32 \ \text{Cl} \ 10$	0,7	
186 юк		$\text{Na} \ 92 \ \text{Ca} \ 8$		
66	273—330	$\text{SO}_4 \ 49 \ \text{Cl} \ 46 \ \text{HCO}_3 \ 5$	13,5	Сульфатный, натриевая, II тип
31 П		$\text{Na} \ 65 \ \text{Ca} \ 19 \ \text{Mg} \ 16$		
2 рэ	410—420	$\text{HCO}_3 \ 51 \ \text{SO}_4 \ 38 \ \text{Cl} \ 11$	0,6	Гидрокарбонатный, натриевая, II тип
Дуст		$\text{Na} \ 93$		

няется. Если в анионном составе резкое преобладание сульфатов над гидрокарбонатами и хлоридами довольно редко, то в катионном — изменения значительные. Так, ионы Na^+ почти полностью замещают ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , причем первые составляют 80—95% от суммы мг-экв катионов. Такое замещение ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , содержащихся в подземной воде, на ионы Na^+ пород, вероятно, происходит в результате катионного обмена по известной схеме Гедройца.



вода поглощающий комплекс вода поглощающий комплекс

Следует отметить, что содержание соды в воде не всегда соответствует гидрокарбонатно-натриевому типу воды. Часто тип воды сульфатно-натриевый. Погребенный аллювий в пределах Голодной степи характеризуется весьма низкой жесткостью подземных вод, даже тогда, когда эти воды не являются содовыми. Малая жесткость обуславливается, вероятно, высокой щелочностью, вызванной соответствующим минералогическим составом водовмещающих пород.

Такие различия химического состава подземных вод плиоценового погребенного аллювия и четвертичных аллювиальных отложений, залегающих на глубинах до 150 м, а также современных рек Сырдарья, Чирчика и Ангrena позволяют рассматривать их как практически не имеющих современного питания и сформированных в специфических палеогеографических условиях.

Мы предполагаем, что развитые в верхнеплиоценовых отложениях центральной части Голодной степи подземные воды в основном реликтовые. Это подтверждают выполненные изотопные исследования по дейтерию. Отобраны пробы воды из двух скважин, вскрывших погребенный аллювий плиоцена. Данные определений в этих скважинах со-

Таблица 10

Результаты определений содержания дейтерия в воде

Место отбора	Концентрация дейтерия	
	абсолютное содержание, ат. %	относит. δ пром., ‰
Дустликская ГПП, скв. 5р, водоносный комплекс aN_2^3	0,01370	-130,4
Голодноостепская ГГЭ, скв. 2рз, водоносный комплекс aN_2^3	0,01400	-112,2
Сырдарья в районе г. Бекабад	0,01420	-96,2
Крупская ГПП, водоносный горизонт O_{IV}	0,01430	-95,0
Крупская ГПП, к-7к-1	0,01436	-92,5
Крупская ГПП, водоносный горизонт O_{IV}	0,01478	-64,6
Раватская ГПП, скв. 13п, водоносный комплекс pN_2^3	0,01467	-71,5
Раватская ГПП, скв. 15п, водоносный комплекс pN_2^3	0,01448	-83,5

поставлены с концентрацией дейтерия в поверхностной воде р. Сырдарья (г. Бекабад), подземных водах современных отложений, взаимосвязанных с водами р. Сырдарья, подземных водах верхнеплиоцен-четвертичных отложений предгорных районов, где заведомо известно их современное инфильтрационное происхождение (скв. 13-п, 15-п). Анализы проводились на масс-спектрометре МИ-1305 по методике ВСЕГИНГЕО для двулучевого измерения изотопов водорода (табл. 10).

Река Сырдарья имеет смешанное питание. Основную долю составляют ледниково-дождевые воды, в меньшей степени участвуют разгружающиеся по пути в реку подземные воды четвертичных отложений. Концентрация дейтерия (96‰) вполне соответствует этому. В расположенной вблизи от реки скважине, вскрывшей современные отложения (O_{IV}), получена идентичная по дейтерию подземная вода (-95‰). С удалением от реки в верхнечетвертичных отложениях развиты воды несколько более тяжелые, чем в р. Сырдарье. В них основную часть составляют дождевые воды, возможно поступление более обогащенных дейтерием оросительных вод. В подземных водах верхнеплиоцен-четвертичных отложений предгорных районов, имеющих современное преимущественно дождевое питание, содержание дейтерия составляет от -71,5 до -83,5‰.

Наиболее легкими, обедненными дейтерием, являются воды верхнеплиоценовых отложений центральной части Голодной степи: от -111,2 до -130,4.

Различие в содержании дейтерия в подземных водах погребенного плиоценового аллювия и более молодых водоносных горизонтов на территории Голодной степи свидетельствует о различных условиях их формирования.

Следовательно, есть основание говорить об отсутствии современного питания подземных вод в погребенном аллювии верхнеплиоцено-

вого и, вероятно, нижнечетвертичного возраста на территории Голодной степи. Водоносные горизонты верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений не связаны с водоносными горизонтами верхней части разреза четвертичных отложений, а также более древними. Нам замечено, что водоносные горизонты среднечетвертичных и, особенно верхнечетвертичных, отложений содержат подземные воды, которые не соответствуют химическому составу вод, развитых в отложениях N_2^1 и Q_1 . При сравнении содержания и соотношения макрокомпонентов видно, что водоносные горизонты верхне- и среднечетвертичных отложений хорошо связаны с грунтовыми водами.

Типы вод одинаковые, что свидетельствует об одних и тех же условиях современного формирования подземных вод верхней гидрогеологической зоны. Резкие различия в химическом составе подземных вод между верхними и нижними водоносными горизонтами дают возможность точнее провести границу между двумя гидрогеологическими зонами, рассматривать их раздельно как обособленные системы. Все сказанное выше относится к северной, западной и центральной частям Голодной степи, где развиты аллювиальные отложения.

Другая гидрогеологическая обстановка на юге Голодной степи, где развиты водоносные горизонты пролювиальных отложений предгорной зоны Мальгузара и Нуратинских гор. Для всего разреза верхнеплиоцен-четвертичных отложений характерна зональность, присущая конусам выноса.

Таким образом, можно сделать выводы о влиянии фаций и литологического состава отложений на формирование в них разных типов подземных вод. Так, пролювиальные отложения, образующиеся за счет сноса и переотложения известняково-доломитовых пород Мальгузарских гор содержат в основном гидрокарбонатные или сульфатно-магниево-натриевые подземные воды. В переходной зоне воды сульфатно-натриевые или хлоридно-натриевые.

На основании приведенных выше данных с учетом указанной характеристики палеогеографических условий Голодной степи в позднелиоценовое время можно сделать следующие выводы. В позднем плиоцене центральная и северо-восточная часть Голодной степи представляла собой аллювиальную равнину пра-Сырдарьи и ее крупных многоводных притоков — пра-Чирчика и пра-Ангрена, а подножия Туркестано-Нуратинских гор — слабо наклонные равнины с водотоками мелкоречного и временно-суходольного типа.

Климат в конце плиоцена был близок к современному, хотя и мягче, чем в настоящее время. Осадков выпадало значительно больше, на что указывают большая мощность песчаных отложений, наличие пресных и ультрапресных вод содового состава. Следовательно, в позднем плиоцене и в начале четвертичного времени подземные воды Голодной степи формировались под большим влиянием действующих в то время рек.

На юге вдоль подножия Туркестано-Нуратинских гор в вершинах и средней части конусов выноса, сложенных грубообломочными и песчаными отложениями в позднем плиоцене, как и в настоящее время, формировались пресные подземные воды. По мере удаления от гор и замещения грубообломочных пород мелкоземами, т. е. по периферии предгорной равнины, происходило и происходит засоление и разгрузка подземных вод. На это указывает интенсивная загипсованность верхнеплиоценовых алевроито-глинистых пород и большое количество соленчаков на сочленение предгорной равнины с позднелистоценовой аллювиальной равниной Сырдарьи.

К настоящему времени значительно изменились условия формирования подземных вод в отложениях верхнего плиоцена, особенно в северо-восточной и северной частях Голодной степи. В течение позднелиоценового времени на территорию Голодной степи поступали воды только атмосферного генезиса. В ходе геологического развития, в ус-

ловиях аридного климата и накопления мощной толщи континентальных аллювиально-пролювиальных отложений, химический состав подземных вод видоизменялся под влиянием процессов выщелачивания пород на одних участках территории и аккумуляции солей на других.

Некоторые выводы по особенностям формирования подземных вод в верхнеплиоценовых отложениях. Из описания палеогеографических и палеогидрогеологических условий Голодной степи в плиоцене и в четвертичном периоде видно, что хотя на севере Голодной степи речные системы действовали непрерывно, тем не менее различия имеются и в мощности аллювиальных отложений и в гидрохимическом облике подземных вод. Причем особенно разительны отличия в гидрохимическом облике подземных вод верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений от подземных вод верхней зоны.

В отложениях плиоцена на территории Голодной степи к погребенному аллювию приурочены подземные воды, которые по гидрохимическому облику не имеют аналогов в настоящее время. Весьма низкая минерализация, содовый тип воды, очень малая жесткость воды, высокое содержание ионов Na^+ — все это свидетельствует об обособленных условиях формирования подземных вод в позднем плиоцене в пределах древних речных долин. Суммарная мощность песчаных пород аллювия верхнего плиоцена не менее чем в два раза больше галечниковой и песчаной четвертичной толщи, значит палеогеографическая обстановка в плиоцене была иной, чем в настоящее время. Об этом же свидетельствует более значительная мощность песчаных пород в плиоцене в ряде других предгорных районов. При общей продолжительности позднего плиоцена в 3 раза длилнее всего четвертичного периода, мощность грубообломочных пород верхнего плиоцена в 3—4 раза больше аналогичных четвертичного возраста. Следовательно, «живая» сила водных потоков в плиоцене была не ниже, чем в настоящее время. Это, в свою очередь, может быть обусловлено несколько более влажным климатом, по сравнению с современным аридным. На это указывают содовый тип минерализации подземных вод в погребенном верхнеплиоценовом аллювии и низкая общая минерализация их на значительном удалении от области питания (вплоть до Восточных Кызылкумов).

В четвертичное время транспортирующая сила потоков несколько уменьшается и правобережные притоки Сырдарьи отступают на север.

На юге Голодной степи подобного явления не отмечалось. Потоки, стекающие с Мальгузара и Туркестанского хребта на север, были недостаточно водообильны. Во всяком случае они были не мощнее современных.

Важный вывод можно сделать при изучении гидрохимического состава подземных вод в верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях Голодной степи. Погребенные воды, не связанные с современными источниками питания, развиты не только в верхнем плиоцене, но и в более молодых осадках (Q_I и частично Q_{II}). На это указывают пониженная жесткость, высокое содержание ионов Na^+ и содовый тип минерализации. На этом основании можно четче разграничить верхнюю гидрогеологическую зону от нижней. Она проводится где-то на глубине 150—180 м. Возможно, такое разграничение двух зон может соответствовать определенной геологической границе.

Верхняя зона характеризуется довольно тесной взаимосвязью подземных вод с грунтовыми. У них общее питание — ирригационные воды. На это указывают не только данные по химическому составу вод, но и результаты режимных наблюдений. Отмечается полная синхронизация колебания уровня воды как в верхних слоях, так и на глубинах до 150 м. На этом основании Н. Н. Ходжибаев выделил так называемые «искусственные водонапорные системы».

Таким образом, в плиоцен-четвертичном разрезе Голодной степи содержатся горизонты аллювия, принадлежащие к различным речным

системам и областям сноса. Эти горизонты характеризуются несколько различным типом минерализации подземных вод. В северной и северо-восточной части Голодной степи, в погребенном под аллювиальными наносами Сырдарьи древнем аллювии пра-Чирчика и пра-Ангрена в настоящее время вскрываются гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией около 0,4—0,6 г/л, содержанием ионов натрия до 95% от суммы катионов.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА В ВОСТОЧНЫХ КЫЗЫЛКУМАХ

Верхнеплиоценовые аллювиальные отложения являются первым от поверхности водоносным комплексом, содержащим грунтовые воды. На большей части территории Восточных Кызылкумов мощность его достигает 100—150 м, а в районе Ергашкудукского прогиба — до 300 м.

Таблица 11

Гидрохимическая характеристика подземных вод
верхнего плиоцена Восточных Кызылкумов

Номер водопункта	Интервал опробования, м	Формула солевого состава	Жесткость общая, мг экв/л	Класс, группа, тип, по О. А. Алейкину
Скв. 12	65—72	$0,9 \frac{\text{Cl } 47 \text{ SO}_4 \text{ 27 HCO}_3 \text{ 26}}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ 71 Mg } 18 \text{ Ca } 11}$	4,3	Хлоридный, натриевая, II тип
Скв. 9	101—112	$1,3 \frac{\text{Cl } 38 \text{ HCO}_3 \text{ 31 SO}_4 \text{ 31}}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ 75 Mg } 18 \text{ Ca } 7}$	5,4	Хлоридный, натриевая, II тип
Кол. Косторак	25,2	$0,5 \frac{\text{SO}_4 \text{ 36 HCO}_3 \text{ 35 Cl } 29}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ 55 Ca } 36 \text{ Mg } 9}$	3,9	Сульфатный, натриевая, II тип
Кол. Буроват	38,3	$2,1 \frac{\text{SO}_4 \text{ 58 Cl } 30 \text{ HCO}_3 \text{ 12}}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ 82 Ca } 11}$	5,6	Сульфатный, натриевая, II тип
Кол. Жанакудук	29,6	$0,6 \frac{\text{HCO}_3 \text{ 35 SO}_4 \text{ 34 Cl } 31}{(\text{Na} + \text{K}) \text{ 52 Ca } 25 \text{ Mg } 23}$	4,7	Гидрокарбонатный, натриевая, II тип
Кол. Кукен	51,3	$2,4 \frac{\text{SO}_4 \text{ 82 Cl } 12 \text{ HCO}_3 \text{ 6}}{\text{Ca } 62 (\text{Na} + \text{K}) \text{ 24 Mg } 14}$	28,0	Сульфатный, кальциевая, II тип
Кол. Шамраш	30,0	$0,3 \frac{\text{HCO}_3 \text{ 39 Cl } 31 \text{ SO}_3 \text{ 30}}{\text{Mg } 48 \text{ Ca } 44 (\text{Na} + \text{K}) \text{ 8}}$	5,6	Гидрокарбонатный, магниевая, II тип

Подземные воды, приуроченные к аллювиальным отложениям практически не движутся. Уклоны потока едва достигают 0,0001—0,0002. Отсюда следует, что скорость горизонтального водообмена весьма незначительна. Вместе с тем при рассмотрении химического состава подземных вод можно увидеть довольно пеструю картину. Так, имеются воды, которые по гидрохимическому облику аналогичны водам, заключенным в верхнеплиоценовых аллювиальных отложениях на территории Голодной степи. Эти воды содовые, имеют очень низкую жесткость. Наряду с содовыми на территории Восточных Кызылкумов многими выработками вскрыты воды, которые по гидрохимическому облику резко отличаются (табл. 11).

Имеющиеся данные указывают на неоднородность химического состава вод и их общей минерализации в вертикальном разрезе. Пресные воды занимают верхнюю часть разреза, что свидетельствует о современном питании их за счет инфильтрации атмосферных осадков. Малая величина атмосферных осадков в Восточных Кызылумах (около 100 мм в год) способствует формированию пресных грунтовых вод лишь в верхней части водоносного комплекса плиоцена. Поэтому, как свидетельствуют материалы съемок, пресные воды на значительной части территории, прилегающей к Сырдарье с запада, «плавают» на

водах более высокой минерализации. Мощность зоны опреснения здесь, устанавливаемая по редкой сети скважин, достигает 20—30 м, реже больше.

Иная картина отмечается на участках, где устанавливается довольно мощная толща аллювия пра-Сырдарьи, несколько севернее разлива Айдар и в районе Ергашкудукского прогиба и Испанкудука. Здесь скважинами вскрыты аллювиальные пески и песчаники мощностью 100—200 м. Как показывают материалы опробования, они содержат пресные грунтовые воды на всю мощность сероцветного аллювия ергашкудукской свиты, т. е. в Восточных Кызылкумах устанавливается наличие значительных по мощности зон распространения песков с пресной водой. Объяснить формирование пресных вод в этих зонах только за счет инфильтрации атмосферных осадков трудно.

При внимательном рассмотрении палеогеографических построений и ознакомлении с аэрофото- и космоснимками мы пришли к выводу, что распространение зон с максимальными мощностями песков, содержащих пресные воды, вероятно, связывается с приуроченностью их к древним, наиболее интенсивно действовавшим руслам р. Сырдарьи, вышедшей, как известно, в пределы Восточных Кызылкумов в позднем плиоцене. В это время действовали мощные потоки грунтовых вод, формирующихся в результате потерь из отдельных крупных протоков р. Сырдарьи. В последующем в результате смещения русла р. Сырдарьи к востоку, к современной долине, выработанные русла заполнились пресной водой на всю мощность песков. В настоящее время слабое инфильтрационное питание происходит за счет атмосферных осадков.

Глава VII. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ И ЗАПАСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

На юге Голодной степи в пределах распространения полосы аллювиальных отложений предгорий Мальгузарского хребта подземные воды верхнего плиоцена питаются за счет притока с гор в месте сочленения палеозойских отложений с породами плиоцена, частично за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на поверхность земли, сложенную проницаемыми породами верхнего плиоцена. Можно принять, что по полосе примыкания неогена к горам по аналогии с хорошо изученными водоносными горизонтами с корректировкой на мощность грубообломочных пород из палеозоя на 1 пог. км может поступать 1—2 л/с, тогда по всей длине предгорий (120 км) в плиоценовые отложения приток подземных вод может достигать 100—250 л/с.

В южной части Голодной степи плиоценовые отложения выходят на поверхность земли на площади около 300 км². По данным метеостанции Джизак, в предгорной зоне средняя годовая сумма осадков достигает 425 мм. Если принять, что 5% от суммы осадков идет на пополнение запасов подземных вод в плиоцене, то часть ресурсов, формирующихся за счет инфильтрации атмосферных осадков, составляет ~250 л/с.

Таким образом, общая величина питания подземных вод верхнеплиоценовых отложений на юге Голодной степи составляет 350—500 л/с, т. е. ресурсы ограничены.

Расчет естественных ресурсов подземных вод верхнего плиоцена предгорной зоны по величине расхода потока в зоне, где он заканчивает формирование, также дает аналогичные значения их (~500 л/с) при принятых по данным опробования параметрах: $km=80$ м²/сут; $I=0,005$; $B=100$ км.

Так как проницаемые породы верхнего плиоцена в предгорной зоне занимают незначительные площади и имеют малые мощности, естественные запасы их не оцениваем. Наибольший интерес представляют пресные подземные воды в отложениях верхнего плиоцена в пределах северной и северо-восточной частях Голодной степи, где развиты погребенные аллювиальные пески палеорек Сырдарьи, Чирчика и Ангrena. Они питаются за счет весьма слабого подземного притока со стороны долин Чирчика, Ангrena, а также головной части долины р. Сырдарьи по выходе ее из Бекабадской теснины. Общий расход потока подземных вод, поступающих по погребенному плиоценовому аллювию в Голодную степь, составляет, по нашим оценкам, 170—200 л/с, причем 2/3 его расхода приходится на правобережные притоки Чирчика и Ангrena. Имеющиеся оценки ресурсов подземных вод верхнеплиоценового комплекса весьма приближенные. В связи с тем, что верхнеплиоценовый водоносный комплекс на севере Голодной степи залегает на значительной глубине (около 250 м) интерес представляют упругие запасы заключенных в нем подземных вод.

Оценка упругих запасов произведена по известным в теории упругого режима зависимостям

$$\Delta\tau = \beta^x \cdot \tau \Delta P_{cp}, \quad (1)$$

где $\Delta\tau$ — величина упругих запасов;

β^x — коэффициент упругости пласта;

τ — объем пласта;

ΔP_{cp} — снижение напора.

Здесь

$$\beta^x = p\beta_v + \beta_c. \quad (2)$$

В указанной зависимости p — пористость; β_v — коэффициент объемной упругости воды, β_c — коэффициент объемной упругости пласта.

Подставляя значение β^x в предшествующую формулу, получим

$$\Delta\tau = (p\beta_v + \beta_c) \cdot \tau \cdot \Delta P_{cp}. \quad (3)$$

Зная объем пласта (τ) на площади развития погребенного аллювия плиоцена и задаваясь значением ΔP , равным по величине напору под кровлей плиоценовых отложений, оценим упругие запасы.

Для расчета примем следующие исходные данные:

$$n = 0,2, \quad \beta_v = 5 \cdot 10^{-5} \frac{1}{at}, \quad \beta_c = 10^{-4} \frac{1}{at}, \quad \tau = F \cdot m, \quad F = 6400 \text{ км}^2 = 6,4 \times$$

$\times 10^9 \text{ м}^2$ — площадь развития погребенного аллювия на территории Голодной степи, m — средняя мощность плиоценового аллювия — 400 м. $\Delta P = 250 \text{ м} = 25 at$. Тогда $\Delta\tau = (0,2 \cdot 5 \cdot 10^{-5} + 10^{-4}) \cdot 6,4 \cdot 10^9 \times 4 \cdot 10^2 \cdot 25 = 6,4 \cdot 10^9 \text{ м}^3$.

Принятые нами значения упругости скелета учитывают сжимаемость не только водоносных грубозернистых отложений, но и слабопроницаемых глинистых пород.

На территории Голодной степи в погребенном аллювии верхнего плиоцена пресные подземные воды занимают около 2000 км². Следовательно, упругие запасы пресных подземных вод могут составлять величину $\Delta\tau = 2 \cdot 10^9 \text{ м}^3$, или 2 км³. Если принять срок сработки запасов $t = 10\,000$ сут, то возможная суммарная производительность водозаборов может достигать:

$$Q = \frac{\Delta\tau}{t} = 2,0 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{сут}, \text{ или } 2,3 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Приведенные оценки указывают на то, что в погребенном аллювии содержатся упругие запасы пресных подземных вод в таком ко-

личестве, которое позволяет организовать несколько крупных водозаборов производительностью каждого по 250—300 л/с.

При большом дефиците пресных вод в Голодной степи указанное количество пресных подземных вод весьма значительно и представляет интерес как объект, за счет которого возможна организация централизованного водоснабжения.

Оценка ресурсов и упругих запасов произведена довольно условно из-за сравнительно слабой изученности гидрогеологических параметров. Они несколько занижены, прежде всего потому, что принято минимально возможное значение упругости толщи, состоящей на две трети из глинистых пород. Кроме того, не учитывается перетекание, которое может оказаться весьма значительным.

Поскольку верхнеплиоценовый и четвертичный комплексы имеют между собой определенную гидравлическую связь, эксплуатационные запасы подземных вод будут обеспечиваться не только упругими запасами плиоценовых отложений, но и сработкой емкостных запасов вышележащей толщи четвертичных отложений. По нашим оценкам, емкостные запасы в пределах площади развития пресных вод $F = 2000 \text{ км}^2$ при принятой эффективной водоотдаче 0,07 и снижении уровня на 100 м составляют $1 \cdot 10^9 \cdot 0,07 \cdot 100 = 14 \cdot 10^9 \text{ м}^3$. Таким образом, общие естественные ресурсы и запасы могут существенно превысить приведенные ранее предельные оценки.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ РАЗВИТИЯ ПОГРЕБЕННОГО АЛЛЮВИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

Как отмечалось, естественные ресурсы подземных вод аллювия плиоцена малы, тем не менее в силу глубокого залегания водоносного комплекса он обладает достаточно большими упругими запасами. Площадь распространения погребенного плиоценового аллювия на территории Голодной степи превышает 2000 км^2 . Прогнозные эксплуатационные запасы мы оценивали по двум расчетным схемам.

Первая схема учитывает только сработку упругих запасов подземных вод верхнеплиоценового комплекса на площади развития пресных вод. Пласт рассматривается как неограниченный в плане, так как аллювий имеет значительное площадное развитие.

Так как на всей площади аллювий верхнего плиоцена характеризуется практически одинаковой глубиной залегания и сравнительно близкими значениями мощностей песчаных отложений, то для прогнозной оценки запасов можно принять систему скважин в замкнутом пласте (пласт — круг) со средними значениями гидрогеологических параметров (km, a) с учетом поступления современного питания. Оценка запасов выполнена для срока, равного 10000 сут, который принимается в подобных случаях.

Гидрогеологические параметры (km, a) для оценки запасов заимствованы из материалов гидрогеологических исследований, выполненных Голодностепской экспедицией ПГО «Узбекгидрогеология» при разведке на отдельных участках. Таким образом, запасы оцениваются для пласта — круга с постоянным расходом.

$$S = \frac{Q - Q_{\text{дон}}}{\pi km} \cdot \frac{at}{Rn^2} + \frac{Q}{2\pi km} \cdot \ln \frac{R_n}{r_x} \quad (4)$$

В расчете приняты следующие исходные данные:

km — 400 м²/сут; S — допустимое понижение = 250 м; $a = 5 \cdot 10^5$ м²/сут; $t = 10000$ сут; r_k — расчетный радиус водозабора (в пределах действительной площади расположения скважин); P — периметр = 100 км = 100 000 м; $r_n = 0,1 \cdot P = 10000$ м. $Q_{\text{дон}}$ — современное питание = 200 л/с = 17,2 тыс. м³/сут; R_n — приведенный радиус, определяемый приближенно по следующей формуле:

$$R_n = \sqrt{\frac{F}{\pi}} = 45000 \text{ м.}$$

Здесь F — действительная площадь развития аллювия = 6,4 тыс. км². Подставляя в формулу (4) имеющиеся значения, получим

$$250 = \frac{Q_{\text{сум}}^{-1.7200}}{3,14 \cdot 400} \cdot \frac{0 \cdot 10^5 \cdot 10^4}{(45000)^2} + \frac{Q_{\text{сум}}}{2 \cdot 3,14 \cdot 400} 2,3 \lg \frac{45000}{10000}.$$

Решая уравнение относительно $Q_{\text{сум}}$, получим его значение

$$Q_{\text{сум}} = 115 \text{ тыс. м}^3/\text{сут, или } 1,35 - 1,4 \text{ м}^3/\text{с.}$$

Вторая расчетная схема учитывает наличие взаимосвязи водоносных слоев, т. е. допускается возможность перетекания из четвертичного комплекса в плиоценовый при условии, что уровни воды в четвертичных отложениях снижаться не будут из-за наличия оросительной и ирригационной сети. Толща рассматривается как слоистая с постоянным питанием сверху. В этом случае расчетная формула имеет следующий вид:

$$Q_{\text{сум}} = \frac{2\pi km S}{\ln \frac{R_{\text{пр}}}{R_0}}. \quad (5)$$

Здесь $R_{\text{пр}} = 1,12 B$, где B — коэффициент перетекания, определяемый по следующей формуле:

$$B = \sqrt{\frac{km \cdot m_0}{k_0}}, \quad (6)$$

km — суммарная водопроницаемость толщи = 1000 м²/сут;

m_0 — мощность разделяющего слоя, равная 250 м;

k_0 — коэффициент фильтрации разделяющего слоя, принимаемый по справочным данным, равным 10^{-3} м/сут.

В этом случае

$$B = \sqrt{\frac{1000 \cdot 250}{10^{-3}}} = 1,6 \cdot 10^4 \text{ м.}$$

Тогда $R_0 = 1,12 \cdot 1,6 \cdot 10^4 = 1,8 \cdot 10^4$ м. $R_0 = 0,1 P$, где P — периметр действительной площади расположения скважин в площадной системе $P = 100000$ м; $R_0 = 10000$ м. S принимаем равным 100 м.

Подставляя в формулу (5) имеющиеся параметры, получим

$$Q_{\text{сум}} = \frac{2 \cdot 3,14 \cdot 1000 \cdot 100}{2,3 \lg \frac{1,8 \cdot 10^4}{104}} = 12,1 \text{ м}^3/\text{с.}$$

Приведенные расчеты показывают, что при весьма жестких условиях вполне возможна организация централизованного водоснабжения за счет подземных вод погребенного плиоценового аллювия.

Могут вызывать опасения возможности перетекания вод повышенной минерализации из вышележащих горизонтов четвертичных отложений. Оценим время, когда возможно поступление вод повышенной минерализации из четвертичных отложений в плиоценовый комплекс,

содержащий пресные воды. Возможная скорость движения вод $V = \frac{kI}{\mu}$.

Здесь k — коэффициент фильтрации по вертикали разделяющего слоя, принимаемый равным 0,001 м/сут; I — уклон, предельное значение которого принимаем равным 1, μ — водоотдача, берется в расчет ее значение, равное 0,2. В этом случае скорость движения

$$V = \frac{10^{-3} \cdot 1}{0,2} = 5 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут.}$$

Мощность разделяющего слоя m принимаем равной 100 м. В этом случае время (t) поступления в плиоценовый комплекс вод повышенной минерализации из четвертичных отложений составит

$$t = \frac{m}{V} = \frac{100}{5 \cdot 10^{-3}} = 20000 \text{ сут, что превышает 50 лет.}$$

Так как целенаправленных исследований по изучению коэффициента фильтрации разделяющих слоев не проводилось, результаты расчетов по первой схеме принимаем как наиболее гарантированную величину запасов. Расчеты по второй схеме выполнены с целью общей ориентировочной оценки всех потенциальных запасов пресных подземных вод аллювиальных плиоценовых отложений на территории Голодной степи.

Таким образом, подземные воды плиоценового аллювия можно рассматривать как надежный источник хозяйственно-питьевого водоснабжения этого района Узбекистана.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА ДЛЯ ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ ГОРОДОВ И ЦЕЛИННЫХ СОВХОЗОВ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

В Голодной степи системы водоснабжения складывались без единого плана — по мере освоения отдельных массивов. Так, в староорошаемой северо-восточной ее части в качестве источника водоснабжения использовались поверхностные воды из каналов, а в последнее время — пресные воды верхнеплиоцен-среднечетвертичных аллювиальных отложений, широко распространенных на этой территории.

По мере роста городского и сельского населения доля подземных вод в общем водопотреблении на хозяйственно-питьевые нужды возрастала. В настоящее время почти все населенные пункты этого района используют на питьевые нужды только подземные воды.

На юге Голодной степи по мере увеличения числа населенных пунктов водоснабжение их за счет подземных вод плиоцен-четвертичных отложений становится преобладающим.

В центральной и западной частях Голодной степи в связи с освоением земель необходимо было решить вопросы водоснабжения населенных пунктов. Освоение, начатое в 1956 г., продолжается и в настоящее время. Так как в верхней части четвертичных отложений на указанной территории подземные воды солоноватые и не могут служить источником водоснабжения, в последние годы проходились скважины на глубину 300—500 м.

Выше отмечалось, что пресные подземные воды в отложениях верхнего плиоцена вскрыты сравнительно недавно. Пока имеется незначительное количество эксплуатационных скважин, которыми отбирается вода из отложений неогена. По результатам исследований, выполненных Голодностепской экспедицией на юге Голодной степи, отбор подземных вод из отложений верхнего плиоцена не превышает 15—20 л/с единичными скважинами.

В центральной и северо-восточной части Голодной степи на площади развития погребенного верхнеплиоценового аллювия отбор подземных вод 100—120 л/с, причем в основном в г. Гулистане.

Более интенсивно эксплуатируются подземные воды ниже- и среднечетвертичных отложений. На территории Голодной степи отбор воды из указанных отложений на хозяйственно-питьевые нужды достигает 600—700 л/с, что приближается к величине разведанных эксплуатационных запасов. Следовательно, дальнейшее увеличение отбора подземных вод возможно только из отложений верхнего плиоцена.

На отдельных площадях, особенно на юге Голодной степи — в предгорной зоне, оценка запасов подземных вод четвертичных отложений практически завершена и нет возможности за их счет покрывать

потребности в воде всех потребителей, которые непрерывно растут в связи с начавшимся освоением Джизакской степи.

Следовательно, вся центральная и западная части Голодной степи должны иметь автономные источники водоснабжения. Таковыми здесь могут быть только пресные подземные воды в нижнечетвертичных и верхнеплиоценовых отложениях, характеризующихся одними и теми же площадями распространения.

Анализ имеющихся материалов по распространению погребенного аллювия и пресных подземных вод в нем дает основание рассмотреть несколько вариантов расположения водозаборов. На значительной части территории можно организовать автономные водозаборы для отдельных хозяйств и поселков. Прежде всего это относится к северо-восточной части Голодной степи. Здесь уже сейчас изученность разреза позволяет вполне обоснованно развивать водоснабжение за счет подземных вод верхнеплиоцен-нижне-среднечетвертичных отложений.

Водозаборы для отдельных мелких потребителей могут состоять из 2—3 скважин в пределах каждого хозяйства.

Можно организовать крупные централизованные водозаборы производительностью до 200—250 л/с по типу уже эксплуатируемых для г. Гулистана. Вода из-за пониженной жесткости удобна для хозяйственных нужд.

В центральной части Голодной степи как на территории Узбекистана, так и Казахской ССР можно создать небольшие и крупные групповые водозаборы практически на всей площади распространения погребенного верхнеплиоцевого аллювия. Вышележащие водоносные комплексы содержат подземные воды, не пригодные для хозяйственно-питьевых целей. Сложившееся водоснабжение поселков в центре Голодной степи весьма неудовлетворительно. Часть населенных пунктов снабжается водой для питьевых целей за счет поверхностных вод каналов (в период их действия), привоза в автоцистернах за десятки километров, что создает трудности и зачастую перебои в хозяйственно-питьевом водоснабжении.

Выявленные нами пресные подземные воды в аллювиальных отложениях неогена позволяют решить вопросы водоснабжения основной части населенных пунктов, так как ориентировочные запасы пресных вод по величине достигают 1,4 м³/с.

В 1978 г. успешно завершена детальная разведка трех групповых водозаборов на подземные воды верхнего плиоцена в центральной части Голодной степи. Эксплуатационные запасы пресных подземных вод 500 л/с утверждены ТКЗ Мингео УзССР. Таким образом, наши прогнозные оценки перспектив использования подземных вод верхнего плиоцена и рекомендации на отдельных участках подтвердились. В дальнейшем следует приступить к разведочным работам на новых площадях, которые позволят дать полную оценку эксплуатационных запасов пресных подземных вод неогенового аллювия и одновременно решить проблему водоснабжения целинных совхозов в центральной и западных частях Голодной степи.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПОСТАНОВКЕ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ПРЕСНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

В центральной части Голодной степи наряду с оценкой общих эксплуатационных запасов подземных вод в верхнеплиоценовых аллювиальных отложениях оценены их ресурсы. При этом мы исходили из следующих соображений.

1. Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод в четвертичных отложениях центральной части Голодной степи недостаточны для покрытия потребности в воде хозяйственно-питьевого назначения всех существующих и проектируемых населенных пунктов на этой территории.

2. В ближайшие годы станет невозможной переброска воды по водоводам из южной части Голодной степи в центральную, так как на юге резко увеличивается потребность в воде, а запасы пресных подземных вод в предгорьях могут удовлетворить запросы в ней на месте.

3. Территория, выдвигаемая под разведку, максимально приближена к будущим потребителям в пределах центральной части Голодной степи, а на некоторых участках может быть совмещена с водозаборами, эксплуатирующими водоносный горизонт нижнечетвертичных отложений. Следовательно, имеются предпосылки для максимального сокращения эксплуатационных затрат, а также затрат на строительство новых водоводов.

Приведенная выше прогнозная оценка ресурсов естественных и эксплуатационных запасов базируется на относительно редкой сети глубоких скважин, пройденных на территории Голодной степи. Тем не менее можно считать достоверность определения южной границы распространения погребенного верхнеплиоценового аллювия р. Сырдарьи и ее правобережных притоков вполне удовлетворительной. Поэтому постановка специальных работ для ее уточнения, по нашему мнению, в настоящее время нецелесообразна.

Недостаточно изучены пресные воды в отложениях верхнего плиоцена. Следует отметить, что технические погрешности в оборудовании скважин, вскрывших и опробовавших водоносный комплекс плиоцена, не всегда позволяли нам однозначно судить о величине минерализации подземных вод в них. Так, анализ материалов показывает, что иногда на общем фоне пресных вод неожиданно вскрываются минерализованные с иным гидрохимическим обликом. Из большого числа пересеченных скважинами песчаных слоев в верхнеплиоценовых отложениях, иногда и значительных по мощности (свыше 20 м), в основном опробовались лишь один или два.

Таким образом, необходимы уточненные данные о характере изменения минерализации подземных вод в плиоценовых отложениях на западе территории, а также по всему разрезу.

На западе Голодной степи, где происходит сочленение и сложное переслаивание погребенного аллювия р. Сырдарьи с подобными отложениями ее правобережных притоков, особое внимание должно быть уделено детальному изучению фаций. Пока лишь установлена погребенная долина Палеосырдарьи шириною 20 км, которой соединяются аллювиальные отложения верхнего плиоцена Голодной степи и Восточных Кызылкумов.

В связи с наличием в разрезе верхнего плиоцена различных пачек аллювиальных отложений, не известных ранее, имеющаяся информация о фильтрационных свойствах пород весьма неоднородна и далеко неполноценна.

Переслаивание в плиоцене фациально различных пачек свидетельствует о различии в химическом составе вод, приуроченных к ним. Поэтому необходимо детальное их картирование с тем, чтобы уточнить по всему разрезу.

Наряду с пресными подземными водами имеются солоноватые. Они могут быть и минеральными лечебными, что было установлено для одного из участков в районе г. Гагарина (Ержар).

В настоящее время недостаточно изучены условия взаимосвязи подземных вод верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. Это усложняет выбор реальной расчетной схемы для оценки эксплуатационных запасов.

Следовательно, основными рекомендациями являются предложения по методике разведки и оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод на площади их развития.

Первоочередными задачами является уточнение площадного развития зоны пресных вод и фильтрационных свойств погребенного аллювия. Мы отмечали, что в плиоценовом водоносном комплексе на

территории Голодной степи фиксируется до 4 слоев песков мощностью по 20 м каждый и более. Следовательно, важной задачей должно быть также выявление и выбор наиболее водообильных слоев (пластов), характеризующихся одновременно и наименьшей минерализацией. Так как вероятно наличие двух слоев и более, могущих явиться объектом разведки, должны быть изучены возможные взаимовлияния их при эксплуатации и надежность глинисто-алевролитовых водоупоров.

Принимая во внимание что минерализация воды и типы ее изучены недостаточно полно одной из задач последующих исследований должно быть выявление закономерного изменения их химического состава, уточнение приуроченности вод разного типа к определенным частям разреза или фациям.

Поэтому бурение скважин должно осуществляться таким образом, чтобы опробовать отдельные фациальные пакки внутри аллювия верхнего плиоцена, без чего невозможно выявить все закономерности формирования в них вод различного гидрохимического облика.

Одной из важнейших задач последующих исследований должно быть изучение условий взаимосвязи подземных вод неогена и четвертичных отложений для обоснования расчетной фильтрационной схемы, наиболее объективно отвечающей реальной природной обстановке. С этой целью необходимо провести опытные работы по определению параметров перетекания, а также организовать наблюдения за действующими водозаборами, эксплуатирующими четвертичные и верхнеплиоценовые водоносные комплексы.

В теоретическом плане задачей дальнейших исследований должно быть выявление роли литологического состава водоупоров и водоупорных пород погребенного аллювия в формировании современного гидрохимического облика подземных вод.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ И ЗАПАСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРИЙ НУРАТАУ И ВОСТОЧНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

В предгорьях Нуратау четвертичные и верхнеплиоценовые отложения образуют единый водоносный комплекс, который представлен галечниками, гравелитами и конгломератами.

Основной источник питания подземных вод комплекса — поверхностные водотоки, стекающие с Нуратинских гор на предгорную равнину. На равнине поверхностные водотоки поглощаются пролювиальными отложениями предгорного шлейфа. Разгрузка подземных вод осуществляется в Айдарское понижение (рис. 23), заполненное в настоящее время сбросными водами из р. Сырдарьи и крупных коллекторов, выводящих дренажные воды с орошаемых массивов центральной части Голодной степи.

Естественные ресурсы подземных вод северных предгорий Нуратау оценены Д. Ляном, Р. С. Муракаевым и др. несколькими методами: по сумме расходов временно действующих водотоков, стекающих с Нуратау на северную предгорную равнину; по величине расхода потока подземных вод в зоне транзита; по расходованию на испарение на площади Айдарского понижения, где практически полностью разгружаются потоки подземных вод, сформированные на предгорной равнине.

Общая величина ресурсов подземных вод, приуроченных к четвертичным и верхнеплиоценовым пролювиальным отложениям, по указанным оценкам составляет 2,3—2,8 м³/с. На долю пролювиальных отложений верхнего плиоцена приходится около одной трети общего расхода потока, т. е. 0,7—0,9 м³/с. Если принять во внимание, что предгорный шлейф вытягивается вдоль северных предгорий Нуратау на 160 км, то становится вполне очевидной весьма незначительная величина естественных ресурсов подземных вод указанных отложений.

Принимая во внимание, что в Восточных Кызылкумах верхнеплиоценовые отложения слагают поверхность земли на обширной площади, интерес представляет величина питания подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков.

В среднем, по данным метеостанции «Тамды», на территории Восточных Кызылкумов выпадает осадков до 100 мм/год. Если, по литературным данным, из них расходуется на инфильтрацию на уровень грунтовых вод около 5 мм/год, то при общей площади песчаных массивов Восточных Кызылкумов — около 30 тыс. км², величина ежегодного питания может достигать $0,005 \times 3 \cdot 10^{10} \text{ м}^3 = 5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, или около 1,6 м³/с, в том числе на территории Узбекской ССР $\approx 0,6\text{—}0,7 \text{ м}^3/\text{с}$. При такой большой территории Восточных Кызылкумов указанная величина естественных ресурсов весьма ограничена и не может рассматриваться как крупный источник формирования эксплуатационных запасов подземных вод.

Значительный интерес представляют заключенные в песках и песчаниках верхнего плиоцена естественные емкостные запасы подземных вод. Как уже отмечалось ранее, мощности песчаных отложений здесь изменяются от 50—60 до 200 м, составляя в среднем около 140 м. Статические (емкостные) запасы их весьма велики. При общей площади развития верхнеплиоценовых аллювиальных отложений в Восточных Кызылкумах, равной 30 тыс. км², средней мощности аллювия 140 м и коэффициенте водоотдачи 0,1 статические запасы составляют $3 \cdot 10^{10} \times 140 \times 0,1 = 42 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$, или 420 км³.

По материалам съемочных и поисковых работ, проведенных на территории Восточных Кызылкумов установлено, что мощность аллювиальных песков с пресной водой колеблется от 20—30 м в восточной и северной частях ее до 200 м в районе Ергашкудукского прогиба. По данным предыдущих исследователей она составляла несколько десятков метров. В пределах Восточных Кызылкумов они вполне справедливо называли площади развития пресных вод не «линзами», а залежью. В настоящее время мы располагаем материалами поисково-съемочных работ, выполненных в последние годы, которые уточняют сведения о масштабах объема пресных вод, приуроченных к аллювиальным отложениям плиоцена. Водосодержащие пески и песчаники с пресной водой занимают около половины общей площади Восточных Кызылкумов. Если принять по материалам поисково-съемочных работ их мощность в районе Ергашкудукского прогиба равной в среднем 100 м, то на площади около 2000 км², занятой ими, имеется около $2 \cdot 10^9 \cdot 100 \cdot 0,1 = 2 \cdot 10^{10} \text{ м}^3 = 20 \text{ км}^3$ пресной воды. На остальной менее изученной части Восточных Кызылкумов мощность песков с пресной водой составляет около 30 м. Возможный объем пресных вод здесь $28 \cdot 10^9 \cdot 30 \cdot 0,1 = 8,4 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$, или 84 км³.

Приведенные оценки естественных ресурсов и запасов указывают на то, что территория Восточных Кызылкумов имеет большие перспективы на выявление здесь крупных месторождений пресных подземных вод в аллювии верхнего плиоцена. Это очень важно, так как уже сейчас на соседней территории Центральных Кызылкумов выявляются новые месторождения полезных ископаемых, на базе которых созданы и проектируются горнодобывающие комплексы. Водоснабжение населения возникающих в Кызылкумах городов и поселков пока осуществляется из р. Амударьи, качество воды которой неуклонно ухудшается. Поэтому в перспективе необходимо иметь новые источники хозяйственно-питьевого водоснабжения. Даже приближенные оценки естественных запасов пресных подземных вод Восточных Кызылкумов свидетельствуют о необходимости форсирования проведения здесь поисково-разведочных работ, направленных на оценку эксплуатационных запасов пресных подземных вод аллювиальных отложений верхнего плиоцена для водоснабжения горнорудных объектов в Кызылкумах.

**ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ДЛЯ ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ
И ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ КЫЗЫЛКУМОВ**

В Кызылкумах система водоснабжения складывалась по мере их освоения. При развитии лишь отгонного животноводства водоснабжение и обводнение пастбищ ориентировались на сеть колодцев и скважин, обеспечивающих полностью нужды животноводов. В конце пятидесятих годов с открытием месторождений полезных ископаемых вырос поселок Зарафшан и др. Нужды в воде как хозяйственно-питьевого, так и технического назначения удовлетворяли за счет водовода из р. Амударьи, удаленной от объектов потребления на 150 км.

Многие годы (около 20 лет) подаваемая водоводом вода из р. Амударьи полностью обеспечивала нужды населения и промышленности. Однако в последнее время сток по р. Амударье в нижнем ее течении становится непостоянным и, что самое главное, общая минерализация воды непрерывно возрастает. В результате несколько месяцев в году минерализация воды превышает 1,0 г/л при жесткости более 10 мг-экв/л. Поэтому возникла необходимость иметь для развивающегося комплекса горнорудных предприятий Кызылкумов дополнительный источник хозяйственно-питьевого водоснабжения. Приведенные выше оценки естественных запасов пресных подземных вод в верхнеплиоценовых отложениях Восточных Кызылкумов свидетельствуют о том, что здесь имеется достаточно надежный источник хозяйственно-питьевого водоснабжения для промышленных объектов Центральных Кызылкумов.

Определенную сложность представляет рассредоточение водозаборов на значительной площади развития золых песков со слаборазвитой сетью грунтовых дорог. Следует отметить, что изученность гидрогеологических условий Восточных Кызылкумов более низкая, чем прилегающих районов Центральных Кызылкумов, северных предгорий Нуратау и Голодной степи. Поэтому главной задачей проводящихся здесь поисковых работ является уточнение площади развития аллювиальных отложений верхнего плиоцена и отдельных крупных русел пра-Сырдарьи с пресными подземными водами, с одновременным определением мощности зон с пресными водами, выяснение возможных дебитов скважин. Так как имеются сведения о наличии в разрезе зон с различной минерализацией, то должны быть установлены такие площади, где возможна эксплуатация пресных вод без подсоса снизу вод с повышенной минерализацией. Поэтому глубина изучения аллювиальных отложений должна быть достаточной для картирования водопоров, подстилающих песчаные отложения, и точного установления зон развития пресных вод в них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение новейших отложений имеет первостепенное значение, так как они являются непосредственным объектом хозяйственной деятельности иместилищем столь важных для Голодной степи и Кызылкумов запасов пресных подземных вод. В то же время они представляют собой важный элемент природного ландшафта, рациональное использование которого должно проводиться с учетом бережного отношения и сохранения естественных ресурсов окружающей среды.

Кроме прикладного значения, исследование новейших отложений интересно и актуально с научной точки зрения. Данный регион занимает ключевую позицию в Средней Азии. Здесь происходит сочленение новейших орогенных формаций с морскими и континентальными отложениями платформенного типа, сплошным чехлом покрывающими равнины Турана. Корреляция этих отложений, установление их возраста и соотношения друг с другом позволяют детализировать хронологическую последовательность основных этапов развития не только восточных районов Туранской плиты, но и сочлененного с ней постплатформенного орогена Тянь-Шаня. Ороген на протяжении всей новейшей истории или большей ее части являлся областью поднятия и размыва, а прилегающие районы Туранской плиты — областью аккумуляции сносимого с горных сооружений обломочного материала. Поэтому все фазы усиления тектонических движений в орогене, или периоды их ослабления, нашли яркое отражение в коррелятивных новейших отложениях, выполняющих внутриорогенные и предорогенные прогибы и Сырдарьинскую впадину.

Разрез орогенных моласс Тянь-Шаня расчленен нами на три серии — нижне-, средне- и верхнетяньшаньскую. К нижней относится олигоцен-миоценовая (миоценовая в предгорной зоне) красноцветная молассовая формация, к средней — мио-плиоценовая сероцветная озерная соляно-гипсовая, а к верхней — верхнеплиоценовая буроцветная молассовая. Серии являются региональными подразделениями и соответствуют трем крупным тектоно-климатическим циклам. В предорогенной зоне развиты только красноцветные и буроцветные молассы, разделенные толщей бледно-розовых карбонатных кор ирташской свиты. Кобы отвечают периоду относительного тектонического покоя Тянь-Шаня и соответствуют среднетяньшаньской серии межгорных впадин.

В пределах Голодной степи и Кызылкумов неоген представлен отложениями миоцена и верхнего плиоцена. Нижне-среднеплиоценовые отложения здесь отсутствуют. Этому времени соответствует перерыв в осадконакоплении и выработка регионального денудационного среза. В разрезе миоцена выделяются морские отложения нижнего миоцена и континентальная средне-верхнемиоценовая агитминская свита. В верхнем плиоцене по литолого-фациальным признакам выделяются свиты: тузканская, арнасайская, денгизкульская и ергашкудукская.

Трансгрессия миоценового моря, смена морских условий осадконакопления континентальными, длительные перерывы в осадконакоплении, развитие речных систем, конфигурации крупных озерных водоемов обусловлены совместным влиянием дифференцированных тектонических движений и климатических условий. Максимальная трансгрес-

сия моря приходится на ранний миоцен. В среднем — позднем миоцене Кызылкумы служили ареной континентальной аккумуляции. Ранний — средний плиоцен — период перерыва в осадконакоплении и широкого развития денудационных процессов. В это же время в орогене в условиях нисходящего развития рельефа вырабатывается полигенетическая поверхность выравнивания, фиксируемая карбонатными корами по периферии пенеплинизированных горных сооружений, а в межгорных впадинах, занятых бессточными озерами, формируется соляно-гипсовая формация. Поздний плиоцен ознаменовался интенсивным воздыманием и разрастанием по площади орогена Тянь-Шаня, похолоданием и увлажнением климата, зарождением постоянно действующей гидрографической сети, выходом Сырдарьи из Ферганской котловины в Голодную степь и Кызылкумы и началом формирования этой рекой обширных озерно-аллювиальных равнин.

Новейшая стадия развития региона началась в олигоцене и продолжается до настоящего времени. Выделение ее основано на активизации тектонических движений, получивших выражение в рельефе, и коррелятивных новейших отложениях. Основными неотектоническими структурами Сырдарьинской впадины являются зоны поднятий и прогибов, осложненные и ограниченные продольными и поперечными разломами и флексурами. Новейшие движения и структуры впадины развивались унаследованно от предшествующего мезозойско-палеогенового структурного плана. Перестройка структурного плана выразилась в образовании наложенных компенсационных предорогненных прогибов — Арысского, Келесского, Ташкентско-Голодностепского. Новообразованными элементами являются разломы северо-восточного антитяньшаньского простирания и крупные взбросы и надвиги, возникшие по границам предгорных и межгорных впадин, по которым палеозой надвинут на дислоцированные молассы.

В новейшей стадии выделяются основные этапы развития: олигоценовый, миоценовый, ранне-среднеплиоценовый, позднеплиоценовый, и четвертичный. Анализ этих этапов показывает, что активное тектоническое развитие складчатой структуры чередовалось или сменялось относительным тектоническим покоем. Но в целом для новейшей стадии характерным является общее нарастание тектонической активности от начальных этапов к заключительным. Длительное абсолютное погружение, господствующее в палеоцене и эоцене, сменилось в олигоцене общим слабо дифференцированным поднятием.

В раннем миоцене происходит распад единой до этого эпигерцинской платформы на Туранскую плиту и ороген Тянь-Шаня. Но ранний миоцен представляет собой эпоху еще спокойного тектонического развития с небольшим размахом вертикальных движений, о чем свидетельствует глинисто-алевритовый состав отложений и их крайне незначительная мощность.

В среднем — позднем миоцене наблюдаются активизация орогена, интенсивное опускание предорогненных прогибов и осевой зоны Сырдарьинской впадины, в которых мощность миоцена достигает 400—600 м.

Ранне-среднеплиоценовый этап характеризуется общей стабилизацией и затуханием тектонической активности, кондендационным развитием платформенных структур и тектоническим покоем орогена Тянь-Шаня. Позднеплиоценовый этап — период наиболее активного и контрастного проявления тектонических движений по сравнению с ранним — средним плиоценом и миоценом. Проявившаяся на рубеже плиоцена и плейстоцена мощная фаза складчатости привела к смещению буроветвистых моласс, разрыву их многоамплитудными (1000—1500 м) взбросами и надвигами, возникающими на границе гор с предгорными впадинами.

Четвертичный этап характеризуется максимальными амплитудами и скоростями вертикальных тектонических движений. Территория раз-

вивается в обстановке общего поднятия и ослабления опускания, которое проявляется лишь в относительном погружении Ташкентско-Голодноостепского прогиба и осевой зоны Сырдарьинской впадины.

Изученность гидрогеологических условий Голодной степи и Восточных Кызылкумов разная. Наиболее полно нам удалось осветить особенности формирования подземных вод в верхнеплиоценовых отложениях Голодной степи. Восточные Кызылкумы, как мы отмечали, исследованы менее детально. Поэтому наши построения и выводы нуждаются в проверке и подтверждении дополнительными фактическими материалами, так как здесь не удалось полностью раскрыть генезис и реально оценить естественные ресурсы и запасы пресных подземных вод в аллювиальных отложениях неогена.

Аллювиальные верхнеплиоценовые отложения на территории Голодной степи залегают на глубинах 250—650 м и в них большой удельный вес имеют пачки песчаников и песков с мощностью отдельных слоев до 20 м. В Восточных Кызылкумах аллювиальные пески верхнего плиоцена залегают либо с поверхности, либо перекрыты сравнительно маломощными четвертичными водноаккумулятивными или эоловыми образованиями.

Впервые уверенно прослежены границы развития погребенного аллювия Сырдарьи и ее правобережных притоков, контролирующие распространение пресных подземных вод в Голодной степи.

Установлено, что в позднем плиоцене, как и в настоящее время, между конусами выноса предгорий южного горного обрамления Голодной степи и речными долинами на севере, существовала пролювиальная равнина, сложенная в основном водоупорными алевролитами и глинами. Конусы выноса таких рек, как Заамин, Рават, Хаваст в позднем плиоцене были маломощными и не соединялись с долиной пра-Сырдарьи, которая занимала северную часть Голодной степи. Аналогичная картина отмечается и для северных предгорий Нуратау. Развитые здесь небольшие речки не достигали долины пра-Сырдарьи.

Сплошное развитие аллювиальных верхнеплиоценовых отложений в северной и западной частях Голодной степи контролирует распространение наиболее выдержанных водоносных образований. Следовательно, имевшиеся суждения о спорадическом развитии подземных вод в верхнеплиоценовых отложениях данной территории несостоятельны. Это требует дальнейшего изучения выделенного водоносного комплекса.

Таким образом, выявленный перспективный водоносный комплекс в погребенном аллювии верхнего плиоцена, пригодный для использования в целях централизованного водоснабжения городов, промышленных объектов и сельских населенных пунктов как на территории Голодной степи, так и на обширных пространствах Восточных Кызылкумов.

Имеющиеся материалы по большому числу скважин, особенно в Голодной степи, позволили установить условия залегания, закономерности формирования и распространения пластов-коллекторов подземных вод в верхнеплиоценовых отложениях и раскрыть некоторые закономерности формирования химического состава подземных вод в погребенном аллювии неогена.

Приведенные оценки естественных и эксплуатационных запасов пресных подземных вод верхнеплиоценового комплекса указывают на необходимость дальнейшего изучения их с целью определения реальных возможностей их использования для удовлетворения нужд народного хозяйства в источниках хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Необходимо подчеркнуть, что выполненные обобщения уже реализуются в практике поисково-разведочных работ на подземные воды в гидрогеологических подразделениях Мингео УзССР. В настоящее время разведанные и утвержденные запасы пресных подземных вод в аллювиальных отложениях верхнего плиоцена составляют 0,5 м³/с.

На основе анализа гидрогеологической обстановки и условий формирования подземных вод в новейших отложениях разработаны рекомендации и методика проведения поисково-разведочных работ для удовлетворения нужд народного хозяйства в пресных подземных водах Голодной степи и Восточных Кызылкумов.

Необходимо решить следующие вопросы при дальнейших исследованиях:

1) изменения минерализации и химического состава подземных вод в мощной толще верхнеплиоценовых отложений с целью выявления наиболее пригодных для эксплуатации интервалов;

2) изменчивости литолого-фациального состава водовмещающих пород для картирования на этой основе их фильтрационных свойств;

3) условий взаимосвязи подземных вод верхнеплиоценовых и четвертичных отложений для обоснования расчетной фильтрационной схемы, наиболее объективно отражающей реальную природную обстановку.

В теоретическом плане задача дальнейших исследований — выявление роли литологического состава водоупоров и водовмещающих пород погребенного аллювия в формировании современного гидрохимического облика подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. [и др.]. Тектоника структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Авербург Н. В., Бухарина А. А., Макарова Р. К. Об аналогах аральской свиты на территории Узбекистана.— *Узб. геол. ж.*, 1968, № 3.
- Авербург Н. В. Стратиграфия и фораминиферы эоцена и олигоцена Южного Приаралья. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. Ташкент, 1970.
- Алферов Г. Ю. Стратиграфия неогеновых отложений западной части Узбекистана.— В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Узбекистана, вып. 8. Ташкент: Фан, 1969.
- Алферов Г. Ю. [и др.]. Стратиграфия. Неогеновая система. Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, кн. 1. М.: Недра, 1972.
- Алферов Г. Ю., Бухарина А. А., Анплеева Л. Д. О стратиграфии неогеновых отложений Узбекистана.— В сб.: Вопросы региональной геологии западной части Южного Тянь-Шаня, 1981.
- Архангельский Г. И. Краткая гидрогеологическая характеристика Голодной степи, условия применения калифорнийских колодцев.— *Вестник ирригации*, 1936, № 1.
- Благовидов В. В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1978.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977.
- Вангенгейм Э. А. [и др.]. Граница миоцен-плиоцена в Западной Сибири и Центральной Азии (по палеомагнитным и биостратиграфическим данным).— В кн.: Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984.
- Васильковский Н. П. Геология гор Суле-Тау, Ак-Бель и Ак-Чоп.— В кн.: Труды Таджикской базы АН СССР, т. IV. М.—Л.: АН УзССР, 1935.
- Вишняков А. С. [и др.]. Геология и подземные воды неогеновых отложений равнинных территорий Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы.— *ДАН СССР*, 1935, т. 2, № 3, 4.
- Вялов О. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносных районов Средней Азии. Л.: Ленгостоптехиздат, 1947.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Кн. 1. М.: АН СССР, 1962.
- Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 25. М.—Л., 1937.
- Гидрогеология СССР, т. XXXVI. Южный Казахстан. М.: Недра, 1970.
- Гидрогеология СССР, т. XXXIX. Узбекская ССР. М.: Недра, 1971.
- Грамм М. Н. О красноцветных олигоценых отложениях Кызылкумов.— *ДАН СССР*, 1959, т. 127, № 3.
- Грамм М. Н. К стратиграфии третичных континентальных отложений Южного Узбекистана.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1960а, № 6.
- Грамм М. Н. Неогеновые отложения Центральных Кызылкумов.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1960б, № 6.
- Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей. Автореф. дисс. на соискание ученой степени докт. г.-м. наук. М., 1962.
- Грамм М. Н. О геологической истории Сырдарьи в неогене. БМОИП, вып. 2. М., 1963.
- Грамм М. Н. Неогеновые отложения.— В кн.: Стратиграфия УзССР, Ташкент: Фан, 1966.
- Гриднев Н. И. Литология и палеогеография кайнозойских моласс Ферганской депрессии. Ташкент: Фан, 1971.
- Гриднев Н. И., Ходжиматов А. Х. Об осадках залегающих под соленосной свитой гор Ак-Бель, Кызыл-Джар (Северо-Западная Фергана).— *Узб. геол. ж.*, 1958, № 6.
- Давидзон Р. М., Крейденков Г. П., Салибаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982.

- Девяткин Е. В. Кайнозой внутренней Азии. М.: Наука, 1981.
- Дмитриева Е. Л., Несмеянов С. А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982.
- Жегалло В. И. Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978.
- Животовская А. И. Плиоцен Северных Каракумов Туркмении и его связь с плиоценом Западного Узбекистана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Саратов, 1969.
- Камбариддинов Р. К. О сопоставлении фаунистических комплексов Средней Азии с местными стратиграфическими схемами антропогенных отложений.— Узб. геол. ж., 1968, № 3.
- Камбариддинов Р. К., Камбариддинова Т. К. О фауне и стратиграфии кайнозойских моласс Приташкентского района.— Узб. геол. ж., 1969, № 6.
- Кац Д. М. Гидрогеологическая классификация орошаемых районов Средней Азии.— Изв. АН УзССР. Серия геол., 1956, № 6.
- Кац Д. М. Вопросы режима грунтовых вод Голодной степи в связи с развитием орошения. Труды ТИИМСО, вып. 5, 1967.
- Кац Д. М. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. М.: Сельхозгиз, 1963.
- Кенесарин Н. А. Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов на примере Голодной степи. Ташкент: Фан, 1959.
- Кенесарин Н. А., Ходжибаев Н. Н. К вопросу о напорном питании грунтовых вод Голодной степи. Материалы по производительным силам Узбекистана, вып. 15. Ташкент: Фан, 1960.
- Клейнберг В. Г. Стратиграфия и условия накопления кайнозойских отложений Ферганы.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Ферганы, вып. 6. Л.: Госкомтехиздат, 1957.
- Ковда В. А. Солевой режим орошаемых почв Голодной степи.— Почвоведение, 1939, № 7.
- Корсаков Ф. П. К стратиграфии неогена Приташкентского района. Труды ТашГУ, вып. 220, 1963.
- Корсаков Ф. П. К стратиграфии неогена Ангренской долины. Труды ТашГУ, вып. 224, 1964.
- Корсаков Ф. П. Стратиграфия. Неогеновая система. Приташкентский район. Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, кн. 1. М.: Недра, 1972.
- Костенко Н. Н. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970.
- Костенко Н. Н. Основы корреляции антропогенных отложений Казахстана и Узбекистана.— Вест. АН КазССР, 1958, № 10.
- Костенко Н. Н. Континентальные кайнозойские отложения Южного Казахстана. Научные труды ТашГУ. Серия геол., вып. № 249, 1964.
- Костенко Н. Н. Четвертичные отложения Казахстана и прилегающих территорий союзных республик (объяснительная записка к карте масштаба 1:1 500 000). Алма-Ата, 1978.
- Костенко Н. Н., Попов В. И., Теленков А. С. Схема стратиграфии неогеновых отложений территорий республик Средней Азии и Южного Казахстана (пояснения редакторов схемы).— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Матер. проблемы, лаб. осадочных формаций и осадочных руд. ТашГУ, 1965.
- Костенко Н. Н., Савинова А. П. Стратиграфия. Неогеновая система. Геология СССР, т. XXI. Южный Казахстан, кн. 1. М.: Недра, 1971.
- Костенко Н. Н. [и др.]. Оligоценовые континентальные отложения Южного Казахстана.— В кн.: Проблемы геологии и гидрогеологии Казахстана, вып. 7. Алма-Ата, 1977.
- Костенко Н. Н., Кожамкулова Б. С. К вопросу о плиоцен-плейстоценовой границе в Казахстане.— В сб.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980.
- Кравченко К. Н. [и др.]. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М.: Недра, 1973.
- Крестников В. Н. [и др.]. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979.
- Крылов М. М. О режиме и балансе грунтовых вод Голодной степи. Комитет наук при СНК УзССР, 1936.
- Крылов М. М. К изучению динамики грунтовых вод в целях гидрогеологического прогноза.— Изв. АН УзССР, 1947, № 2.
- Крылов М. М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент: АН УзССР, 1959.
- Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977.
- Макарова Р. К. Новые данные о нижнемиоценовых отложениях Кызылкумов.— ДАН СССР, 1967, т. 175, № 6.
- Макарова Р. К. Стратиграфия и моллюски олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Западного Узбекистана. Автореф. канд. дисс. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук, 1973.
- Макарова Р. К. [и др.]. Палеогеновая система. Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР. М.: Недра, 1972.

- Макарова Р. К., Авербург Н. В. Объяснительная записка к геологической карте. Л., 1977.
- Минакова Н. Е. О распространении аналогов чеганской свиты и сумсарского яруса в низовьях Амударьи.— ДАН УзССР, 1954, № 2.
- Митгарц Б. Б. Неогеновые отложения Кызылкумов. Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, М.—Л., 1948.
- Невеская Л. А. [и др.]. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 2.
- Несмеянов С. А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977.
- Несмеянов С. А. Распределение местонахождений млекопитающих в плиоценовых отложениях Тянь-Шаня.— В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980.
- Никифорова К. В., Краснов И. И. [и др.]. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Наука, 1982.
- Певзнер М. А. [и др.]. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1982, № 6.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: АН СССР, 1955.
- Пинхасов Б. И. История геологического развития в олигоцен-неогеновое время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия.— В кн.: Инженерная геология СССР, т. 7. Средняя Азия, МГУ, 1978.
- Пинхасов Б. И. Неоген-четвертичные отложения и новейшая тектоника Южного Приаралья и Западных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1984.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1, 2. Ташкент: АН УзССР, 1955—1956.
- Попов В. И. Комплексное био-ритмо-стратиграфическое расчленение кайнозойских континентальных формаций в предгорьях Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М.: Гостеолтехиздат, 1958.
- Попов В. И. [и др.]. Стратиграфия. Неоген. Ферганская впадина.— В кн.: Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, М.: Недра, 1972.
- Питинов Н. В. Стратиграфия. Неоген. Голодная степь.— В кн.: Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР, М.: Недра, 1972.
- Ранцман Е. Я. Горы Средней Азии.— В кн.: Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975.
- Розыева Т. Р. Неоген и пограничные с ним слои олигоцена закрытых областей Восточной Туркмении.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Туркменистана, вып. 2. Ашхабад: Ылым, 1976.
- Решеткина Н. М. Гидрогеологические основы проектирования вертикального дренажа в Голодной степи. Ташкент: АН УзССР, 1960.
- Решеткина Н. М., Якубов Х., Умаров А., Барон В. А. Предварительные результаты исследования вертикального дренажа в Голодной степи УзССР.— Вопросы гидротехники, 1962, № 9.
- Савинов П. Ф. Тушканчиковые (Dipodidae, Rodentia) палеогена и неогена Казахстана. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1974.
- Савинова А. П. [и др.]. Миоцен Восточных Кызылкумов. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 4 (29). Алма-Ата: Наука, 1971.
- Савинова А. П. Стратиграфия неогена района хребта Каратау по остракодам. Тезисы докладов IV Всесоюзного симпозиума по остракодам: Эволюция, систематика, экология остракод и вопросы биостратиграфии. Кишинев, 1979.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М.: АН СССР, 1962.
- Тарасов С. А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины.— В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.
- Терехова Е. К. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Восточных Кызылкумов.— В сб.: Палинология Казахстана.— ОНТИ КазИМСа. Алма-Ата, 1971.
- Трофимов А. К. [и др.]. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976.
- Туляганов Х. Т. Гидрогеологические основы освоения земель предгорных равнин южной части Голодной степи в УзССР. Ташкент: Фан, 1971.
- Турбин Л. И. [и др.]. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии.— В кн.: Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР, М.: Наука, 1972.
- Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. М.: АН СССР, 1952.
- Хасанов А. С. Зональное распределение грунтовых вод Голодной степи по их химическому составу. Материалы по производству. силам Узбекистана, вып. 15. Ташкент: Фан, 1960.
- Хасанов А. С. О химическом составе атмосферных осадков Голодной степи. Ташкент: Фан, 1962.

- Ходжибаев Н. Н., Алимов М. С. Региональный водно-солевой баланс Голодной степи. Ташкент: Фан, 1966.
- Черняховский А. Г. К вопросу о расчленении плиоцен-четвертичных отложений хр. Каратау. Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода. М.: АН СССР, 1962.
- Шмидт М. А., Крылов М. М. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. Материалы по гидрогеологии и инженерной геологии, вып. 2. Комитет наук при СНК УзССР, 1936.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. ЭВГО, новая серия, т. 3, 1948.
- Шульц С. С. (мл.). Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972.
- Щеглова В. В. Две находки остатков ископаемых млекопитающих в Приташкентском районе.— ДАН УзССР, 1954, № 2.
- Щербина В. Н. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных образований межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе: АН КиргССР, 1956.
- Юрьев А. А. Некоторые вопросы геологического строения и палеогеография Голодной степи в четвертичное время. Материалы по производительным силам Узбекистана, вып. 15, т. 1. Ташкент: Фан, 1960.
- Юрьев А. А. Голодная степь.— В кн.: Стратиграфия Узбекской ССР. Мезозой, кайнозой. Ташкент: Фан, 1966.