

В. В. БЛАГОВИДОВ

**НЕОГЕНОВЫЕ
СОЛЕНОСНЫЕ
ФОРМАЦИИ
СРЕДНЕЙ
И ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АЗИИ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУНА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 394

В. В. БЛАГОВИДОВ

НЕОГЕНОВЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук М. А. Жарков



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978

В монографии рассматриваются закономерности стратиграфического положения и тектонической приуроченности соленосных отложений неогенового возраста, развитых на территории Средней и Центральной Азии. Делается попытка выделения и описания конкретных соленосных формаций на основе сравнительного анализа типов и наборов пород, а также ассоциаций и комплексов наборов пород. Для выделенных типов соленосных формаций выясняются тектонические и палеогеографические условия их формирования. Рассматриваются общие особенности неогенового соленакпления на Евразийском континенте.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, а также специалистов, изучающих соленосные отложения и занимающихся вопросами формационного анализа.

В геологической истории развития Земли соленакопление в неогеновом периоде занимает особое место. В это время формировались разнообразные по составу и строению соленосные толщи. В зависимости от палеогеографических и палеотектонических условий в солеродных бассейнах накапливались как хлоридные и калийно-сульфатные, так и сульфатно-натриевые соленосные отложения. Широкое развитие получили также содоносные толщи. Все это заставляет обратить особое внимание на неогеновую эпоху галогенеза, поскольку столь значительного разнообразия соленосных отложений не отмечалось на протяжении всей предшествующей истории фанерозоя.

Неогеновые соленосные отложения на территории Евразии имеют значительное распространение. Они протягиваются в виде сравнительно широкой полосы от Средиземного моря и южных районов Европы на западе через Ближний Восток и Среднюю Азию до центральных областей Китая на востоке. В пределах этого протяженного пояса соленосные отложения изучены крайне неравномерно. Нет общих сводок, в которых анализировался бы материал по всему поясу. Разрозненные сведения обычно приводятся либо по отдельным бассейнам, либо по регионам, таким как Средиземное море, Рейнский грабен, Прикарпатье, Тянь-Шань и др. Вместе с тем для всего неогенового пояса Евразии остаются не выяснены такие вопросы, как этапность соленакопления в неогене, закономерности распространения различных по составу соленосных толщ, особенности их внутреннего строения и пространственного размещения среди других осадочных серий, а также палеогеографические и палеотектонические условия образования.

В настоящее время все эти вопросы в какой-то мере можно решить лишь по регионам с близкой историей геологического развития, в пределах которых сформированы сходные по строению и составу соляные толщи. Один из таких регионов — Средняя и Центральная Азия, где на протяжении неогена накапливались преимущественно континентальные соленосные отложения в небольших по размеру солеродных бассейнах. История изучения этих отложений насчитывает много десятилетий. По существу сейчас выяснены почти все районы их развития, а по каждому из них имеется материал по стратиграфии и литологии соленосных отложений. Эти данные позволяют провести сравнительную характеристику неогеновых соленосных серий, понять специфику их вещественного состава и наметить самые общие закономерности палеогеографических условий их образования.

Главное внимание в монографии уделено стратиграфическому положению соленосных толщ, их межрегиональной корреляции и выделению этапов соленакопления в неогеновом периоде; типизации соленосных отложений по их составу и особенностям строения; сравнительно-формационному анализу соленосных отложений и выделению типов

соленосных формаций; палеогеографическим и палеотектоническим условиям образования неогеновых соленосных отложений в Средней и Центральной Азии.

В основу работы положены материалы детального изучения неогеновых соленосных отложений Ферганской, Кетмень-Тюбинской, Джумгольской, Восточно-Чуйской, Нарынской и Каркаринской впадин Тянь-Шаня, выполненные автором в период работ 1970—1976 гг. Была обобщена также вся имеющаяся литература по соленосным отложениям неогенового возраста Средней и Центральной Азии. При сборе материалов большую помощь автору оказали Н. П. Петров, В. С. Юпов, В. П. Макеев, А. М. Курбанов, Э. Г. Базарбаев, А. Х. Ибрагимов, А. С. Колосов, которым он искренне благодарен. Автор признателен сотрудникам Института геологии и геофизики СО АН СССР Т. М. Жарковой, Ю. К. Советову и Ю. И. Тесакову, советами и консультациями которых он неоднократно пользовался при написании этой работы.

Особую благодарность автор выражает научному редактору работы, доктору геолого-минералогических наук М. А. Жаркову.

**КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАСПРОСТРАНЕНИИ
И ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ
НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Соленосные отложения неогенового возраста широко распространены как на территории Средней, так и Центральной Азии*. В пределах этих двух регионов областью наиболее значительного развития соленосных отложений является Тянь-Шань, к западу и востоку от которого количество солепроявлений в неогеновых отложениях резко сокращается, а севернее и южнее Тянь-Шаня они практически отсутствуют (рис. 1). В настоящее время к западу от Тянь-Шаня известны только два района развития соленосных толщ неогенового возраста — Западный Копетдаг (Узек-Дагская впадина) и Южное Приаралье (Аккалинское и Кушканатауское месторождения). В Центральной Азии соленосные отложения этого возраста достоверно установлены лишь в Кучарской, Турфанской и Цайдамской впадинах.

Значительная разобщенность районов развития соленосных отложений неогенового возраста несомненно не могла не отразиться на степени и характере их геологической изученности, особенно на ранних этапах. Вполне понятно, что изучение соленосных отложений Центральной Азии, расположенных на территории Китая, шло несколько отличным путем, нежели изучение соленосных отложений Средней Азии. Свои особенности на характер изученности налагают и условия залегания соленосных отложений. Так, если соленосные толщи в Южном Приаралье и в Иссык-Кульской впадине, полностью погребенные под более молодыми отложениями, вскрыты скважинами, а соответственно и объектами изучения стали сравнительно недавно, то на большей части Тянь-Шаня и в Узек-Дагской впадине хорошо обнаженные соленосные отложения были вовлечены в сферу хозяйственной деятельности местного населения значительно раньше, чем изучены геологами. Изложение материала в этой главе мы будем вести отдельно по каждому региону в порядке расположения их с запада на восток.

Узек-Дагская впадина приурочена к одноименной синклинали, входящей в состав Эзет-Карагезского синклинория, сложенного мезокайнозойскими отложениями, и ограничена с северо-запада Обой-Данатинской, а с юго-востока Чаалджинской антиклинальными зонами. Узкая полоса выходов соленосных отложений (месторождение Узун-Су) располагается на правобережье Агез-Дере, сухое русло которой протягивается с востока на запад по дну Узек-Дагской впадины. Месторождение Узун-Су открыто в 1907 г., хотя не исключено, что как источник поваренной соли оно использовалось и гораздо раньше. С середины 20-х

* Вопрос о районировании внутренних областей Азиатского материка имеет весьма сложную историю, довольно подробное изложение которой содержится в работе И. В. Мушкетова (1886). Следует заметить, что еще в 1896 г. В. А. Обручев (1960) предложил определения понятий «Средняя» и «Центральная» Азия, которые позже легли в основу широко распространенной современной схемы географического районирования (Гвоздетский, Михайлов, 1963), принятой в настоящей работе.

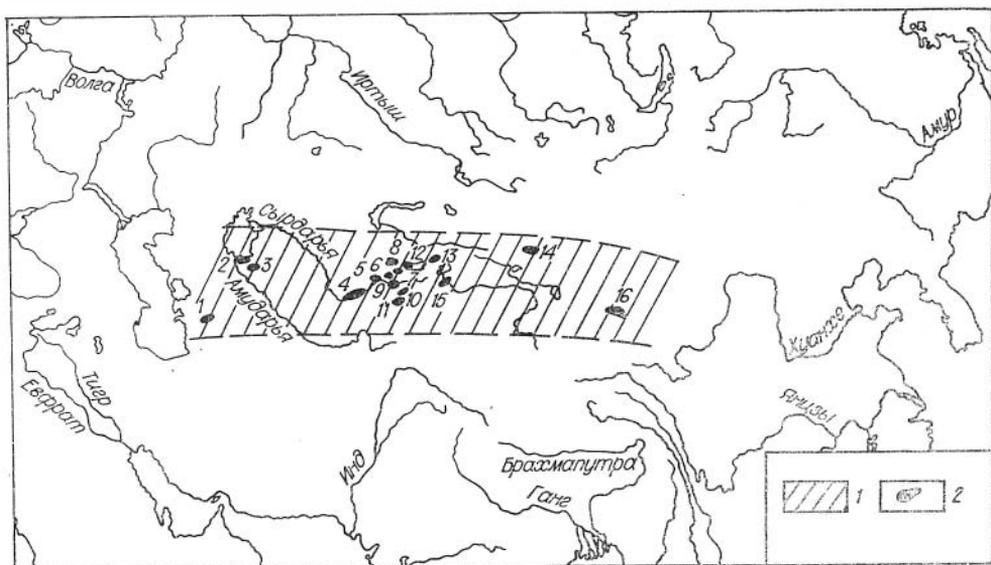


Рис. 1. Схема распространения неогеновых соленосных отложений на территории Средней и Центральной Азии.

1 — область неогенового соленакопления в пределах Средней и Центральной Азии; 2 — районы развития соленосных толщ в пределах (цифры на схеме): 1 — Узек-Дагской впадины, 2 — Аккалинского и 3 — Кушканатауского месторождений, 4 — северо-западной части Ферганской впадины, 5 — Кермень-Тюбинской, 6 — Джумгольской, 7 — Кочкорской, 8 — Восточно-Чуйской, 9 — Нарынской, 10 — Атбашинской, 11 — Аксай-Тоюнской, 12 — Иссык-Кульской, 13 — Каркаринской, 14 — Турфанской, 15 — Кучарской и 16 — Цайдамской впадин.

годов месторождение разрабатывалось с целью получения сульфата натрия. История изучения и разработки месторождения в период 1907—1926 гг. подробно рассматривается в работе В. И. Рейнеке (1932). В 1923 г. по инициативе Геологического комитета начинается геологическая съемка Копетдага при участии И. И. Никшича, В. В. Александрова, В. Н. Огнева и Г. И. Смолко. Установлено (Никшич, 1931, 1932), что соленосные отложения месторождения Узун-Су приурочены к средней части мощной толщи ачкагыльского возраста, которая в пределах Узек-Дагской впадины трансгрессивно налагает на более древние неогеновые и палеогеновые отложения. Соленосные отложения формировались, по мнению И. И. Никшича, в условиях обмелевшей лагуны. В 1926—1927 гг. на месторождении проводит работы В. И. Рейнеке (1932), детально изучивший состав и строение соленосных толщ. В пределах Узек-Дагской впадины В. И. Рейнеке выделил два типа разрезов соленосных отложений: мирабилит-тенардитовый на востоке и существенно галитовый на западе. Формирование соленосной толщи столь своеобразного состава он объясняет поступлением морских вод с севера, при котором сначала выпадал галит (северо-западный участок), а при дальнейшем продвижении на восток — тенардит и мирабилит. Значительную роль в формировании современного облика толщи В. И. Рейнеке отводит процессам неоднократного постседиментационного растворения и переотложения солей.

В 50-х годах месторождение Узун-Су исследует М. Л. Воронова (1954). В составе соленосной толщи, кроме ранее известных соляных минералов (галит, тенардит и мирабилит), ею выделены глауберит, астраханит, каинит, полигалит, эпсомит и некоторые другие минералы. По мнению М. Л. Вороновой, соленосные толщ образовались в узком, частично отшнурованном от морского бассейна, заливе. Аналогичную точку зрения на генезис солей Узун-Су в последующие годы высказали В. А. Вахромеева (1956), А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий (1960).

В Южном Приаралье известны Кушканатауское и Аккалинское соляные месторождения. Первое открыто в 1957 г. геологами Г. Н. Носовым и С. А. Днепровым при бурении колонковых скважин к югу от возвышенности Кушканатау. В 1959—1960 гг. С. П. Давидзон, М. Н. Слюсарева, Л. И. Филатова, А. И. Обухова, Б. В. Ирнязов при участии И. В. Рубанова провели детальную разведку месторождения. Они установили, что соленосная толща приурочена к небольшой доверхнеплиоценовой эрозионной впадине в миоценовых и палеогеновых отложениях. В составе соляных пород здесь широко распространены такие минералы, как астраханит, галит, мирабилит и тенардит, а в виде примесей встречаются эпсомит, гексагидрит, полигалит и глауберит. Происхождение соленосной толщи связывается с осадконакоплением в небольшом водоеме, отшнуровавшемся от акчагыльского моря в период его обмеления. В 1962 г. на Кушканатауском месторождении проведены работы по выяснению перспектив его промышленного освоения (Бобко, Каратыгин, 1967).

На Аккалинском месторождении соленосные отложения обнаружены в 1974 г. Приаральской гидрогеологической экспедицией МГ УзбССР. Месторождение расположено к северу от Кушканатау, в районе м. Аккала. Соленосная толща имеет мощность около 50 м и приурочена к отложениям акчагыльского возраста. В 1975 г. В. И. Рубановым (1977) детально изучен ее состав. Оказалось, что здесь широко развиты мирабилит, галит и в меньшей мере распространены астраханит и тенардит. Отличия в вертикальной последовательности зон различного минерального состава в соленосных толщах Кушканатауского и Аккалинского месторождений, по мнению В. И. Рубанова, свидетельствуют о неодинаковых путях соленакпления в этих двух соседних участках акчагыльского солеродного бассейна.

Более сложный путь изучения прошли соленосные отложения, развитые к востоку от только что описанных районов, в ряде межгорных впадин Тянь-Шаня. В геологической литературе сведения об этих образованиях появились в конце прошлого века в работах первых русских исследователей Средней Азии Г. Д. Романовского (1878) и И. В. Мушкетова (1886). Уже в первой капитальной сводке по полезным ископаемым Туркестана, составленной В. Н. Вебером (1913), были перечислены и кратко охарактеризованы почти все известные в настоящее время месторождения солей неогенового возраста. В пределах среднеазиатской части Тянь-Шаня соленосные отложения в настоящее время установлены в составе неогеновых толщ, развитых в Ферганской, Кетмень-Тюбинской, Джумгольской, Кочкорской, Восточно-Чуйской, Нарынской, Атбашийской, Аксай-Тоюнской, Иссык-Кульской и Каркаринской впадинах.

Ферганская впадина ограничена с севера Кураминским и Чаткальским, с востока Ферганским, а с юга Туркестанским и Алайским хребтами. Длина впадины достигает 350 км, а ее максимальная ширина 100 км. Она выполнена мощными толщами континентальных отложений триаса, юры и неогена, морских и континентальных отложений мела и палеогена. Соленосные отложения развиты в северо-западной части впадины. Их выходы на поверхность приурочены к гряде адыров: АкЧеп, Ак-Бель, Супе-Тау. Впервые соленосные образования кратко описал Г. Д. Романовский (1878), который установил их позднеэоценовый возраст. И. В. Мушкетов в 1886 г. опубликовал капитальную сводку по геологии всего Туркестана. Он впервые сопоставил соленосные отложения Ферганы и других впадин Тянь-Шаня и отнес их к верхнетретичным образованиям. Значительную перемятость гипсоносных отложений в районе Ак-Беля И. В. Мушкетов связывал с процессами, сопровождающимися гидратацию ангидрита в поверхностных условиях. Формирование соленосных отложений И. В. Мушкетов связывал с осадконакоплением в остаточном морском бассейне.

В 1892 г. горным инженером Михайловым (1895) проведена разведка месторождений каменной соли в районе кишлака Самгар (северо-западный склон гряды Ак-Чеп) и в Бардамкульском ущелье (северо-восточный склон гряды Ак-Бель). В Бардамкульском ущелье Михайлов установил несколько пластов каменной соли, залегающих в зеленых гипсоносных глинах и прослеживающихся на значительные расстояния. В районе Самгара он обнаружил линзу (мощность 2,7 м) мирабилита, приуроченную к гипсоносно-глинистым отложениям. По-видимому, это одно из первых описаний соляных пород сульфатного состава в третичных отложениях Средней Азии.

Очень краткое описание состава и строения соленосных отложений северо-западной части Ферганы дает Г. Леонов. В. Н. Вебер (1913) поставил под сомнение третичный возраст соленосной толщи, развитой в Ферганской впадине. Он полагал, что такие отложения могли сформироваться только в условиях пустынь мелового возраста.

В 1916—1917 гг. в районе Ак-Чеп, Ак-Бель, Супе-Тау проведена детальная геологическая съемка (Нейман-Пермякова, 1929). Установлено, что в основании третичных отложений, обнажающихся в северо-западной части Ферганской впадины, залегает соленосная толща (свита f). Вверх по разрезу соленосные отложения постепенно сменяются глинисто-гипсоносными (свита e), затем мергельно-глинистыми (свита d), песчано-глинистыми (свиты c и b). Разрез завершается толщей серых конгломератов и лессов (свита a).

В 1927 г. И. В. Пуаре (1931), подразделив кайнозойские отложения на три свиты (А, В, С), не выделила соленосную толщу в отдельную свиту, так как считала, что пласты каменной соли приурочены к различным горизонтам глинисто-гипсоносной свиты А. Соленосные отложения в северо-западной Фергане, по ее мнению, накапливались в большом замкнутом горько-соленом бассейне в полупустынной области. Соленосные отложения формировались лишь в отдельных заливах, где создавались благоприятные условия для сгущения рапы несколько необычного (с повышенным содержанием сульфата натрия) состава.

В 1929—1932 гг. А. Н. Волков, Б. Аристов и А. В. Черкасов установили, что из-за сильной загрязненности каменной соли (несмотря на значительные запасы) практическое значение месторождений этого района невелико. А. В. Черкасов показал, что к верхней части соленосно-гипсоносной свиты А нередко приурочены гнезда и прожилки тенардита мощностью от 10 до 70 см.

В начале 50-х годов Н. И. Гриднев (1956) обстоятельно изучает вещественный состав кайнозойских отложений района Ак-Чеп и Ак-Бель. Он описывает основные типы пород и дает их гранулометрическую и минералогическую характеристику. Н. И. Гриднев проанализировал особенности распределения пород по разрезу и отметил отсутствие в составе соленосной толщи песчаных пород и общее огрубение терригенного материала в направлении от подошвы к кровле гипсоносной толщи. К. М. Федотьев (1946) одним из первых установил в составе соленосной толщи глауберит. Особенности химического состава солей этого района позднее были рассмотрены П. Л. Приходько и М. Н. Граммом (1958).

В 1958—1959 гг. собственно соленосные отложения детально изучила В. В. Герасимова (1960). По особенностям состава она подразделила соленосную свиту на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита формировалась в условиях регрессирующего морского бассейна, а верхняя — в континентальных.

Современные представления о стратиграфии соленосных отложений Северо-Западной Ферганы были заложены Н. П. Васильковским (1935), М. Н. Граммом (1940, 1951, 1953, 1962), Н. А. Садовской (1958). Специально на их работах остановимся при рассмотрении вопросов

стратиграфии. Сейчас же осветим лишь взгляды на условия образования соленосно-гипсоносных отложений.

Н. П. Васильковский, изучавший третичные отложения северо-западной Ферганы в середине 30-х годов, полагал, что огромная мощность гипсовых и соляных пород свидетельствует о формировании их в морском заливе типа Кара-Богаз-Гол (Васильковский, 1935). Аналогичные взгляды в разное время высказывали О. С. Вялов (1936), В. Н. Огнев (1937) и А. М. Габрильян (1957). Опираясь на свои стратиграфические построения, Ф. Л. Чернышев, Б. А. Петрушевский и П. К. Чихачев, а также В. Е. Гриб (1947), О. А. Рыжков (1954), Т. Н. Бельская (1954) и некоторые другие исследователи считали, что соленосно-гипсоносные отложения формировались в бассейне, оставшемся после отступления сумсарского моря, постепенно распределявшегося континентальными водами.

В. И. Попов (1940, 1954), С. С. Шульц (1948₁), М. Н. Грамм (1940, 1951, 1953), Н. А. Садовская (1958) указывали, что осадки, слагающие соленосно-гипсоносную толщу, имеют неоген-плиоценовый возраст и сформировались в континентальных условиях вне всякой связи с морским бассейном. Несомненно, что вопрос об условиях формирования соленосно-гипсоносных отложений северо-западной части Ферганской впадины не может быть окончательно решен без учета материалов по соленосным отложениям, развитым на остальной части Тянь-Шаня.

Кетмень-Тюбинская впадина располагается к востоку от Ферганской впадины, отделяясь от нее Ферганским хребтом. С севера и северо-востока она ограничена Таласским и Сусамырским хребтами, а с юго-востока хр. Кокийримтау. Впадина вытянута с северо-запада на юго-восток и имеет длину 70, а ширину 20 км. Она выполнена отложениями кайнозойского возраста, залегающими с разрывом на различных свитах палеозоя и докембрия. Кайнозойские отложения слабо дислоцированы, и лишь в северо-восточной части впадины прослеживается небольшая широтно ориентированная антиклиналь, выраженная в рельефе невысокой грядой Шамшакал. К южному склону этой гряды и приурочены выходы соленосных отложений неогенового возраста. До середины 50-х годов соленосные отложения изучались неоднократно. В 1932 г. А. Д. Каленов посетил район гряды Шамшакал, где описал два пласта каменной соли мощностью 4 и 1,2 м. В. М. Попов (1935) в составе соленосной толщи (кроме каменной соли) установил тенардит и мирабилит. Тела тенардита линзовидной формы в соленосной толще также выявила В. А. Хвостова (1948). В 1951 г. А. Х. Ибрагимов в пределах Кетмень-Тюбинской впадины выделил соленосную и гипсоносную свиты, причем в составе соленосной, имеющей мощность около 300 м, он установил 15 соляных пластов мощностью от 1 до 6 м.

В 1955 г. разведочной партией под руководством Л. М. Киселева на месторождении Шамшакал было выявлено 5 линзовидных прослоев тенардита (0,2—1,0 м) небольшой протяженности. В период с 1955 по 1957 г. И. Е. Батырчаевым (1958) изучены физико-химические особенности природных рассолов месторождения. В 1959—1960 гг. Б. Е. Дмитрук на основании детальной разведки в соленосной толще выделил 6 циклов, каждый из которых состоит из двух горизонтов: нижнего мергельно-глинистого и верхнего соленосного. Кроме галита, глауберита и тенардита, в составе соленосных отложений отмечены маломощные линзы астраханитовых пород. Мощность соленосной толщи, по мнению Б. Е. Дмитрука, изменяется от 550 до 600 м.

Джумгольская впадина находится примерно в 75 км к востоку от Кетмень-Тюбинской впадины и отделяется от нее Сусамырским хребтом. С севера и северо-запада она ограничивается хр. Джумголтау, а с юга — хр. Сонкельтау. Впадина небольшая, длина ее не превышает 40 км, а ширина 25 км. Кайнозойские отложения, выполняющие впади-

ну, дислоцированы слабо. На севере они слагают узкие небольшие антиклинали субширотного простирания, а на юге образуют пологую моноклинали, воздымающуюся к обрамлению. К присводовой части Кичиккульской антиклинали (расположенной в северо-западной части впадины) приурочены выходы соленосных отложений. По мнению Б. А. Федоровича (1935), линзовидные залежи мирабилита приурочены к мергельно-глинистой толще озерного происхождения. Более подробно вещественный состав соленосных отложений изучался в конце 40-х — начале 50-х годов А. Х. Ибрагимовым и В. Н. Щербиной. Ими установлено, что соленосная толща расположена в нижней части разреза кайнозойских отложений. Представлена она разнообразными глауберитовыми породами. Н. М. Сеницын и В. Н. Щербина описали к востоку от месторождения Кичиккул (в районе с. Бештерек) маломощные линзы галитосодержащих глин. Позднее работами Каменской экспедиции установлено, что солепроявление Бештерек приурочено не к нижним, а к верхним горизонтам кайнозойских отложений.

Кочкорская впадина расположена в 25—30 км к северо-востоку от Джумгольской. Их разделяет хр. Джумголтау. На востоке он сливается с хр. Кара-Кокты, который ограничивает Кочкорскую впадину с юга. С севера впадину обрамляет Киргизский хребет, а на востоке невысокие горы Карагу отделяют ее от Иссык-Кульской впадины. По своим размерам Кочкорская впадина близка к Джумгольской, хотя и отличается от нее несколько большей длиной. В северной части впадины маломощный чехол кайнозойских отложений полого воздымается по направлению к Киргизскому хребту. В южной части кайнозойские отложения имеют значительную мощность и смяты в крутые, иногда запрокинутые антиклинальные складки. Выходы соленосных отложений находятся в междуречье Кичи-Туз — Алыш, где известно два месторождения: Чон-Туз и Шабырколь. Соленосная толща обнажается в запрокинутом крыле широтно ориентированной Чатыркельской антиклинали. На правом берегу р. Кичи-Туз издавна производилась добыча каменной соли. Восточнее, в сае Шабырколь А. Х. Ибрагимов и В. Н. Щербина выявили пластовые залежи тенардита, впоследствии разведанные З. Е. Кашириной и И. В. Цветковой. Детальная разведка месторождения каменной соли Чон-Туз проводилась в 1956 г. Г. П. Яковенко и С. С. Кашиной.

К северу от Кочкорской и Джумгольской впадин вдоль северного подножия Киргизского хребта располагается крупная, клиновидная в плане Восточно-Чуйская впадина. Находясь между Киргизским хребтом и невысокой грядой Кендыктас, Восточно-Чуйская впадина расширяется в направлении с востока на запад и сливается с обширной Западно-Чуйской (Чу-Сарысуйской) впадиной, от которой ее отделяет погребенное поднятие, названное С. С. Шульцем (1948₁) валом Саргоу. Впадина выполнена кайнозойскими отложениями и имеет резко асимметричное строение. Северо-западная часть впадины представляет собой широкую и пологую Причуйскую моноклинали, которая на юге переходит в узкий Предкиргизский прогиб, простирающийся вдоль Киргизского хребта. В кайнозойских отложениях этой части впадины отмечается несколько антиклинальных поднятий (Помазков и др., 1967; Дикенштейн и др., 1964), к одному из которых (Серафимовская антиклиналь) приурочены выходы соленосных отложений. Здесь в междуречье Джельдысу—Норус З. И. Кочаровой в 1942—1945 гг. и Л. Ф. Горбуновым в 1955 г. разведаны залежи каменной соли. Более подробно вещественный состав соленосных отложений изучен А. Х. Ибрагимовым, В. Н. Щербиной, Т. К. Каржувом и др. Строение соленосной толщи и ее взаимоотношение с вмещающими отложениями стало возможным уточнить после проведения буровых работ, начатых здесь в конце 60-х годов.

К югу от широтно ориентированной системы небольших впадин (Кетмень-Тюбинской, Джумгольской, Кочкорской) располагается зна-

чительная по размерам Нарынская впадина. Протягиваясь с запада на восток, Нарынская впадина отделяет систему хребтов Терскей-Алатау от системы хребтов Кок-Шаал-Тау. С запада впадина ограничена Ферганским хребтом. Как и Восточно-Чуйская, Нарынская впадина постепенно расширяется с запада на восток. Здесь палеозойскими толщами, выходящими в хребтах Чаарташ и Акшийряк, она разделяется на две части, нередко обособляющиеся в самостоятельные впадины: небольшую западную Тогуз-Тороузскую и более значительную по размерам восточную Алабуга-Нарынскую. Обе эти впадины выполнены преимущественно кайнозойскими отложениями (незначительные выходы маломощных нижнеюрских угленосных отложений известны лишь в пределах южного обрамления Алабуга-Нарынской впадины), которые собраны в антиклинальные структуры субширотного простирания. Соленосные отложения известны только в западной части Нарынской впадины, северо-западнее и юго-восточнее хр. Акшийряк. В пределах Тогуз-Тороузской впадины установлены месторождения Тунук-Туз и Бешколь, расположенные на левобережье р. Нарын, а в Алабуга-Нарынской впадине — месторождения Улу-Туз, Макмал, Мынджилке, Бейрюк-Кенан и другие, расположенные на левом берегу р. Алабуга. Соленосные отложения Нарынской впадины одним из первых описал К. И. Аргентов (1911), посетивший этот район в 1909 г. В дальнейшем многие исследователи (А. Г. Ласовский, Л. Н. Мозолев, А. А. Луик и др.), в той или иной степени касавшиеся вопросов строения кайнозойских образований Нарынской впадины, указывали на наличие в их составе гипса, каменной соли и глауберитовых пород. Состав и строение собственно соленосных отложений изучались в этом районе А. Х. Ибрагимовым, Л. В. Василенко, В. П. Ковальчуком и др.

Атбашийская впадина расположена к югу от Нарынской, отделяясь от нее хр. Байбичетау. С юга впадина ограничена Атбашийским хребтом, а с запада отрогами хр. Джамантау. В 1958 г. при поисково-съёмочных работах П. И. Петрикин на южном склоне хр. Байбичетау (в правом борту р. Кызыл-Эмель) выявил линзовидную залежь каменной соли (до 2,5 м), приуроченную к неогеновым отложениям. В дальнейшем соленосные отложения Атбашийской впадины никем не исследовались.

Аксай-Тоюнская впадина расположена в пределах восточной части Южного Тянь-Шаня. Протягивается впадина в северо-восточном направлении. Она ограничена на севере хребтами Атбаш и Купре-Тау, на юге — Джиль-Арт и Майдантаг, на западе — горами Кок-Тау. Выполнена впадина континентальными отложениями мезокайнозойского возраста мощностью 3500 м. Соленосные образования установлены в составе неогеновых сероцветных песчано-глинистых отложений и никем специально не изучались.

Самая крупная (после Ферганской) впадина в среднеазиатской части Тянь-Шаня — Иссык-Кульская. Ее длина 230 км, ширина 70 км. Располагается она между широтно вытянутым хр. Кунгей-Алатау на севере и дугообразно изогнутым хр. Терскей-Алатау на юге. На востоке границей впадины служат горы Чаарджан-Чубарджан. Впадина в основном выполнена кайнозойскими отложениями мощностью до 3000—3500 м. Характерная черта структуры осадочного чехла впадины — система брахиантиклиналей субширотного простирания. В юго-восточной окраине, в сводовых частях антиклинальных структур обнажаются узкой полосой мезозойские отложения, представленные песчано-сланцевой угленосной толщей нижнеюрского возраста. В центральной части впадины в сводах брахиантиклиналей обнажаются четвертичные и неогеновые, а в южной прибортовой зоне — мезозойские и палеозойские отложения. Впервые на присутствие засоленных глин в составе третичных отложений юго-восточной части впадины указывали К. И. Арген-

тов (1911) и В. Н. Вебер (1913). Впоследствии в районе гор Тосма глубокими скважинами были вскрыты маломощные гипсоносные отложения. В начале 60-х годов в западной части впадины (район пос. Рыбачье) скважиной 41 пройдена верхняя часть соленосной толщи, в составе которой присутствуют разнообразны гипсовые и глауберитовые породы (Вертунов и др., 1964). По данным Г. Н. Семенчук, более полный разрез соленосной толщи в этом же районе вскрыт скв. 5-п. Других материалов о распространении соленосных отложений в Иссык-Кульской впадине пока нет.

Каркаринская впадина располагается за невысокими горами Чаарджан-Чубарджан, к востоку от Иссык-Кульской впадины. На севере она ограничена хр. Кетмень, а на юге — хр. Терской-Алатау. Горы Бас-Оглы-Тастау, Ельчи-Буйрюк и Каратау, сближаясь с хр. Кетмень, замыкают впадину на востоке. Каркаринская впадина выполнена кайнозойскими отложениями, слагающими асимметричную мегасинклиналь, северное крыло которой погружается под углом 8—10, а южное — 50—80°. Вдоль оси в северо-западной части впадины протягивается довольно крупная антиклиналь, выраженная в рельефе грядой Чуль-Адыр. Соленосные отложения обнажаются в многочисленных карстовых воронках и на правом берегу р. Каркара. Полоса выходов соленосных отложений хорошо прослеживается и по многочисленным соляным источникам, вокруг которых образуются мирабилитовые наледи (шоры), особенно широко развитые на юго-восточном склоне гряды Чуль-Адыр. Краткие сведения о наличии соленосных отложений в этом районе приводятся в работах К. И. Аргентова и Н. Г. Кассина. В 1931 г. П. А. Грюше одним из первых выделил в составе соленосных отложений гряды Чуль-Адыр тенардит. В период с 1933 по 1943 г. Чуль-Адырское месторождение исследовали С. С. Ларк, Ф. И. Лифшиц, И. С. Тригулов и А. Я. Крылов. Но наиболее детально эти отложения изучали в период 1953—1956 гг. В. А. Шурыгин, И. К. Смешливый и Р. З. Мингалиев. В это же время месторождение посетили А. И. Дзенс-Литовский и А. А. Иванов, давшие рекомендации по методике разведки. Разведочными работами установлено сложное строение соленосной толщи. Кроме каменной соли, в ее состав входят линзовидные и пластовые тела глауберитовых и тенардитовых пород. В последующие годы специальных исследований соленосных отложений не проводилось, хотя отдельные вопросы стратиграфического положения и условий образования разбирались А. В. Горячевым (1959), А. Б. Ли (1962), И. М. Чабдаровым, О. В. Бажановым, А. А. Колесниковым и др.

Для территории, расположенной к востоку от Ферганского хребта и охватывающей Кетмень-Тюбинскую, Джумгольскую, Кокчорскую, Иссык-Кульскую, Восточно-Чуйскую, Нарынскую, Атбашийскую, Аксай-Тоюнскую и Каркаринскую межгорные впадины, мы рассмотрели лишь самые общие сведения о географическом и пространственном распространении, а также истории изученности развитых здесь соленосных отложений. Взгляды на их стратиграфическое положение, состав и условия образования, формировались при обобщении данных по всему этому региону и кратко сводятся к следующему.

В конце прошлого и начале нынешнего веков, в период обзорных маршрутных исследований И. В. Мушкетова (1886), К. И. Аргентова (1913) и др., господствовало представление, что соленосные отложения приурочены к серо-пестроцветной толще поздне-третичного возраста, залегающей на более древних (возможно, даже мел-третичных) красноцветных образованиях. Эта точка зрения получила свое дальнейшее развитие в работах С. С. Шульца (1948₁), считавшего, что соленосные отложения залегают в нижней части так называемого тыньшанского орогенического комплекса неоген-древнечетвертичного возраста. Впоследствии С. С. Шульц (1954) склонился к мнению, что соленосные

отложения частично могут быть аналогами самых верхних горизонтов киргизского красноцветного комплекса, а к нижним горизонтам этого комплекса приурочены гипсоносные отложения палеогенового возраста. Примерно в то же самое время Б. А. Петрушевский (1948, 1950) включал соленосные отложения в состав карлукской серии ранне-среднемиоценового возраста. В середине 50-х годов В. Н. Щербина (1956) пришел к выводу, что в пределах Тянь-Шаня существовала только одна — нижнемиоценовая — эпоха соле- и гипсонакопления и что красноцветные гипсоносные отложения являются фаціальными аналогами сероцветных соленосных. Эта точка зрения не распространилась широко, и в дальнейшем в пределах отдельных впадин соленосные отложения относились к миоцену или даже верхнему плиоцену, а красноцветные гипсоносные отложения, как правило, считались более древними, возможно, палеогеновыми.

Анализируя развитие взглядов на состав неогеновых соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня, нельзя не упомянуть, что основным сульфатным минералом этих отложений, примерно до середины 40-х годов, считался мирабилит (Койфман, 1936; Бергман, 1946; и др.). И лишь позже В. Н. Щербина (1948, 1949) установил, что первичным сульфатно-соляным минералом в действительности является глауберит, тогда как мирабилит практически всегда вторичный, образованный за счет разложения в поверхностных условиях глауберита или тенардита. Подчеркивая уникально широкое распространение глауберитовых пород в составе третичных соленосных отложений, В. Н. Щербина (1951) предложил выделить тяньшанскую третичную галит-глауберитовую свиту. На основании детального изучения состава и строения соленосных отложений большинства межгорных впадин Тянь-Шаня В. Н. Щербина (1956) выделил 5 типов соленосных и 3 типа гипсоносных отложений. Анализируя особенности распространения соленосных отложений, В. Н. Щербина указывал, что они, как правило, приурочены к центральным частям впадин, а по направлению к бортовым зонам сменяются гипсоносными отложениями. Аналогичные взгляды на состав и строение соленосных отложений высказывал и А. Х. Ибрагимов (1955₁).

Параллельно с изучением строения, состава и пространственного положения соленосных отложений выяснялись физико-химические особенности как соленосных отложений, так и природных рассолов месторождений Тянь-Шаня. Значительное количество работ было посвящено определению перспектив и путей промышленной переработки ископаемых солей (Фридман, Зиновьев, 1951; Дружинин, Кыдынов, 1956; Зиновьев, 1958; Кыдынов, 1958; Дружинин и др., 1962; и др.). Детально физико-химические параметры соляных рассолов отдельных месторождений изучались А. Б. Бектуровым и др. (1955), А. И. Мун и А. Б. Бектуровым (1956), И. Е. Батырчаевым (1958) и др. Подводя итоги многолетним физико-химическим исследованиям соленосных отложений Тянь-Шаня, И. Г. Дружинин, М. Кыдынов, А. А. Зиновьев и М. Д. Лопина (Физико-химическая..., 1970) выделили две группы месторождений. К первой относятся месторождения с преимущественно галитовой (месторождения Кетмень-Тюбинской, Тогуз-Тороузской и Ферганской впадин), а ко второй — с преимущественно глауберитовой минерализациями (месторождения Кочкорской, Джумгольской, Алабуга-Нарынской и Каркаринской впадин).

Все выше описанные регионы неогенового соленакопления располагаются на территории Средней Азии. В пределах Центральной Азии соленосные толщи неогенового возраста достоверно установлены лишь в Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадинах.

Турфанская впадина расположена на северо-восточной окраине Тянь-Шаня, в пределах провинции Синьцзянь КНР. Она имеет значительную (около 400 км) длину при ширине 50—60 км и вытянута в

широтном направлении. С севера и северо-востока впадину ограничивают хребты Богдошань, Баркультаг и Карлыктаг, а на юге — Бортоула и Чолтаг. Она выполнена мощными (до 3700—4000 м) мезозойскими и значительно меньшей мощности (1200—1500 м) кайнозойскими отложениями. В западной части впадины установлены выходы на поверхность неогеновых гипсо- и соленосных отложений, описанные еще В. А. Обручевым (1901). Они приурочены в основном к ряду антиклинальных структур, протягивающихся в широтном направлении и выраженных в рельефе невысокой грядой Тузтаг. Первые сведения по геологическому строению Турфанской впадины приведены в работах В. А. Обручева (1901), К. И. Богдановича (1892), а также в серии работ участников шведско-китайской экспедиции 1928—1932 гг. П. Гребера и Э. Норина. При участии советских геологов в 1954—1955 гг. проведена геологическая съемка и изучена стратиграфия выполняющих ее отложений. Месторождения гипса и каменной соли Синьзяна, в том числе и Турфанской впадины, изучены в 1946 г. Гуань Шицу.

Кучарская впадина располагается вдоль южного склона Восточного Тянь-Шаня. Длина ее около 600 км, а ширина 150—200 км. Сложена она мощной (до 9000 м) толщей осадочных пород главным образом мезо- и кайнозойского возраста, причем мощность кайнозойских отложений достигает 4000 м. По данным К. Н. Кравченко, соленосные отложения неогенового возраста выявлены в восточной части впадины. Геологическое изучение Кучарской впадины началось еще в конце прошлого века (Богданович, 1892). В последующие годы изучение этого района (вплоть до 40-х годов XX в.) носило в основном маршрутный характер. Геологическая съемка отдельных участков впадины была начата в 1943 г. китайскими геологами Т. К. Хуан, Х. Ч. Юнг, Чена и Чоу. Советские геологи О. С. Вялов, Н. П. Туаев и другие разрабатывают в это время отдельные вопросы стратиграфии мезокайнозойских отложений. Широкие геологосъемочные работы на территории Кучарской впадины проведены в 1952—1953 гг. советскими геологами В. Н. Брюхановым, К. Н. Кравченко, В. С. Бровковой, В. И. Чернявским, А. Ф. Ильиным и Ю. П. Чеповым.

Цайдамская впадина расположена к юго-востоку от Кучарской и протягивается между поднятиями Куэнь-Луня на юге и Нань-Шаня на северо-востоке. С северо-запада она ограничена хр. Алтын-Таг. Цайдамская впадина одна из наиболее крупных в Центральной Азии. Длина ее достигает 850 км, а ширина 250—300 км. Сформирована она мощной (11 000 м) толщей континентальных мезокайнозойских отложений. Выходы на поверхность мезозойских отложений известны лишь в окраинных зонах, тогда как центральная часть впадины занята кайнозойскими образованиями. Для структуры осадочного чехла характерно наличие цепочек антиклиналей, нередко расположенных кулисообразно, общего северо-западного простирания. Соленосные отложения неогенового возраста обнажаются в прикуэньлуньской части впадины, а также вскрыты скважинами в центральной и восточной частях впадины. До 1949 г. изучение геологического строения впадины велось лишь эпизодически отдельными маршрутами (В. А. Обручев, Э. Норин, Б. Болен и др.). Основные геологосъемочные и разведочные работы начались здесь после 1947 г. Главное внимание в процессе их производства уделялось выяснению перспектив нефтегазоносности, специально соленосные отложения не изучались.

Наряду с разобранными в настоящем обзоре работами, непосредственно посвященными неогеновым соленосным отложениям Средней и Центральной Азии, имеется значительное количество исследований более общего характера. В некоторых из них анализируются вопросы строения и палеотектонического развития отдельных регионов и описываемой территории в целом (Николаев, 1929; Пейве, 1937; Попов, 1938;

Шульц, 1943, 1948; Рыжков, 1959; Хуан-Бо-Цинь, 1952; Петрушевский, 1955; Калугин, 1956, 1966; Королев, 1956, 1961; Горячев, 1959; Резанов, 1959; Крестников, Рейснер, 1960; Варенцов, Кравченко, 1962; Вонгаз, 1963; Варенцов и др., 1964; Амурский, 1966; Кнауф, 1966; Турбин, 1966; Юдахин, 1967; Бевза, 1967; Буш и др., 1970; Гарецкий, 1972; Калугин и др., 1972; Дитмар и др., 1976; и др.), а в других рассматриваются состав неогеновых отложений, палеоклиматические и палеогеографические особенности их образования (Наливкин, 1928; Попов, 1954; Клейнберг, 1957; Лавров, 1959; Али-Заде, 1961; Крестников, 1961; Разумова, 1961; Ли, 1962; Сеницын, 1962; Лигуша, 1964; Турдукулов, 1964; Мезозойские и кайнозойские. . ., 1965; Косминский, 1969; Гриднев, 1971; и др.). В данной главе мы не стремились охватить все работы, в той или иной мере касающиеся состава, строения или условий образования неогеновых соленосных отложений, развитых на территории Средней и Центральной Азии. Наша задача состояла в том, чтобы, рассмотрев особенности распространения, показать общий уровень и характер направленности, по которым изучались отложения.

Глава II

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАЙНОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

В вопросе о стратиграфическом положении неогеновых соленосных отложений, развитых в пределах Средней и Центральной Азии, до сих пор остается много спорных и неясных моментов. Несколько лучше обстоит дело со стратиграфией неогеновых отложений западных районов Средней Азии (Западный Копетдаг и Южное Приаралье), где они охарактеризованы хорошо изученной ископаемой фауной. В этих районах стратиграфическое положение соленосных отложений устанавливается большинством исследователей вполне определенно и однозначно. В то же время для восточной части Средней и для Центральной Азии пока не существует единого, достаточно аргументированного мнения на стратиграфическое положение соленосных отложений. Нередко даже в пределах небольшого региона одну и ту же соленосную толщу исследователи относят то к верхнему плиоцену, то к нижнему миоцену. Связано это с недостаточной изученностью кайнозойских отложений и слабой охарактеризованностью их надежно стратифицированными ископаемыми фаунистическими остатками. Расхождения в стратиграфических построениях не позволяют составить сколько-нибудь определенного представления о стратиграфическом положении соленосных отложений в целом для описываемой территории. Поэтому необходимо хотя бы кратко познакомиться с исходными данными и существующими взглядами на стратиграфию неогеновых отложений по каждому из интересующих нас районов в отдельности. С этой целью проведен анализ литературных материалов, дополненный результатами полевых исследований по изучению разрезов кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня.

Предполагаемое ниже описание подчинено порядку географического расположения отдельных регионов с запада на восток.

ЗАПАДНЫЙ КОПЕТДАГ

Неогеновые отложения Копетдага изучены довольно хорошо. Вопросы стратиграфии этих отложений посвящено большое количество работ, опубликованных в обобщающих исследованиях (Колесников, 1940; Эберзин, 1960; Али-Заде, 1961; Смирнов и др., 1972; и др.).

В пределах Узек-Дагской синклинали, расположенной в Эзет-Карагезском синклинии на севере Западного Копетдага, неогеновые отложения впервые описаны Н. И. Андрусовым (1914). В 1923—1924 гг. детальные геологические исследования в этом районе провел И. И. Никшич (1931, 1932). Он установил, что наиболее широко здесь распространены палеогеновые отложения, обнажающиеся на крыльях синклинали, в то время как неогеновые сохранились лишь в центральной части структуры.

Неогеновые отложения представлены двумя сериями осадков, залегающими с угловым несогласием друг на друга и на палеогеновых образованиях: нижней — средне-верхнемиоценовой и верхней — верхнеплиоценовой. Нижняя серия (чёркракские, спанидонтеловые и фоладовые слои и сармат, по И. И. Никшичу) представлена сероцветными песчано-глинистыми (внизу гипсоносными, а в средней части с прослоями мергелей и детритусовых известняков) отложениями, содержащими большое количество ископаемых остатков моллюсков и остракод, характерных для различных горизонтов среднего и позднего миоцена. Общая мощность этих отложений в Узек-Дагской синклинали около 760 м (Никшич, 1931).

Верхняя серия развита только в западной части Узек-Дагской синклинали, где она залегает с резким угловым несогласием как на миоценовых, так и на палеогеновых отложениях. Детально описал серию И. И. Никшич, который выделил в разрезе (снизу вверх) следующие пачки и слои:

	Мощность, м
1. Конгломераты из плохо окатанной гальки плотных мергелей, известняков и песчаников	8,5
2. Глины светло-серые и светло-зеленые с обильной, но однообразной фауной. <i>Cypris</i> sp., <i>Cardium dombra</i> Andrus., <i>C. Nikitini</i> Andrus., <i>C. Vogdti</i> Andrus., <i>Maetra subcaspia</i> Andrus., <i>M. karabugasica</i> Andrus., <i>M. Inostranzevi</i> Andrus., <i>M. Venjukovi</i> Andrus. В верхней части присутствуют маломощные (0,1—0,5 м) прослои тонкослоистых песчаников	41,8
3. Конгломерат с хорошо окатанной галькой (до 15 см), сцементированной светло-серым мергелем	1,7
4. Глины серые и голубовато-серые с прослоями песчаников серых и красновато-серых. В этой части разреза встречаются ископаемые остатки, аналогичные описанным в пачке 2. Кроме того, здесь встречены <i>Maetra</i> cf. <i>pisum</i> Andrus., <i>Hydrobia (Clessinia)</i> sp.	34,1
5. Песчанистая пачка, в которой залегают линзы гипса, каменной соли, мирабилита и тенардита	1,5—5,0
6. Песчаники и песчанистые глины розоватого цвета; фауна отсутствует	100,0
7. Песчаники внизу розоватые, вверху серые, переслаивающиеся с глинами и песчанистыми глинами зеленовато- и светло-серого цвета. В верхней части встречены ископаемые остатки <i>Cardium rdiiferum</i> Andrus., <i>C. karelini</i> Andrus., <i>C. dombra</i> Andrus., <i>C. jumudicum</i> Andrus., <i>Maetra subcaspia</i> Andrus., <i>M. karabugasica</i> Andrus., <i>Potamides caspius</i> Andrus.	105,0
8. Конгломераты и галечники с прослоями глин (ископаемые остатки отсутствуют)	130,0

Вслед за Н. И. Андрусовым (1914) И. И. Никшич (1931), В. П. Колесников (1940), А. А. Али-Заде (1961) и другие, учитывая положение в разрезе и характерный комплекс ископаемых фаунистических остатков, единодушно относят большую часть вышеописанных отложений (1—7 пачки) к акчагыльскому ярусу. Следовательно, соленосные отложения (пачка 5), развитые в пределах Узек-Дагской синклинали, также могут быть отнесены к акчагылу.

ЮЖНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

На большей части территории Южного Приаралья неогеновые отложения залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающих палеогеновых отложениях. Только в наиболее по-

груженных областях (южнее и западнее Султануиздага, а также в Таджикистанском и Минбулакском прогибах) присутствуют миоценовые отложения, тесно связанные с палеогеновыми (Лигуша, 1964). К северу и северо-западу от Султануиздага, в районе Таштакупыр и Кушканатау, наиболее древние неогеновые отложения представлены маломощной пачкой песчаников, условно относимой к миоцену. Плиоценовые отложения этого района залегают с размывом как на миоценовых, так и на палеогеновых отложениях. В их составе М. Н. Грамм (1958) выделил акчагыльские и апшеронские слои, охарактеризованные своеобразными комплексами моллюсков и остракод.

К югу от возвышенности Кушканатау (по данным С. П. Давидзона, М. Н. Слюсаревой, Л. И. Филатовой и др.) некоторыми скважинами вскрывается следующий разрез неогеновых отложений, залегающих с размывом на палеогеновых мергелистых глинах (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники желтовато- и зеленовато-серые, полимиктовые, известковистые, разномзернистые	от 0 до 31,0
2. Глины серые и зеленовато-серые, песчанистые и алевритистые, заглипцованные с пластинами линзами разнообразных по составу солей	38,0—40,0
3. Песчаники серовато-желтые, слабо сцементированные с прослоями песчаных алевролитов	3,0—40,0

В этом районе неогеновые отложения повсеместно перекрыты мощной (до 80 м) толщей разнообразных по составу четвертичных отложений.

Из отложений пачки 2 А. А. Бухариной определены остракоды: *Cytheriss bogatschovi* (Lioentae), *Limnocythere* aff. *dilurealis* Man., *Limnocythere* sp., *Loxococoncha* aff. *aczshagilica* Man., *Cythere cellula* Lioentae, позволяющие, по ее мнению, относить эти отложения к акчагыльскому ярусу. Из вышележащих отложений (пачка 3) ею же определены остракоды, свойственные апшеронскому ярусу. Таким образом, и в Южном Приаралье акчагыльский возраст соленосных отложений устанавливается достаточно определенно.

ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

Изучение третичных отложений Ферганской впадины начато еще в прошлом веке Г. Д. Романовским (1878) и И. В. Мушкетовым (1886). Первые схемы детального подразделения третичных отложений, построенные на основании изучения разрезов главным образом южной и восточной Ферганы, составлены значительно позднее К. П. Калицким (1915) и О. С. Вяловым (1935). Палеогеновые отложения О. С. Вялов подразделил (снизу вверх) на 8 ярусов: бухарский, сузакский, алайский, туркестанский, риштанский, исфаринский, ханабатский и сумсарский. Вышележащие два яруса (массагетский и бактрийский), по его мнению, охватывают миоцен-плиоценовые отложения. Подробные сводки развития взглядов на состав, строение и возраст третичных отложений Ферганской впадины содержатся в работах Д. В. Наливкина (1926), В. И. Попова (1954), А. М. Габрильяна (1957), В. Г. Клейнберга (1957), М. Н. Грамма (1962) и Н. И. Гриднева (1971). Мы рассмотрим более подробно стратиграфию лишь северо-западной части впадины, охватывающей район Ак-Чеп, Ак-Бель, Супе-Тау, к которому и приурочены выходы соленосных отложений.

Первую схему расчленения третичных отложений района Ак-Чеп, Ак-Бель и Супе-Тау на основе работ 1916—1917 гг. составила О. Ф. Нейман-Пермякова (1929), выделившая в их составе шесть свит (рис. 2). Позднее И. В. Пуаре (1931) объединила две нижние (соленосную и гипсоносную) свиты О. Ф. Нейман-Пермяковой в одну свиту А (палеогенового возраста), а три вышележащие свиты (известняково-мергельно-глинистую, песчано-глинистую и глини-

принятую на совещании по унификации стратиграфических схем Средней Азии (Решения..., 1959). В 1963 г. в Ташкенте на совещании по подготовке рабочей стратиграфической схемы неогеновых отложений востока Средней Азии принята схема расчленения третичных отложений Северо-Западной Ферганы (Н. И. Костенко и др., 1965). Схема построена не на сопоставлении с разрезами других районов впадины, а на выделении местных стратиграфических единиц (свит), которым даны географические названия. Примерно в это же время детальную схему подразделения кайнозойских отложений северо-запада, основанную на ритмо-стратиграфическом принципе, предложили И. В. Плещенко и А. К. Воронков (1965).

Для нашего исследования наиболее удобна схема, принятая на Ташкентском совещании (Н. И. Костенко и др., 1965). Согласно этой схеме в составе кайнозойских отложений, обнажающихся в пределах северо-запада Ферганской впадины (снизу вверх), выделяются бардамкульская, кызылджарская, акбельская, супетауская, кайраккумская и коктурлюкская свиты.

Бардамкульская свита залегает в осевой части антиклинали Ак-Бель. Нижние (не обнажающиеся на поверхности) горизонты свиты (мощностью около 200 м) вскрыты скважинами в районе гряды Кызыл-Джар (Гриднев, Ходжиматов, 1958), где они представлены зеленоватосерой и серой глиной, иногда алевитистой, с прослоями серого сахаровидного гипса и прозрачной каменной соли. Обнаженная часть свиты наиболее полно представлена в гряде Кызыл-Джар и в районе Бардамкульского ущелья (северный склон гряды Акбель). Здесь в ее составе выделяются две пачки: нижняя — глинисто-галитовая и верхняя — глауберит-галит-глинистая. Нижняя пачка представлена мощными пластами каменной соли (до 20—25 м), переслаивающимися с серыми и темно-серыми глинами, часто загипсованными и засолоненными и содержащими слои гипса. Видимая мощность пачки 130—150 м. Верхняя пачка отличается значительно меньшим количеством слоев каменной соли. Обычно мощность их меняется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. По разрезу встречаются прослой буровато-серых и коричневатых глин. В этой части бардамкульской свиты отмечаются также прослой серых глауберитовых глин. Общая мощность обнаженной части свиты 270—300 м.

Кызылджарская свита связана с подстилающей постепенными переходами. Она сложена зеленоватосерыми и буровато-серыми глинами, часто алевитистыми, переслаивающимися с алевролитами. Встречаются отдельные слои мелкозернистых песчаников. Отложениям свиты свойственно большое количество прослоев гипса мощностью от нескольких сантиметров до 16 м. Мощность свиты изменяется от 600 до 1200 м, а, по данным М. Н. Гриднева (1971), на южном крыле антиклинали Ак-Бель достигает 2330,2 м.

Акбельская свита залегает на подстилающих отложениях кызылджарской свиты без видимого несогласия. Широко распространены в свите бурые, коричневатобурые и (реже) серые глины, переслаивающиеся с алевролитами, присутствуют прослой известняков, мергелей и песчаников. В нижней части свиты отмечаются отдельные прослой гипса. Мощность свиты изменяется от 800 до 1000 м.

Супетауская свита залегает согласно на акбельской. Представлена серыми, бурыми, светло- и желтовато-бурыми глинами с прослоями алевролитов и пачками серых и зеленоватосерых песчаников с маломощными линзами конгломератов и гравелитов. Наблюдаются отдельные прослой голубовато-серых известняков и мергелей. Мощность свиты 350—400 м.

Кайраккумская свита на подстилающих отложениях супетауской свиты залегает согласно и связана с ней постепенными переходами. В составе свиты преобладают серые, зеленовато-серые, среднерезистые песчаники с линзами конгломератов и гравелитов. Вверх по разрезу количество и мощность прослоев песчаников увеличивается, появляются прослойки конгломератов. Среди песчаников наблюдаются также прослойки глин и алевролитов серых, синевато-серых и бурых. В нижней части свиты имеются отдельные прослойки известняков и мергелей. Мощность свиты 600—800 м.

Коктурлюкская свита завершает разрез кайнозойских отложений. Она залегает несогласно на подстилающих образованиях. Свита представлена песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов и лессовидных глинисто-алевролитовых пород. Видимая мощность свиты более 100 м.

В палеонтологическом отношении кайнозойские отложения северо-запада Ферганской впадины охарактеризованы весьма неравномерно. Так, в составе бардамкульской свиты и подстилающих ее красноватых подсолоненных отложениях никаких остатков ископаемой фауны не обнаружено. В отложениях бардамкульской свиты Н. А. Садовская (1954) описала пыльцу широколиственных листопадных, вечнозеленых и южных хвойных растений. Сходный по составу спорово-пыльцевой комплекс Н. А. Садовская зафиксировала в отложениях вышележащей кызылджарской свиты, откуда М. Н. Грамм определил большое количество остракод, в том числе *Cyprideis littoralis* (Brady), известные только с начала среднего миоцена (Грамм, 1951, 1959; Шнейдер, 1947). В верхней части кызылджарской свиты М. Н. Грамм (1951) отметил присутствие небольшого количества плиоценовых остракод, широко распространенных в вышележащих свитах. В отложениях акбельской свиты в разное время обнаружены многочисленные остатки харовых водорослей, среди которых М. Ф. Нейбург определила *Chara* aff. *Escheri* Heeg (Васильковский, 1935). В. А. Линдгольм из находок В. Д. Глазовского определила пресноводные гастроподы *Planorbis* ex gr. *cornu* Brougn *P. septemguratus* Rossmessler, *P. liocostama* Millet., *Limnaea* ex gr. *palustris* Müller., *L.* ex gr. *ovata* Prap. (Васильковский, 1935). По сборам Ф. Л. Чернышева из отложений акчепской свиты М. Н. Грамм определил *Limnocytherea* sp., *L.* aff. *laculenta* Lin. (?), *Iliocypeis bradyi* Sars., *I.* cf. *gibba* (Rmdohr), *Cytheridea torosa littoralis* Brady, *Cypria* ex gr. *lacustris* Sars, *Cypridopsis newtoni* Brady и др. По мнению Ф. Л. Чернышева, этот комплекс остракод характеризует вмещающие отложения как переходные от верхнего миоцена к среднему плиоцену. М. Н. Грамм (1962) описал из осадков акбельской свиты богатую фауну пресноводных плиоценовых остракод: *Eucypris* aff. *variegata*, *E. samgarensis* Gramm., *Cipris pliocaenica* (Charman), *Prinocypris lutaria* (Koch), *Cyprinotus* aff. *baturini* Schn., *C.* aff. *Ferganensis* Schn. и др.

В отложениях супетауской свиты, кроме богатого комплекса остракод позднеплиоценового, по М. Н. Грамму (1959), облика, известны находки наземных позвоночных. Н. П. Васильковским отсюда найден обломок зуба, принадлежащий, по мнению Е. И. Беляевой, архаичной плиоценовой форме слона *Archidiscodon* cf. *meridionalis* (Nesti). По данным С. А. Несмеянова и В. А. Федоренко (1964), из отложений средней части палеовой толщи (верхняя часть супетауской — низы кайраккумской свит) А. П. Окладниковым, а впоследствии и И. А. Дуброво найдены ископаемые остатки яиц страусов. С. А. Несмеяновым и В. А. Федоренко (1964) в нижней части конгломератовой толщи (кайраккумская свита) выявлено местонахождение ископаемых остатков млекопитающих, среди которых И. А. Дуброво определил *Archidiscodon meridionalis* (Nesti) верхнеплиоценового — нижнеплейстоценового об-

лика. Комплексы плиоценовых остракод, выявленные из отложений акчепской и кепелийской (акбельской, супетауской и кайраккумской) свит, весьма близки по составу.

Таким образом, имеющийся в настоящее время палеонтологический материал однозначно свидетельствует о миоценовом возрасте соленосно-гипсоносных отложений Северо-Западной Ферганы, причем не исключено, что отложения кызылджарской свиты отвечают среднему — позднему миоцену, а бардамкульская свита охватывает отложения ранне-среднемиоценового возраста. Довольно убедительно выглядят свидетельства в пользу плиоценового возраста отложений акбельской, супетауской и кайраккумской свит. К сожалению, более «узкая» возрастная датировка этих свит пока в значительной степени условна.

КЕТМЕНЬ-ТЮБИНСКАЯ ВПАДИНА

В 1936—1938 гг., проводя геологическую съемку, В. Н. Огнев и В. Г. Мухин впервые подразделили серо- и пестроцветные третичные отложения Кетмень-Тюбинской впадины на две свиты: нижнюю, представленную разнообразными глинами, мергелями и соленосными отложениями, и верхнюю, залегающую несогласно на подстилающих образованиях и представленную в основном конгломератами и песчаниками.

А. Х. Ибрагимов, изучавший третичные отложения впадины в 1951 г., выделил в их составе три свиты: нижнюю — пестроцветную, среднюю — соленосную и верхнюю — гипсоносную. Впоследствии, сравнивая третичные отложения Кетмень-Тюбинской и Кочкорской впадин, А. Х. Ибрагимов (1955₂) подразделил их на три комплекса: 1) терригенно-хемогенный (верхний олигоцен — нижний миоцен); 2) мелкообломочный озерный (верхний миоцен — нижний плиоцен); 3) крупнообломочный орогенический (верхний плиоцен — нижний антропоген). По мнению А. Х. Ибрагимова, в пределах Кетмень-Тюбинской впадины первый комплекс (снизу вверх) состоит из следующих свит: красноцветных конгломератов, песчаников и известняков; красноцветных гипсоносных глин и мергелей; соле- и гипсоносной. Второй комплекс представлен двумя свитами: мергельно-глинисто-песчаниковой и красноцветных песчаников. Третий комплекс сформирован мергельно-глинистой (внизу) и песчаниково-конгломератовой (вверху) свитами.

В 1956 г. Т. А. Додонова и В. А. Козлов в составе третичных отложений Кетмень-Тюбинской впадины выделили боомскую, тяньшанскую и шарпылдакскую свиты. Боомская свита залегают с размывом на палеозойских отложениях и образована красноцветными глинами, песчаниками, иногда загипсованными или с прослоями гипса; возраст свиты условно определяется палеогеном. На отложениях боомской свиты согласно залегают соленосно-мергельно-глинистые отложения тяньшанской свиты неогенового возраста. Шарпылдакская свита, представленная конгломератами, гравелитами и песчаниками, завершает разрез третичных отложений Кетмень-Тюбинской впадины. Трехчленное деление кайнозойских отложений Кетмень-Тюбинской впадины остается общепризнанным и в настоящее время, но вместо устаревших названий «боомская» и «тяньшанская» свиты большинством исследователей употребляются соответственно наименования кокомеренская и кетменьтюбинская свиты.

Отложения кокомеренской свиты в пределах Кетмень-Тюбинской впадины палеонтологически не охарактеризованы. По данным Л. И. Турбина и др. (1972), из верхних горизонтов кетменьтюбинской свиты В. А. Грищенко собраны моллюски *Limnaea robusta* Martins, *Planorbis youngi* Chi., Ping., *Radix* cf. *auricularia* (L.), *Calba* cf. *robusta*

Martins., *Anodonta torrentis* Heyde, которые, по заключению Г. Г. Мартинсона, характеризуют средний—верхний плиоцен и растительные остатки, дающие довольно широкий возрастной диапазон от миоцена до верхнего плиоцена включительно.

Таким образом, в пределах Кетмень-Тюбинской впадины соленосные отложения залегают в основании песчано-мергельно-глинистой толщи миоцен-плиоценового возраста и подстилаются фаунистически неохарактеризованными красноцветными песчано-глинистыми отложениями, возраст которых по сопоставлению с аналогичными образованиями в других частях западного Тянь-Шаня условно определяется как верхний олигоцен (?) — нижний миоцен.

ДЖУМГОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Первая довольно подробная схема строения третичных отложений Джумгольской впадины появилась в 1935 г. после исследований, проведенных в этом районе Киргизской комплексной экспедицией АН СССР. В работах участников этой экспедиции Н. М. Прокопенко (1935) и Э. Ф. Штейнванда (1935) дана общая характеристика третичных отложений. Более детально они описаны Б. А. Федоровичем (1935), подразделившим их на три свиты: нижнюю — красноцветную, среднюю — озерно-континентальную и верхнюю — озерную. Соленосные отложения, по его мнению, в виде отдельных залежей приурочены к верхней озерной свите. Б. А. Федорович указывал, что на большей части впадины третичные отложения с размывом перекрываются свитой мергелей и галечников четвертичного возраста.

В последующие годы строение и состав третичных отложений Джумгольской впадины с разных точек зрения освещались Н. М. Синицыным, В. Н. Козенко, Д. И. Варенцовым, Е. А. Зубцовым и другими исследователями. В. Н. Щербина, детально изучавший вместе с А. Х. Ибрагимовым соленосные отложения в районе Кичиккульской антиклинали, установил, что соленосные отложения залегают непосредственно выше базальных красноцветных грубообломочных отложений (красноцветная свита, по Б. А. Федоровичу) и согласно перекрываются мергельно-глинистыми отложениями (озерно-континентальная свита, по Б. А. Федоровичу). Позднее А. Х. Ибрагимов и А. Т. Турдукулов (1961) подразделили третичные отложения (снизу вверх) на 4 свиты: красноцветную грубообломочную, соленосно-гипсоносную, мергельно-глинистую и пестроцветную песчано-глинистую. Эти исследователи (вслед за В. Н. Щербиной) пришли к выводу, что соленосно-гипсоносные отложения по латерали замещаются красноцветными и поэтому на большей части впадины мергельно-глинистые отложения согласно и с постепенным переходом залегают на красноцветах.

По Л. И. Турбину и др. (1972), кайнозойские отложения Джумгольской впадины подразделяются на коктурпакскую, кокомеренскую, джумгольскую и шарпылдакскую свиты. Соленосные отложения этими исследователями включаются в состав джумгольской свиты, т. е. залегают стратиграфически выше красноцветных отложений, относимых к кокомеренской свите, что не совпадает с взглядами В. Н. Щербины и А. Х. Ибрагимова.

Чтобы выяснить стратиграфическое положение соленосных отложений и их взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими образованиями, нами (совместно с М. А. Жарковым) довольно подробно изучено строение кайнозойских отложений на северо-западной окраине Джумгольской впадины в районе Кичиккульской антиклинали. Здесь в составе кайнозойских отложений хорошо выделяются кокомеренская, кичиккульская и джумгольская свиты (рис. 3).

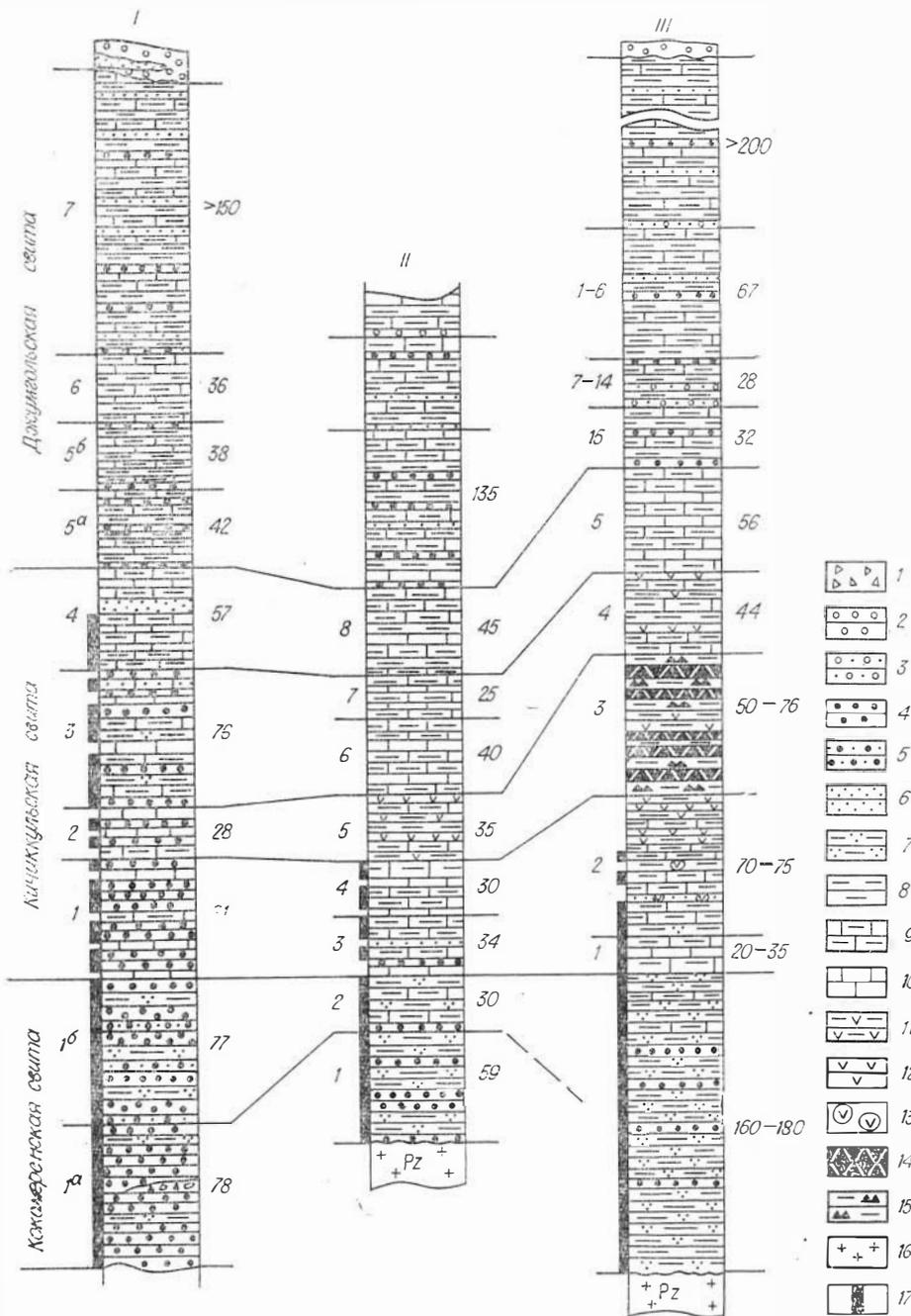


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов палеоген-неогеновых отложений Джумгольской впадины.

Разрезы: I — среднее течение р. Кичиккул, II — нижнее течение р. Кичиккул, III — левый берег р. Кокомерен ниже устья р. Кичиккул. 1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — песчаники грубозернистые с мелкой галькой; 4 — гравелиты и дресвяники; 5 — песчаники грубозернистые с примесью гравия; 6 — песчаники мелко- и среднезернистые; 7 — паттумы глинисто-гравелитовые; 8 — глины слабо карбонатные; 9 — глины существенно карбонатные (мергели); 10 — известняки; 11 — глины загипсованные; 12 — гипсы; 13 — включения гипса; 14 — глауверитовые породы; 15 — глауверитонесные глины; 16 — граниты; 17 — породы бурой и красно-бурой окраски.

Кокомеренская свита прослеживается как на южном, так и на северном крыле антиклинали. На левом берегу р. Кокомерен в нижней части свиты преобладают бурые и вишнево-бурые аркозовые дресвяники, которые вверх по разрезу сменяются красновато-бурыми «мусорными» глинами, содержащими рассеянную дресву красных гра-

нитов и прослой бурых грубозернистых песчаников с косою слоистостью. По направлению к сводовой части антиклинали за счет выпадения из разреза нижних горизонтов мощность свиты сокращается от 155 до 89 м и в верхней ее части появляются прослой красновато-бурых глин и мергелей. На северном крыле Кичиккульской антиклинали мощность кокомеренской свиты увеличивается до 160—180 м. Здесь в ее составе преобладают красновато-бурые «мусорные» глины, переслаивающиеся с дресвяниками. На обоих крыльях Кичиккульской антиклинали кокомеренская свита согласно и с постепенным переходом перекрывается отложениями кичиккульской свиты.

Кичиккульская свита выделена нами на северном крыле одноименной антиклинали по обнажениям на левом берегу р. Кичиккул. Она имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Буровато-коричневые мергели и глины с прослоями (15—30 см) тонкоплитчатых известняков	20—30
2. Коричневые, светло-коричневые и серые глины и мергели с прослоями (2—5 см) загипсованных глин и слоистых глинистых гипсов (13—50 см), внизу с прослоями (30—40 см) грубозернистых песчаников	70—75
3. Зеленовато-серые и светло-коричневые глины с прослоями и линзами разнообразных глауберитовых и гипсовых пород	50—76
4. Светло-шоколадные глины и мергели с тонкими прослоями и прожилками гипса	44
5. Зеленовато-серые и светло-зеленые мергели, переслаивающиеся с зеленовато- и палево-серыми тонкоплитчатыми известняками	56

В зависимости от мощности соленосных отложений общая мощность кичиккульской свиты на северном крыле антиклинали изменяется от 235 до 280 м. Несмотря на согласное залегание и постепенные переходы, верхняя граница кичиккульской свиты проводится довольно уверенно по подошве пачки пестрых мергелей и глин, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами и гравелитами. Эта пачка залегает в основании джумгольской свиты и хорошо прослеживается как на северном, так и на южном крыле Кичиккульской антиклинали, где одноименная свита имеет несколько иной состав. Так, по р. Кокомерен нами описан следующий разрез кичиккульской свиты (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Бурые, глинистые, косослоистые, плохо окатанные гравелиты и дресвяники с прослоями (3—25 см) белых, пятнами ярко-зеленых алевролитов, известняков и мергелей	61
2. Серые мергели и известняки с прослоями (0,4—0,6 м) бурых гравелитов из плохо окатанной гальки, иногда глинистых	28
3. Бурые и коричнево-бурые гравелиты и грубозернистые песчаники с прослоями зеленых алевролитов, массивных бурых и розовых известняков и серых листоватых мергелей	76
4. Внизу бурые оскольчатые мергели с прослоями буровато-серых известняков. В средней части пласт (8 м) зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Вверху зеленовато-серые мергели с прослоями серых массивных известняков	57
Общая мощность кичиккульской свиты в этом разрезе 222 м.	

При прослеживании отдельных горизонтов от разрезов северного крыла антиклинали к разрезам южного отчетливо видно, что из состава средней части свиты сначала выпадают соленосные, а затем и гипсоносные отложения. В этом же направлении идет общее погрубение материала и смена зеленых и серых окрасок пород на бурые и коричнево-бурые. Несмотря на значительные фациальные изменения, выделение кичиккульской свиты несомненно оправдано, поскольку и на северном, и на южном крыле антиклинали она существенно отличается по составу как от подстилающих отложений кокомеренской свиты, так и от перекрывающих образований джумгольской свиты. Лишь при приближении к окраинной части впадины различия в составе кокомеренской и кичик-

кульской свит постепенно стираются, и здесь они могут слиться в единую красноцветную грубообломочную свиту.

Джумгольская свита в районе рек Кичиккул и Кокомерен может быть подразделена на две части. Нижняя (мощность 120—135 м) имеет хорошо выраженное ритмичное строение и общую буровато-серую окраску. В составе этой части свиты, кроме светло-коричневых и зеленовато-серых глин и мергелей, присутствуют маломощные (0,2—0,3 м) прослои известняков и довольно значительные пласты грубозернистых песчаников и гравелитов, иногда с мелкой галькой в основании. Вышележащая часть джумгольской свиты в описываемом районе представлена серыми и зеленовато-серыми глинами и мергелями с прослоями серых мелкозернистых песчаников. В глинах изредка встречаются маломощные прожилки и рассеянные включения гипса. Пласты гравелитов и конгломератов здесь встречаются редко, но вверх по разрезу их количество постепенно увеличивается. Мощность (видимая) этой части свиты в районе р. Кичиккул 200—250 м. По-видимому, именно к этой части джумгольской свиты приурочен маломощный горизонт засоленных зеленовато-серых глин с гнездообразными скоплениями галита, описанный В. Н. Щербиной в районе Бештерек. Суммарная мощность джумгольской свиты в районе р. Кичиккул составляет 330—370 м, а по данным А. Х. Ибрагимова и А. Т. Турдукулова может достигать 450 м.

Завершает разрез третичных отложений Джумгольской впадины сероцветная песчано-мергельно-конгломератовая толща, залегающая на подстилающих отложениях джумгольской свиты с размывом и угловым несогласием. Многие исследователи эти отложения сопоставляют с шарпылдакской свитой Иссык-Кульской впадины.

Переходя к вопросу о возрасте отдельных подразделений, необходимо отметить, что в палеонтологическом отношении они еще изучены очень слабо. Отложения кокомеренской и кичиккульской свит палеонтологически вообще не охарактеризованы, а джумгольской свиты — лишь в своей верхней части. По данным А. Х. Ибрагимова и А. Т. Турдукулова (1961) отсюда М. И. Мандельштамом определены остатки остракод *Hyocypris dentifera* Sars., *Advenocypris horida* Schneider, *A. ospinosa* Schneider, *Limnocythere* sp., *Gaspicypris* sp., *Candonapsis* sp., *Hyocypris* cf. *dentifera* Sars., характеризующие, по его мнению, плиоценовый возраст вмещающих пород.

КОЧКОРСКАЯ ВПАДИНА

Несмотря на хорошую обнаженность кайнозойских отложений в пределах Кочкорской впадины, в вопросе их стратиграфического расчленения и возрастной датировки отдельных подразделений до сих пор остается много нерешенных и спорных моментов. Это связано с резкой фациальной изменчивостью отложений даже на небольших расстояниях, сложной тектонической обстановкой и неравномерным распределением небольшого количества местонахождений ископаемых остатков флоры и фауны как по площади, так и по разрезу.

Первая довольно подробная схема расчленения этих отложений составлена С. С. Шульцем (1948₂). Но еще раньше отдельные вопросы строения и возраста третичных отложений Кочкорской впадины затрагивались в работах Д. В. Никитина (1916), Б. А. Федоровича (1935), Т. А. Сикстель (1939), а также А. Я. Петросянца, А. А. Лаврова, Б. С. Соколова, Р. Ф. Геккера, О. М. Мартыновой, Ю. А. Орлова и др. В основе представлений С. С. Шульца о строении кочкорской третичной толщи лежало предположение о существовании во впадине двух резко отличных по составу фациальных зон — северной и южной. Всю третичную толщу С. С. Шульц подразделил на ряд свит, причем в юж-

С.С. Шульц		И.П. Захаров, А.Ф. Ерёмин, К.Д. Помазков, 1956		М.В. Неймышев, 1965; И.П. Захаров, В.М. Захарова, 1962		С.А. Тарасов, 1970		Л.И. Турбин и др., 1972		Принимаемая схема	
1948 ₂		1948 ₁									
?	Свиты А и А ¹	Кочкорская толща N ₁₋₂									
		Свиты В и В ¹	Свиты С и С ¹	Свита Д N ₂ + Q ₁							
Тяньшанский археогенный комплекс											
N - Q ₁											
P ₃ ³ - N ₁	Нижняя подсвита N ₂ КС ₁		Средняя подсвита N ₂ КС ₂		Верхняя подсвита N ₂ КС ₂						
	Кочкорская свита										N ₂ - Q ₁
P ₃ ³ - N ₁	Нижняя подсвита N ₁ ³ КС ₁		Средняя подсвита N ₁ ³ - N ₂ ¹ КС ₂		Верхняя подсвита N ₂ ¹ КС ₂						
	Кочкорская свита										N ₂ - Q ₁
P ₃ ³ - N ₁	Бюльинская свита P ₃ ³ - N ₁ бg		Шабьиркская свита N ₁ sb		Джусунаркская свита N ₁ - Na ag		Низнедзусунарк- ская подсвита N ₁ dg ₁		Верхнедзусунарк- ская подсвита N ₂ dg ₂		
	Бюльинская свита										N ₂ - Q ₁
P ₃ ³ - N ₁	Кочкорская свита P ₃ ³ - N ₁ КК		Нижняя подсвита		Верхняя подсвита						
	Кочкорская свита										N ₂ - Q ₁
P ₃ ³ - N ₁	Бюльинская свита P ₃ ³ - N ₁		Шабьиркская свита N ₁ ²		Джусунаркская свита		Нижнедзусунаркская подсвита		Верхнедзусунаркская подсвита		
	Бюльинская свита										N ₂ - Q ₁

Рис. 4. Сопоставление схем подразделения палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины. Здесь и далее штриховкой показано стратиграфическое положение соленосных отложений.

ной зоне снизу вверх выделил свиты А, В и С, а в северной — их стратиграфические аналоги свиты А¹, В¹ и С¹. Кроме того, во всей впадине была выделена в верхней части третичных отложений свита Д. В целом кочкорская толща, по мнению С. С. Шульца, имеет неогеновый возраст, и лишь самые ее верхи (свита Д, залегающая иногда с угловым несогласием на отложениях свит С и С¹) имеют неогеновый и, возможно, частично древнечетвертичный возраст (рис. 4). Соленосные отложения С. С. Шульц относил к свите А¹, считая, что они залегают в основании кочкорской толщи и распространены в северной зоне впадины.

Как отмечает М. В. Неймышев (1965), И. А. Захаров, А. Ф. Ерёмин и К. Д. Помазков еще в 1956 г. большую часть кочкорской толщи С. С. Шульца (свиты А, В, С и их аналоги) выделили в кочкорскую свиту с тремя подсвитами, возраст которой определялся плиоценовым. С. С. Шульц считал (вслед за Р. Ф. Геккером), что на значительной территории к северу от южнокочкорского разлома третичные отложения

находятся в опрокинутом залегании, а И. А. Захаров и другие полагали, что они залегают нормально. Эти исследователи отнесли соленосные отложения, по-видимому, к самым верхним горизонтам кочкорской свиты.

На основании своих биостратиграфических работ, выполненных в 1964—1965 гг., и анализа материалов предыдущих исследователей С. А. Тарасов (1970) считал возможным подразделить третичные отложения Кочкорской впадины на четыре свиты, дав им самостоятельные названия. Снизу вверх он выделил бижинскую, шабыркольскую, джуанарыкскую и шарпылдакскую свиты. В бижинскую свиту С. А. Тарасов включил красноцветные песчано-глинистые отложения с пачками конгломератов и брекчий и с горизонтами пестрых мергелей и известняков в верхней части, широко распространенные в среднем течении р. Биже и впервые описанные в этом районе А. А. Лавровым и Б. С. Соколовым в начале 40-х годов. К этой же свите С. А. Тарасов отнес и соленосную толщу, обнажающуюся на значительном удалении от р. Биже в нижнем течении рек Кичи- и Чон-Туз. По его мнению, соленосные отложения залегают в верхах бижинской свиты непосредственно выше горизонтов пестрых мергелей и известняков, венчающих разрез по р. Биже. Шабыркольскую свиту он выделил в объеме нижней, а джуанарыкскую — в объеме верхней частей пестроцветных «надсоленосных» отложений, развитых в междуречье Чон-Туз и Алыш.

Схема С. А. Тарасова наиболее полно и верно отражает общую последовательность в строении третичных отложений Кочкорской впадины. Как показали наши исследования, в нее необходимо внести лишь небольшие уточнения, касающиеся объема шабыркольской свиты и ее взаимоотношения с бижинской свитой.

Вслед за С. А. Тарасовым в основании третичных отложений Кочкорской впадины мы выделяем бижинскую свиту в том ее объеме, в котором она обнажается в стратотипическом разрезе на правом берегу р. Биже. Здесь в ее составе нами различается шесть пачек (снизу вверх).

Мощность, м

1. Гравелитовая пачка представлена коричнево-бурыми и розоватыми гравелитами, состоящими из плохо окатанной дресвы подстилающих красных гранитов, слабо сцементированной бурой алевритистой глиной от 25 до 38
2. Песчано-глинистая пачка сложена внизу преимущественно бурыми песчаниками и алевритами, а сверху — глинами алевритистыми коричнево-бурыми с отдельными прослоями бурых оскольчатых мергелей. В средней части пачки прослеживается прослой серых гравелитов, сменяющихся по простиранию серыми грубозернистыми песчаниками от 30 до 55
3. Пачка коричнево-бурых глин. Глины рыхлые и оскольчатые, иногда переходящие в бурые мергели. Встречаются отдельные редкие прослои загипсованных глин и глинистых гипсов 113
4. Глинистая гипсоносная пачка представлена коричневыми и светло-коричневыми глинами с прослоями загипсованных глин и глинистых гипсов, изредка светло-коричневых алевритистых глин 77
5. Мергельно-глинистая пачка. В нижней части представлена палеобурными алевритистыми глинами с редкими и маломощными (до 0,2 м) прослоями серых, мелкозернистых слюдистых песчаников, иногда переходящих в алевролиты. В верхней части в основном развиты пестрые (бурые, пятнами зеленовато-серые), плотные мергели с редкими прослоями палеобурных глин. Пестрые пятнистые мергели хорошо выделяются в виде маркирующих горизонтов 46
6. Мергельно-гравелитовая пачка представлена в нижней части палеобурными алевритистыми глинами с прослоями буро-розовых гравелитов, в средней — гравелитами, переслаивающимися с разногалечными конгломератами (отдельные валуны до 10—15 см), а в верхней — гравелитами с прослоями розовых и белесых известняков и ярко-зеленых листоватых мергелей, которые четко выделяются в разрезе, образуя еще один маркирующий горизонт. Верхняя часть пачки обрезана разломом. Суммарная мощность бижинской свиты в этом разрезе 370—380 м 55—60

Следует отметить, что соленосные отложения, которые С. А. Тарасов включает в состав бижинской свиты, в разрезе по р. Биже не

обнажаются, а их выходы на поверхность установлены лишь значительно западнее — в районе рек Шабырколь, Чон- и Кичи-Туз. По южному склону горы Чатыркель (правый берег р. Шабырколь) хорошо прослеживаются выходы соленосной толщи, представленной здесь гипсоносной и глауберит-мирабилит-глинистой пачками. Приведем их характеристику.

Мощность, м

- | | |
|---|------|
| 1. Гипсоносная пачка сложена внизу белыми массивными (пятнами серыми) глинистыми гипсами (16 м), в средней части среднегалечными конгломератами, грубозернистыми песчаниками, гравелитами и бурыми глинами (8 м), а в верхней части буровато-серыми гипсоносными глинами и серыми глинистыми гипсами (15 м) | 39 м |
| 2. Глауберит-мирабилит-глинистая пачка представлена в поверхностной зоне серой и буровато-серой рыхлой глиной, содержащей обильную рассеянную вкрапленность прозрачных кристаллов мирабилита, а на глубине, возможно, глиной с глауберитом. Встречаются отдельные прослои бурых оскольчатых глин. В верхней части мощностью 13 м прослеживаются бурые загипсованные глины с прослоями (1—20 см) белого мелкозернистого гипса; ближе к кровле встречаются отдельные прослои тонкоплитчатых серых мергелей. Видимая мощность соленосной толщи в этом разрезе 97 м | 58 |

Соленосная толща связана с вышележащей мергельно-глинистой постепенными переходами. В составе последней выделяются 5 пачек, имеющих следующий состав:

Мощность, м

- | | |
|--|----|
| 1. Известняково-мергельно-глинистая пачка состоит из зеленовато-палево-серых и лиловых глин с прослоями листоватых и гонкоплитчатых кремowych и розовых мергелей, в верхней части встречаются прослои фиолетовых глин и розовых кавернозных известняков | 38 |
| 2. Песчано-глинистая пачка внизу представлена пестрыми и палевыми глинами с прослоями песчаных мергелей, а в верхней части палево- и буровато-серыми глинами, часто алевритистыми с прослоями бурых и серых крупнозернистых (с рассеянными гравийными зернами) песчаников | 31 |
| 3. Мергельно-глинистая пачка представлена листоватыми, кремowymi, розоватыми и зеленоватыми мергельями, зеленовато-серыми глинами с прослоями тонкоплитчатых известняков | 28 |
| 4. Песчано-мергельно-глинистая пачка сложена в основании зеленовато-серыми и палево-бурыми глинами с прослоями светло-коричневых, мелко- и среднезернистых песчаников. Средняя часть значительно обогащена прослоями листоватых, пестрых, тонкоплитчатых (иногда песчаных) известняков. В верхней части снова появляются прослои серых и светло-коричневых песчаников, встречаются также отдельные слои бурых гравелитов | 36 |
| 5. Мергельно-песчано-глинистая пачка сложена глинами зеленовато- и буровато-серыми с прослоями листоватых мергелей и песчаников светло-коричневых, мелко-среднезернистых. В нижней части присутствуют тонкоплитчатые известняки. Суммарная мощность мергельно-глинистой толщи 188 м | 55 |

По-видимому, именно эта мергельно-глинистая толща соответствует в южной части Кочкорской впадины шабыркольской свите С. А. Тарасова. Учитывая тесную пространственную связь и наличие постепенных переходов от соленосной к мергельно-глинистой толще, мы считаем целесообразным включить соленосную толщу в состав шабыркольской свиты, оставив бижинскую свиту в том объеме, в котором она обнажается по р. Биже.

На северном склоне горы Чатыркель мергельно-глинистая толща шабыркольской свиты согласно сменяется песчано-глинистыми отложениями джуанарыкской свиты, в которой широко развиты разнообразные грубообломочные породы — песчаники и гравелиты, а также ярко выражено ритмичное строение. Каждый ритм состоит из двух частей: нижней, представленной грубообломочными породами, и верхней, состоящей из глин, переслаивающихся с песчаниками, реже мергельями. В состав нижней части ритма обычно входят серые и буровато-серые грубозернистые песчаники или бурые гравелиты. Иногда гравелиты и пе-

счаники содержат рассеянную крупную гальку или прослой мелко- и среднегалечных конгломератов. Мощность этой части ритма изменяется от 1 до 8 м. Верхняя, существенно глинистая, часть ритма представлена зеленовато-, палево-серыми, бурыми, иногда вишневыми или сиреневыми глинами, часто содержащими то или иное количество алевролитов или мелкозернистых песчаников. Изредка среди глин встречаются отдельные прослой листоватых кремневых мергелей и тонкоплитчатых серых известняков. Мощность этой части ритма колеблется от 3 до 20 м.

Вслед за С. А. Тарасовым мы различаем в составе джуанарыкской свиты две подсвиты. Граница между ними проводится в значительной степени условно. Но в целом они довольно хорошо отличаются друг от друга. Нижнеджуанарыкская подсвита состоит из двух толщ. Нижняя, залегающая непосредственно на отложениях мергельно-глинистой толщи, по своему составу и строению является как бы переходной. Для нее характерны палево-бурые, полосами зеленовато-серые цвета пород и развитие ритмов значительной мощности (от 13 до 23 м). В ритмах обычно увеличена мощность верхней части, в составе которой почти полностью отсутствуют песчаники и преобладают листоватые мергели. Нижняя часть ритма сложена, как правило, грубозернистыми песчаниками с рассеянными гравийными зернами. Мощность этой толщи 183 м. Верхняя толща характеризуется общей буроватой окраской и значительной песчаностью. В ее составе появляются бурые гравелиты с рассеянной крупной галькой и конгломераты. К средней части толщи приурочена пачка глин, содержащих рассеянную вкрапленность гипса и галита. Ритмы здесь обычно имеют мощность 4—7 м. В верхней половине ритмов значительную роль приобретают зеленовато-серые и светло-коричневые, мелко-среднезернистые песчаники. При прослеживании вверх по разрезу от одного ритма к другому в них постепенно сокращается количество песчаников и появляются отдельные прослой мергелей и известняков, иногда переполненных обломками раковин плохой сохранности. Мощность верхней толщи 240—250 м.

Нижняя часть верхнеджуанарыкской подсвиты отличается от подстилающих горизонтов нижнеджуанарыкской подсвиты более пестрой окраской. Широко развиты красно-коричневые и красновато-бурые гравелиты, зеленовато-серые грубозернистые песчаники, бурые песчаные глины, переслаивающиеся с зеленовато- и палево-серыми глинами. В самом верху подсвиты породы приобретают палево-серый цвет. Неполная (видимая) мощность верхнеджуанарыкской подсвиты в районе горы Чатыркель 504 м. На правом берегу р. Джуан-Арык, где разрез вскрывается вплоть до перекрывающих конгломератов шарпылдакской свиты, полная мощность верхнеджуанарыкской подсвиты около 600 м. Таким образом, общая мощность джуанарыкской свиты может быть определена в 900—1000 м.

В верхней части разреза бижинской свиты выделяются два существенно карбонатных горизонта. Первый сложен пестрыми пятнистыми плотными мергелями и располагается в верхней части мергельно-глинистой пачки, а второй, представленный розовыми и белесыми известняками и пестрыми листоватыми мергелями, венчает видимую часть разреза мергельно-гравелитовой пачки (рис. 5). Оба эти горизонта удается проследить из окраинных (р. Биже) во внутренние (гора Чатыркель) районы впадины, где, по нашему мнению, они могут быть сопоставлены соответственно: первый — с верхней частью известняково-мергельно-глинистой пачки, а второй — со средней частью мергельно-глинистой пачки шабыркольской свиты. Таким образом, нижняя часть ее, по-видимому, является стратиграфическим аналогом верхов бижинской свиты, а серо- и пестроцветные карбонатно-глинистые и соленосные отложения внутренних районов впадины в окраинной зоне замещаются, по всей вероятности, красноцветными грубобломочными и гипсоносными отло-

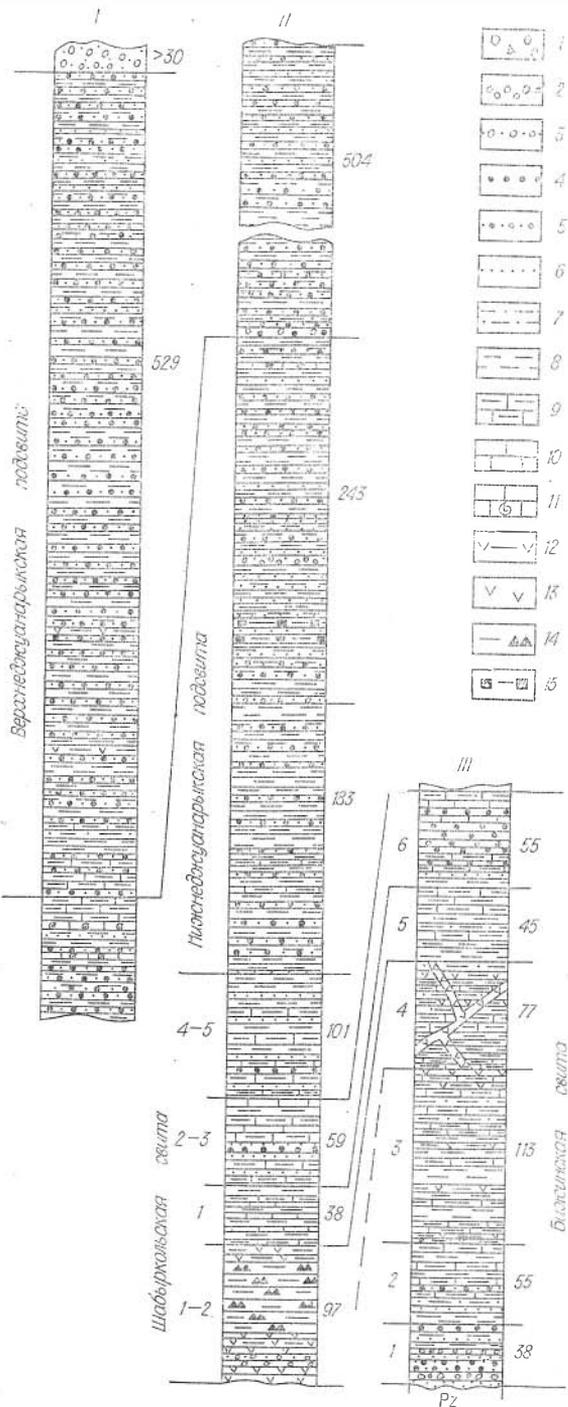


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины.

Разрезы: I — правобережье р. Джуанарык, II — гора Чатыркель, III — левый берег р. Биже. 1 — конгломерато-брекчии; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты, с мелкой галькой; 4 — гравелиты; 5 — песчаники грубозернистые с примесью гравия; 6 — песчаники мелко- и среднезернистые; 7 — алевролиты и глины песчано-алевритистые; 8 — глины слабо карбонатные и бескарбонатные; 9 — глины существенно карбонатные (мергели); 10 — известняки; 11 — известняки с обломками мелких раковин; 12 — гипсоносные глины; 13 — гипсы, 14 — глауберитовые глины; 15 — глины с примесью галита. Цифры слева от колонки обозначают номера пачек, а справа — их мощность (м).

жениями. Значит, верхняя граница бижинской свиты не разновозрастна на всей территории Кочкорской впадины, поэтому во внутренних зонах верхи бижинской свиты могут оказаться значительно более древними, нежели в окраинных.

Заметим, что в отложениях бижинской и шарпылдакской свит никаких определяемых ископаемых органических остатков песка не обнаружено, и весь разнообразный палеонтологический материал, собранный в различных участках впадины, сосредоточен в отложениях джуанарыкской и частично в верхних горизонтах шабыркольской свиты.

Первое довольно крупное местонахождение ископаемых остатков флоры и фауны в Кочкорской впадине обнаружено А. Я. Петросяном в 1936 г. в пестроцветных песчано-глинистых отложениях верхней части шабыркольской свиты на правом берегу р. Чон-Туз, несколько выше слияния ее с р. Кичи-Туз. Впоследствии сбор палеонтологических материалов на этом местонахождении проводили А. А. Лавров, Р. Ф. Геккер, О. М. Мартынова, С. С. Шульц и др. Среди растительных остатков, собранных здесь в разные годы многими исследователями, Т. А. Сикстель и А. Н. Криштофович определили *Phragmites* sp., *Salix varians* Goepf., *S. cf. angustifolia*, *S. abbreviata* Goepf., *S. cf. integra* Goepf., *Papulus latoior* A. Br., *P. cf. nigra* L., *Ulmus plucinervia* Ung., *Alnus macrophylla*, *Zelkova ungeri* Kov.

По мнению А. Н. Криштофовича, эти растительные остатки могут свидетельствовать о верхнемиоценовом, возможно нижнеплиоценовом, возрасте вмещающих отложений (Шульц, 1948_{1,2}). Отсюда же В. Н. Яковлев (1959) собрал и определил остатки миоценовых рыб: *Nemachilus opinatus* Jakowlew, *Aphanius kirgisticus* Jakowlew, *A. longipinnis* Jakowlew.

В 1959 г. В. С. Корниловой и Э. В. Романовой в междуречье Шабырколь и Оробаши из самых верхов шабыркольской свиты определены следующие растительные остатки: *Salix songarica* Anderss., *Acer trilobatum* Heer., *Periploca gracea* L. fossilis, *Ligustrum persicum* Eit., *Amygdalus pereger* Ung., *Ailanthus confucii* Ung., свидетельствующие, по мнению В. С. Корниловой (1962), о среднемиоценовом возрасте пород. Из отложений нижнеджуанарыкской подсвиты в междуречье Шабырколь и Алыш С. А. Тарасовым собраны, по определению В. С. Корниловой, *Salix Kattitauca* Korn., *Populus nigra* L. Возраст вмещающих пород В. С. Корнилова (1962) определяет как средний миоцен.

На правом берегу р. Джуанарык в верхних горизонтах сероцветной толщи нижнеджуанарыкской подсвиты М. В. Неймышевым найдены, по определению В. С. Бажанова, остатки млекопитающих: *Samotherium* sp., *Chilotherium Schiosseri* (Web). В. С. Бажанов считает, что эти остатки характеризуют среднемиоценовый — нижнеплиоценовый возраст вмещающих пород (Неймышев, 1965). В 1965 г. на правом берегу р. Биже С. А. Тарасовым из отложений нижнеджуанарыкской подсвиты извлечены остатки двух черепов, которые, по заключению В. С. Кузнецова, «схожи с *Testudo kegenica* Choz., существовавшей во второй половине миоцена» (Тарасов, 1970). Кроме того, из различных частей джуанарыкской свиты С. С. Шульцем (1948₂) собраны моллюски: *Limnaeaea lagotis* Schrenck., L. ex. gr. *Auricularia* L., *Planorbis* cf. *karkaraensis* Schloss. и многочисленные *Hydrobia*, по мнению определявшего их А. Г. Эберзина, верхнемиоценового или плиоценового возраста. Верхнеплиоценовый комплекс остракод (*Candona rostrata* Br. et Nor., *C. compressoformis* Mandelst., *Candoniella albians* (Brady), *C. marcida* Mandelst., *Ilyocypris bradyi* Sars.) собран и определен О. Н. Кондрашкиной из палевых глин самых верхних горизонтов верхнеджуанарыкской подсвиты. К верхней же подсвите относится очень интересное местонахождение ископаемых остатков, обнаруженное К. Д. Помазковым в северо-западной части впадины на южном склоне горы Орток. Из его сборов В. Е. Гаррутом определены *Hipparion* sp., *Microstonyx majori* Gervais верхнеплиоценового — нижнеплиоценового облика (Турбин и др., 1972).

В. И. Жегалло (1961) считает фауну «ортока» ниже-среднеплиоценовой. Из материалов, собранных им и Б. А. Трофимовым, В. И. Жегалло определил *Ictitherium* cf. *Wongii* Zdansky., *Crocota* sp., *hyaena* sp., *Hipparion kirgisticum* Jegailo, *Chilotherium* cf. *habereri*, *Microstonyx major* (Gervais), *Palaeotragus* sp., *Helicotragus* (?) sp., *Tragelaphini* gen., *Sivoryx* (?) sp., *Gazella deperdita* Gervais. По мнению Б. А. Трофимова (1959), фауна «ортока» имеет плиоценовый возраст, но она моложе «павлодарской». Отсюда же, из сборов М. В. Бажановой и И. А. Садова, определена скорлупа яиц плиоценового *Struthio mongolicus* Lowe (Бажанов, 1961).

В настоящее время в Кочкорской впадине отсутствуют находки ископаемых остатков, возраст которых был бы древнее среднего миоцена. Есть все основания считать, что джуанарыкская свита охватывает интервал от среднего миоцена до позднего плиоцена включительно. Не исключено, что самые верхние горизонты шабыркольской свиты также могут иметь среднемиоценовый возраст.

Вопрос о возрасте шабыркольской свиты в целом в настоящее время может быть решен лишь условно, поскольку палеонтологических на-

ходок из нижних горизонтов этой свиты пока не имеется. Не охарактеризованы палеонтологическими остатками и красноцветные отложения Бижинской свиты. Их возраст определяется из сопоставления с аналогичными (фаунистически охарактеризованными) образованиями в других впадинах Тянь-Шаня, в частности Иссык-Кульской. Многие исследователи считают, что низы шабыркольской свиты не древнее раннего миоцена, а бижинская свита по возрасту может отвечать интервалу от конца эоцена (Тарасов, 1970) или олигоцена (Турбин и др., 1972) до начала миоцена включительно.

Таким образом, можно сделать следующие выводы: 1) в пределах Кочкорской впадины соленосные отложения приурочены к нижней части шабыркольской свиты; 2) по направлению от внутренних к крайним зонам впадины соленосные отложения сменяются гипсоносными песчано-глинистыми; 3) соленосная толща по возрасту не моложе среднего и не древнее раннего миоцена.

ВОСТОЧНО-ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Восточно-Чуйской впадины наиболее полный разрез третичных отложений обнажается на Серафимовской антиклинали, расположенной в южной части впадины. Здесь в 1941 г. В. Н. Огнев, Е. И. Зубцовым, Н. В. Ивановым и Ф. И. Распоповым составлена первая стратиграфическая схема, согласно которой третичные отложения Восточно-Чуйской впадины подразделялись (снизу вверх) на четыре свиты: соленосную, которая обнажается в ядре антиклинали, пестро-, красноцветную и палевою. Завершает разрез кайнозойских отложений в этом районе мощная толща серых конгломератов, которые В. Н. Огнев считал четвертичными (рис. 6). По мнению В. Н. Огнева, самые древние горизонты третичного разреза Восточно-Чуйской впадины, не обнажающие на антиклинали, — красноцветные отложения. Разрозненные выходы их известны вдоль южного обрамления впадины. Вслед за С. С. Шульцем (1948¹, 1954) многие исследователи, в той или иной степени касавшиеся строения третичных образований Восточно-Чуйской впадины (Балашев, 1961; Кравченко, 1964; и др.), относили эти красноцветные отложения к киргизскому красноцветному комплексу, а соленосные и вышележащие отложения включали в состав тяньшанского орогенического комплекса. В то же время схема В. Н. Огнева принята практически всеми последующими исследователями как основа для подразделения третичных отложений Восточно-Чуйской впадины. Правда, согласно требованиям к стратиграфической номенклатуре, свитам В. Н. Огнева в начале 60-х годов присваиваются географические названия. Соленосная была переименована в серафимовскую, пестроцветная — в джельдысуйскую, красноцветная — в сарыагачскую, палевая — в чуйскую; а толща серых конгломератов — в шарпылдакскую свиту (Ибрагимов, Турдукулов, 1965, 1966).

Подсоленосные отложения, впервые вскрытые на Серафимовской антиклинали скважиной 1-А, Н. М. Сардонниковым отнесены к киргизской свите. А. Х. Ибрагимов и А. Т. Турдукулов (1965, 1966) сопоставили их с сулутерекской свитой Боомского ущелья. Изучив кайнозойские отложения внутренних и окраинных районов Восточно-Чуйской впадины, О. К. Чедия и др. (1973) предложили относить к сулутерекской свите лишь самые нижние горизонты красноцветных отложений, а их верхнюю часть во внутренних районах впадины они выделили в кокомеренскую свиту. Следует отметить, что выделение кокомеренской свиты в составе третичных отложений Восточно-Чуйской впадины вряд ли оправдано, поскольку даже в стратотипической местности (Джумгольская впадина) ее стратиграфический объем и положение в разрезе еще

В. Н. Огнев и др., 1942		С. С. Шульц, 1948,		В. А. Грищенко, В. И. Турбина, 1964		А. Т. Ибрагимов, А. Т. Турдукулов, 1965, 1966		Л. И. Турбин и др., 1972		О. К. Чедия, В. Т. Язовский, А. Б. Фортунa, 1973—1976		Принимаемая схема
Свита серых конгломератов		Палея свита		Серые бадляно-конгломераты N ₂ -Q ₁		Шарпыл-дакская свита N ₂ -Q ₁		Шарпыл-дакская свита N ₂ -Q ₁		Шарпыл-дакская свита N ₂ -Q ₁		
Четвертичные отложения		Красноцветная свита		Чуйская свита N ₂		Чуйская свита N ₂ -3		Чуйская свита N ₂ -3		Чуйская свита N ₂ -3		Q ₁
Третичные отложения		Пестроцветная свита		Нижняя подсвита		Сарыагачская свита N ₂		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		
Соленосная свита		Красноцветная свита		Верхняя подсвита		Сарыагачская свита N ₁		Сарыагачская свита N ₁		Сарыагачская свита N ₁		N ₁ -N ₂
Подсолевые красноцветные отложения		Солоноватая свита		Джельдысуйская свита N ₁		Нижняя Верзняя подсвита		Нижняя Верзняя подсвита		Нижняя Верзняя подсвита		
Тяньшанский комплекс N+Q ₁		Серафимовская свита N ₁		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		
Киргизский красноцветный комплекс Tr+Cr		Киргизская свита P ₃ (?) + N ₁		Киргизская свита P ₃ (?)		Киргизская свита P ₃ (?)		Киргизская свита P ₃ (?)		Киргизская свита P ₃ (?)		
Киргизская свита P ₃ (?) + N ₁		Нижняя подсвита		Верхняя подсвита		Джельдысуйская свита N ₁ -2		Джельдысуйская свита N ₁ -2		Джельдысуйская свита N ₁ -2		
Сулу-терекская свита P ₃ (?)		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		Серафимовская свита N ₁ -2		
Коктур-лакская свита P ₂₋₃ (?)		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		
Сулу-терекская свита Cr ₂ (?) P ₂		Шамсинская свита P ₃ -N ₁		Шамсинская свита P ₃ -N ₁		Шамсинская свита P ₃ -N ₁		Шамсинская свита P ₃ -N ₁		Шамсинская свита P ₃ -N ₁		
Коктур-лакская свита P ₂₋₃ (?)		Нижнешамсинская свита P ₃ -N ₁		Нижнешамсинская свита P ₃ -N ₁		Нижнешамсинская свита P ₃ -N ₁		Нижнешамсинская свита P ₃ -N ₁		Нижнешамсинская свита P ₃ -N ₁		
Коктур-лакская свита P ₂₋₃ (?)		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		
Коктур-лакская свита P ₂₋₃ (?)		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		Кокмеренская свита P ₃ (?) - N ₁		

Рис. 6. Сопоставление схем подразделения палеоген-неогеновых отложений Восточно-Чуйской впадины.

недостаточно выяснены. Нам кажется, целесообразнее (как это и было сделано ранее Н. М. Сардонниковым) обособить верхнюю часть подсоленосных отложений в киргизскую свиту, а нижнюю часть подсоленосных отложений выделить в сулутерекскую свиту. Таким образом, третичные отложения района Серафимовской антиклинали могут быть подразделены снизу вверх на 7 свит: сулутерекскую, киргизскую, серафимовскую, джельдысуйскую, сарыагачскую, чуйскую и шарпылдакскую.

Сулутерекская свита во внутренних частях впадины может быть выделена лишь условно. Здесь к ней относятся нижние горизонты красноцветных отложений, представленные красновато-бурыми и вишнево-красными, сильно карбонатными, часто песчанистыми глинами, содержащими прослойки комковатых, бурых и розовато-белых плотных мергелей, реже известняков. В Боомском ущелье в нижней части свиты присутствуют покровы базальтов. Мощность свиты изменяется от нескольких десятков до 100—150 м (Трофимов и др., 1976). Вверх по разрезу сулутерекская свита согласно сменяется более грубообломочными песчано-глинистыми образованиями киргизской свиты.

Киргизская свита в своей нижней части представлена красновато- и шоколадно-бурыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами и глинами, иногда встречаются прослойки мелкогалечных

конгломератов. Верхняя часть свиты в районе Серафимовской антиклинали обычно сложена шоколадно-бурыми и шоколадными глинами, содержащими редкие прослои алевролитов и песчаников. Мощность свиты в этом районе 400—600 м. Здесь она согласно перекрывается серафимовской свитой. За пределами Серафимовской антиклинали, во внутренних частях впадины, мощность киргизской свиты резко возрастает до 1500—1800 м. Без видимого несогласия киргизская свита перекрывается тут отложениями чуйской свиты. По мнению Л. И. Турбина и др. (1972) и многих других исследователей, красноцветные отложения киргизской свиты охватывают в этом районе значительно более широкий, чем на Серафимовской антиклинали, возрастной интервал, являясь стратиграфическим аналогом не только подсолевых красноцветных отложений, но и серафимовской, джельдысуйской и сарыагачской свит. В пределах юго-восточного обрамления впадины примерно такое же стратиграфическое положение занимают грубообломочные красноцветные отложения шамсинской свиты (Трофимов и др., 1976).

Серафимовская свита представлена мощной толщей зеленовато-серых и темно-коричневых глин, иногда загипсованных и засоленных, содержащих прослои и линзы разнообразных соляных и гипсовых пород. Ввиду сильной смятости отложений мощность серафимовской толщи определить довольно трудно, но чаще всего она оценивается в 850—900 м.

Джельдысуйская свита залегает на серафимовской согласно и связана с ней постепенными переходами. По особенностям литологического состава свита делится на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя сложена часто переслаивающимися зеленовато-серыми и красновато-коричневыми глинами, иногда сильно загипсованными, с прослоями глинистого гипса. Вверх по разрезу гипсоносность постепенно уменьшается и в верхней подсвите джельдысуйской свиты гипсоносные породы полностью отсутствуют. Для верхней подсвиты характерно чередование прослоев зеленовато-серых и красновато-бурых глин, мергелей и глинистых известняков, изредка здесь встречаются мелко- и среднезернистые песчаники. Количество прослоев песчаников вверх по разрезу постепенно увеличивается. Мощность свиты изменяется от 300 до 450 м.

Сарыагачская свита залегает согласно на джельдысуйской, но довольно резко отличается от нее по составу и цвету. Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, песчанистыми глинами и алевролитами, ритмично переслаивающимися в разрезе. Преобладающая окраска пород красновато-бурая. Количество грубообломочных пород в составе свиты увеличивается вверх по разрезу. По данным С. С. Шульца (1948, 1954), мощность свиты возрастает по направлению с юга на север от 250 до 600 м.

Чуйская свита отличается от сарыагачской еще более широким развитием грубообломочных пород в составе свиты, но связана с ней постепенными переходами. Свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. В нижней широко развиты желтовато-серые (палевые) существенно карбонатные песчаники, алевролиты и алевролитистые глины, переслаивающиеся с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. В составе верхней подсвиты преобладают песчаники и конгломераты, а глины и алевролиты присутствуют в подчиненных количествах. Мощность чуйской свиты изменяется от 800 до 1500 м.

Шарпылдакская свита на подстилающих отложениях чуйской свиты залегает без видимого несогласия. По данным С. С. Шульца (1948), на южном крыле Серафимовской антиклинали она представлена толщей серых конгломератов мощностью почти 1000 м. По направлению на север конгломераты частично выклиниваются и замещаются песчаниками и гравелитами с прослоями лессовидных пород.

Мощность свиты в этом направлении постепенно уменьшается до нескольких десятков метров.

Таким образом, в пределах Восточно-Чуйской впадины соленосно-гипсовосные отложения приурочены к серафимовской свите и нижней подсвите джельдысуйской свиты, а по простиранию они замещаются красноцветными отложениями верхов киргизской свиты.

Палеонтологическая охарактеризованность третичных отложений Восточно-Чуйской впадины весьма неравномерная. Так, в составе сулутерекской свиты палеонтологические остатки пока не обнаружены. Из отложений киргизской свиты известно лишь небольшое количество остракод рода *Lineacypris?* и *Ylyocypris errabundis* Mandelst. миоценового, по определению Н. В. Александровой, облика. Довольно обширный комплекс остракод обнаружен Н. В. Александровой из отложений нижней части серафимовской свиты: *Ylyocypris manasensis* Mandelst., *Yl. dunschanensis* Mandelst., *Cyprinotus baturini* Schn., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *C. seraphimicensis* Aleksandr., *C. singularis* Aleksandr., *C. makeevi* Aleksandr., *Mediocytherideis* sp. и др., свидетельствующий о ранне-среднемиоценовом возрасте вмещающих пород (Турбин и др., 1972). На основании изучения палинологических материалов, собранных по разрезу скв. 1-А, и сравнению их с данными по Северному Приаралью, Павлодарскому Прииртышью и Илийской впадине, М. А. Петросьянц (1966) приходит к выводу о среднемиоценовом возрасте отложений серафимовской свиты. Но, пожалуй, наиболее значительный интерес представляют находки в верхней подсвите джельдысуйской свиты В. Н. Огневом, Р. Ф. Геккером и Ю. А. Орловым остатков млекопитающих гиппарионового комплекса: *Hipparion* sp., *Gasella* (?) *deperdita* G., *Machairodus* и др., свидетельствующих, по мнению определявшего их Ю. А. Орлова, о позднесарматском — понтическом — возрасте джельдысуйской свиты. По данным С. С. Шульца (1948₁), в верхней части джельдысуйской свиты собраны наземные моллюски из семейства Fruticicolidaea, возраст которых, по определению А. Г. Эберзина, не древнее раннего плиоцена. Из отложений джельдысуйской свиты Н. В. Александровой (Турбин и др., 1972) определен богатый комплекс неогеновых остракод: *Ylyocypris brady* Sars, *Yl. manasensis* Mandelst., *Candoniella albicans* (Brady), *Prinocypris* cf. *marginata* Schn., *Eucypris concinna* Schn., *E. kovalevskyi* Schn., *Cyprinotus orientalis* Mandelst., *Cypridopsis formosa* Mandelst., *C. triangulus* Aleksandr., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones).

В отложениях сарыагачской свиты никаких палеонтологических остатков, за исключением щитков черепахи из рода *Stylemys*, пока не обнаружено.

В нижней части чуйской свиты Н. В. Александровой найдены остатки *Gazella deperdita* (?) *Gervais* и плохой сохранности остатки *Antilope*, возраст которых, по мнению определявшей их Е. Л. Дмитриевой, не древнее среднего миоцена, а скорее всего поздний миоцен — плиоцен (Турбин и др., 1972). В верхней подсвите чуйской свиты Н. В. Александровой собран большой комплекс верхнеплиоценовых остракод (Турбин и др., 1972). Значительный интерес представляет обнаруженный В. С. Бажановым и Д. Н. Казанли костеносный горизонт, расположенный в верхней подсвите чуйской свиты, откуда В. С. Бажановым определены *Equus stenonis* Cocchi, *Gervus* aff. *elephas* L. и другие позднеплиоценового возраста.

Из приведенных палеонтологических материалов видно, что отложения серафимовской свиты определено не древнее раннего и вряд ли моложе среднего миоцена. Довольно уверенно устанавливается позднеплиоценовый возраст верхней подсвиты чуйской свиты. Что же касается джельдысуйской свиты, то она, по-видимому, отвечает интервалу, охватывающему верхнюю половину миоцена — низы плиоцена.

НАРЫНСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Нарынской впадины третичные отложения достигают значительной (до 3500—4000 м) мощности. Первая схема подразделения этих отложений предложена К. И. Аргентовым (1911). Впоследствии вопросами стратиграфии третичных отложений Нарынской впадины занимались О. И. Сергунькова, А. А. Луик, А. Г. Ласовский, Л. Н. Мозолев, Л. Н. Орлов, Н. В. Александрова, а также Б. С. Соколов и Е. Н. Поленова (Соколов, 1949), С. С. Шульц (1936, 1948₁) и другие исследователи, которые предложили различные схемы расчленения этих отложений (рис. 7). В настоящее время в составе третичных отложений, выполняющих впадину, выделяются четыре свиты снизу вверх: коктурпакская, киргизская, нарынская и шарпылдакская, причем нарынская свита подразделяется на три подсвиты (Турбин и др., 1972).

К коктурпакской свите относятся маломощные своеобразные по составу красноцветные отложения, впервые описанные Б. С. Соколовым и Е. Н. Поленовой (Соколов, 1949) к югу от г. Нарын в составе нижнего красноцветного комплекса. Здесь они представлены фиолетовыми пятнистыми глинами, с прослоями бело-розовых конгломератовидных, нередко с примесью кварцевого песчаного материала, известняков. Залегают эти отложения несогласно на сильно выветрелых палеозойских образованиях. В крайней восточной части впадины С. С. Шульцем (1948₁) в основании толщи красноцветных отложений описаны маломощные покровы оливиновых базальтов, которые в настоящее время также относятся большинством исследователей к коктур-

Соленосная свита		Тр		Озерная свита		Принимаемая схема
Средний отдел	Верхний отдел	Средняя свита	Верхняя свита	Н	Q	
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Сарые конгломераты Q ₁	К.И. Аргентов, 1909-1913
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	А.А. Луик, 1942-1946
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	Б.С. Соколов, Е.Н. Поленова, 1944-1945
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	С.С. Шульц, 1948 ₁
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	А.Г. Ласовский, Л.Н. Мозолев, 1957, 1958
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	Н.В. Александрова, А.А. Степанова, 1962
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	Л.Н. Мозолев, В.П. Астраханцев, В.Н. Новосильцев, 1966-1968
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	Л.И. Турбин и др., 1972
Киргизская свита Pg ₃ -N ₁	Нижняя подсвита	Нарынская свита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Полосчатая эскертая подсвита	Принимаемая схема

Рис. 7. Сопоставление схем подразделения палеоген-неогеновых отложений Нарынской впадины.

пакской свите. Общая мощность отложений коктурпакской свиты, по-видимому, не превышает первых десятков метров.

Киргизская свита. Отложения киргизской свиты в восточной части впадины несогласно залегают как на коктурпакской свите, так и на более древних палеозойских образованиях. Непосредственно ниже г. Нарын на правом берегу одноименной реки нами описан следующий разрез киргизской свиты.

Мощность, м

1. Пачка конгломератов коричнево- и красновато-бурых плохо сортированных (встречаются валуны до 30 см). Гальки в конгломератах плохо окатаны, чаще всего они состоят из вишнево-красных средне- и крупнозернистых песчаников. Реже встречаются гальки карбонатных и различных магматических пород. Цементом конгломератов служит розовато-бурый песчанистый материал. На правом берегу р. Нарын основание пачки не обнажается, но по простираанию конгломераты прослеживаются на левый берег р. Нарын, где они залегают с размывом на палеозойских отложениях	30
2. Переходная пачка представлена аналогичными конгломератами, переслаивающимися с розовыми среднезернистыми песчаниками. Вверх по разрезу мощность и количество прослоев конгломератов постепенно сокращается, появляются гравелиты, а мощность прослоев песчаников увеличивается	35—40
3. Песчаниковая пачка сложена розоватыми и розовато-бурыми песчаниками. В нижней части наблюдаются отдельные прослои вишнево-бурых гравелитов, а выше появляются маломощные пласты коричневых плотных алевролитистых глин и мергелей	60

Непосредственно выше песчаниковой пачки залегают бурые слабо заглипсованные глины низов нарынской свиты. Общая мощность киргизской свиты в этом разрезе 125—130 м.

В крайних западных районах Нарынской впадины отложения киргизской свиты широко распространены вдоль южного склона хр. Акшийряк, где они с угловым несогласием залегают на известняках карбона. В целом ее состав и строение здесь такие же, как и в районе г. Нарын, хотя и имеются некоторые отличия, выражающиеся в сокращении количества конгломератов и песчаников и появлении прослоев и пачек пятнистых и розовато-бурых комковатых мергелей. Мощность свиты здесь не постоянная и изменяется от 91 до 163 м. Вдоль всего юго-восточного склона хр. Акшийряк киргизская свита согласно перекрывается отложениями нижней подсвиты нарынской свиты. Хотя в большинстве разрезов граница между этими двумя стратиграфическими подразделениями может быть проведена лишь условно, ввиду постепенности переходов, в целом они существенно отличаются друг от друга.

Нарынская свита. В районе хр. Акшийряк в основании нижней подсвиты нарынской свиты залегает палево-бурая толща, обычно представленная светло-коричневыми и палево-бурыми глинами и мергелями с редкими и маломощными прослоями светло-коричневых средне-мелкозернистых песчаников и бурых, нередко кавернозных известняков. Вверх по разрезу окраска глин становится все более светлой, появляются прослои зеленовато-серых и буровато-зеленых глин. Иногда в основании подсвиты залегает маломощный горизонт грубозернистых песчаников с мелкой рассеянной галькой.

От подстилающих отложений палево-бурая толща нижней подсвиты нарынской свиты отличается меньшей песчаностью, широким развитием мергелей и известняков, а также более светлой окраской. Мощность толщи палево-бурых глин 80—130 м.

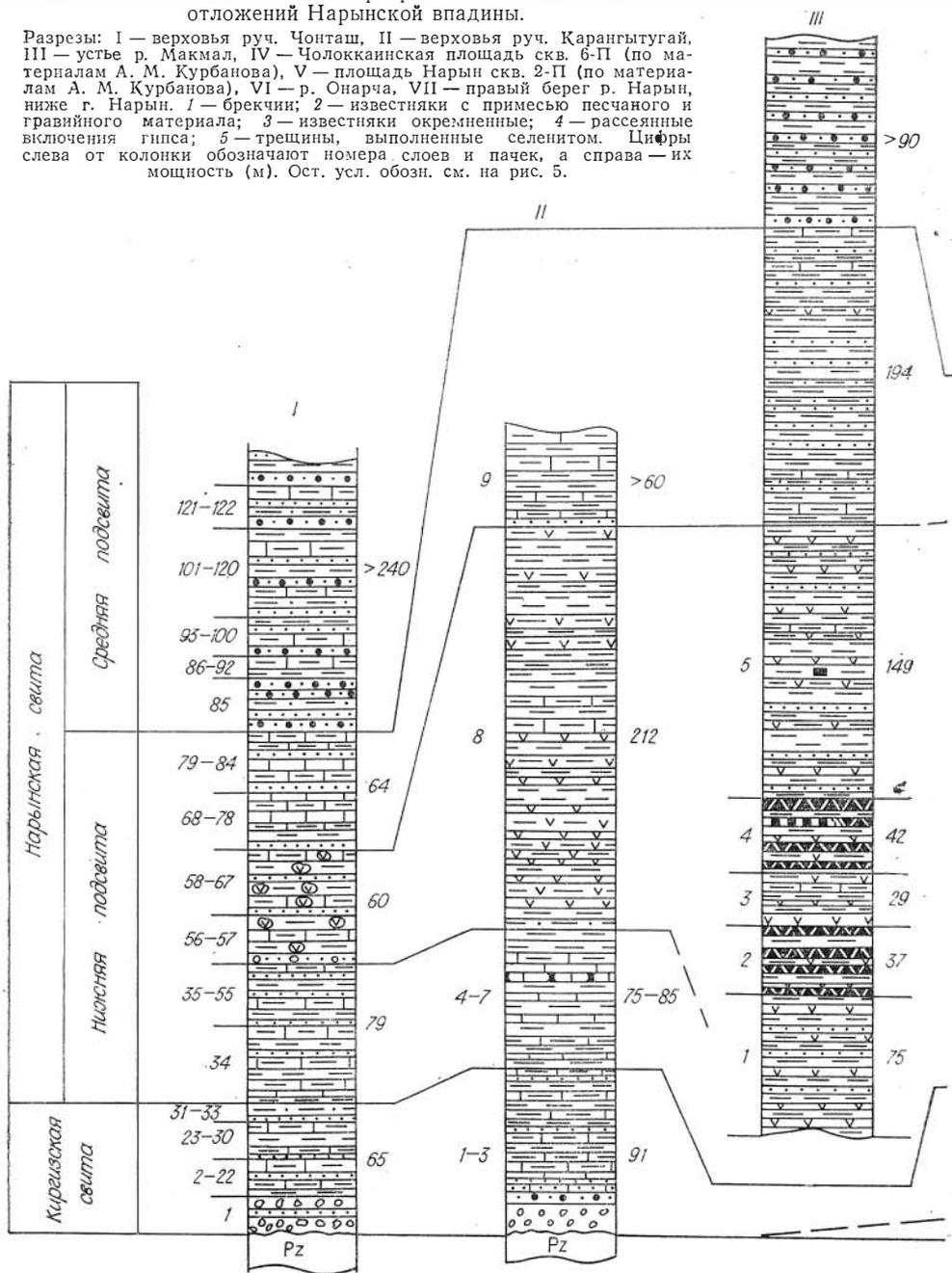
В зоне, располагающейся узкой полосой вдоль подножия хр. Акшийряк, верхняя часть нижней подсвиты нарынской свиты представлена сероцветной глинисто-гипсоносной толщей, связанной с подстилающей палево-бурой постепенными переходами. В состав глинисто-гипсоносной толщи входят зеленовато- и палево-серые глины и алевролиты,

переслаивающиеся с разнообразными гилсами и загипсованными глинами. Мощность толщи достигает в верховьях руч. Карангытугай 210 м. В центральных частях впадины, вдоль левого берега р. Алабуга, гипсоносные отложения замещаются соленосными. Мощность толщи возрастает до 300 м и более. Общая мощность нижней подсвиты нарынской свиты в западной части впадины изменяется от нескольких десятков метров в прибортовой зоне до 400 м во внутренних районах.

В восточной части впадины в разрезе по р. Онарча нижняя подсвита нарынской свиты представлена коричнево-бурыми глинами с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых коричневых песчаников.

Рис. 8. Схема сопоставления разрезов палеоген-неогеновых отложений Нарынской впадины.

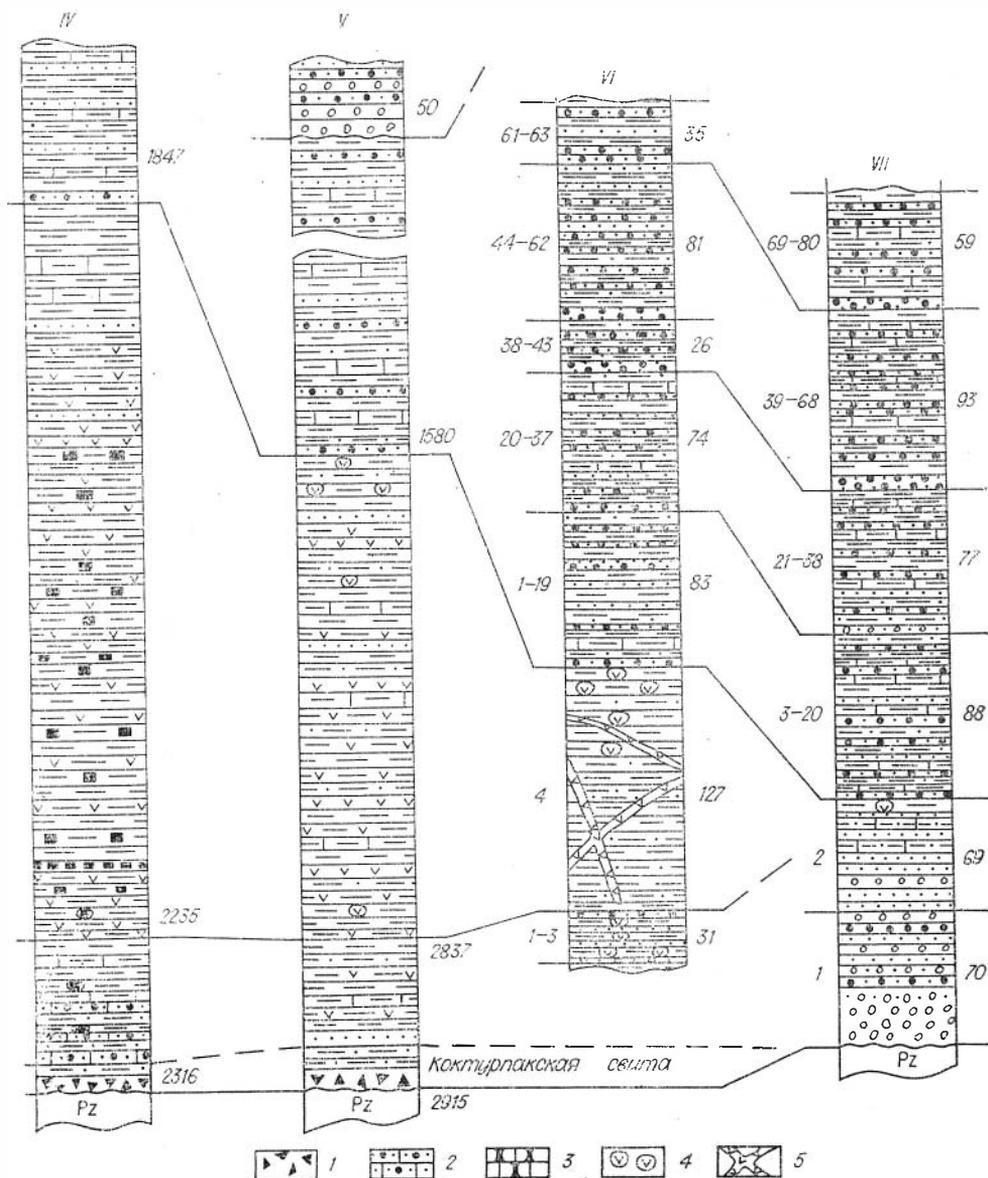
Разрезы: I — верховья руч. Чонташ, II — верховья руч. Карангытугай, III — устье р. Макмал, IV — Чолоккаинская площадь скв. 6-П (по материалам А. М. Курбанова), V — площадь Нарын скв. 2-П (по материалам А. М. Курбанова), VI — р. Онарча, VII — правый берег р. Нарын, ниже г. Нарын. 1 — брекчии; 2 — известняки с примесью песчаного и гравийного материала; 3 — известняки окремненные; 4 — рассеянные включения гипса; 5 — трещины, выполненные селенитом. Цифры слева от колонки обозначают номера слоев и пачек, а справа — их мощность (м). Ост. усл. обозн. см. на рис. 5.



Вверху глины иногда значительно загипсованы, вся толща пронизана трещинами, заполненными селенитом. Мощность нижней подсвиты нарынской свиты в этом разрезе 127 м (рис. 8).

Повсеместно отложения нижней подсвиты нарынской свиты перекрываются пестроцветными песчано-глинистыми образованиями средней подсвиты, отличающейся широким развитием прослоев грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижнем течении р. Карабук (левобережье р. Нарын) к средней подсвите приурочен маломощный (10—25 м) горизонт загипсованных и слабо засоленных глин. Мощность средней подсвиты нарынской свиты во внутренних частях впадины, по данным бурения, достигает 1200—1500 м.

Верхняя подсвита нарынской свиты, по данным Л. И. Турбина и др. (1972), представлена палео-серыми, серыми и табачно-зелеными глинами, песчаниками и мергелями. Мощность подсвиты около 1000 м. Общая мощность нарынской свиты колеблется в довольно широких пре-



делах и в наиболее погруженных частях впадины может достигать 2500—3000 м.

К шарпылдакской свите в пределах Нарынской впадины относится слабо дислоцированная толща серых песчаников и конгломератов мощностью до нескольких сотен метров. Стратиграфическое положение этих отложений не совсем ясное. По мнению некоторых исследователей (Шульц, 1954; Турбин и др. 1972; и др.), они могут иметь позднеплиоценовый — древнечетвертичный возраст.

Переходя к вопросу о возрасте отдельных подразделений третичных отложений Нарынской впадины, следует заметить, что в породах коктурпакской и киргизской свит палеонтологические остатки не найдены. Из глин нижнеларынской подсвиты Г. Ф. Шнейдер (Турбин и др., 1972) определил остракод *Cyprideis littoralis* (Brady), *Candoniella albicans* (Brady) миоценового облика. По данным О. И. Караса и др. (1976), из надсоленосных отложений (но относящихся еще к самым верхам нижней подсвиты нарынской свиты) выявлен комплекс моллюсков, характерный для нижнего и среднего миоцена Забайкалья.

Многочисленные находки остракод и гастропод относятся к различным горизонтам пестроцветной песчано-глинистой средней подсвиты нарынской свиты. Г. Ф. Шнейдер (1953) из этой части разреза были определены следующие остракоды: *Cypricereus janischewskyi* Schneid., *Cyprinotus sokolovi* Schneid., *C. vialovi* Schneid., *Cypridopsis vassoevitschi* Schneid., *Cypria subglobosa* Sowerby., *Candona albicans* Br., *C. marcida* Mand., *Zonocypris membranae* (Liv), *Eucypris porugelensis* Mand., *Potamocypris longisetosa* Bronst., *Cyprideis torosa littoralis* Br., *C. torosa* Jones, *C. punctiblata* Br., *Yliocypris bradyi* Sars. Аналогичный комплекс остракод определен Г. Ф. Шнейдер из третичных отложений Илийской впадины и, что самое важное, ею было установлено, что по видовому составу он сходен с комплексом остракод из точно датированных верхнемиоценовых отложений Молдавии. Это позволило Г. Ф. Шнейдер отнести вмещающие отложения к верхнему миоцену.

В 1963 г. Н. В. Александрова в отложениях нарынской свиты выделила три комплекса остракод. Первый и второй комплексы приурочены к средней, а третий — к верхней подсвитами. В составе двух нижних комплексов Н. В. Александрова определила: *Cyklocypris novensis* Mandelstam, *C. glacialis* Schneider, *Candona visenda* Schneider, *C. neglecta* Sars, *Candoniella albicans* (Brady), *C. marcida* Mandelstam, *Eucypris porugelensis* Mandelstam, *E. decurta* Schneider, *Cypricereus* (?) *janischewskyi* Schneider, *Potamocypris plana* Schneider, *Zonocypris elongata* Schneider и других остракод. Эти находки позволяют, по мнению Н. В. Александровой, датировать среднюю подсвиту нижним — средним плиоценом. Третий же комплекс указывает на позднеплиоценовый возраст отложений верхней подсвиты нарынской свиты.

Г. Г. Мартинсоном в отложениях средней подсвиты определены гастроподы *Radix auricularis tritita* Mart., *Gyraulus keideli* Schl., характерные, по его мнению, для верхов миоцена — среднего плиоцена.

Из приведенных палеонтологических материалов следует, что средняя подсвита нарынской свиты по возрасту может соответствовать позднему миоцену и раннему плиоцену. Соленосные отложения, залегающие непосредственно ниже в верхней части нижней подсвиты нарынской свиты, по-видимому, не древнее раннего миоцена.

АКСАЙ-ТОЮНСКАЯ ВПАДИНА

Одним из первых кайнозойские отложения Аксай-Тоюнской впадины кратко описал Ф. Столичка, посетивший этот район в 1874 г. Особое внимание он уделил эффузивам, приуроченным к мел-палеогеновым красноцветным отложениям, обнажающимся в районе перевала Торун-

гарт. К. И. Богданович, изучавший этот район в 1889—1890 гг., в отличие от Ф. Столички пришел к выводу об интрузивной природе пород. Вмещающие эффузивы красноцветные отложения имеют, по его мнению, третичный возраст. Несколько позднее Д. И. Мушкетов и В. А. Николаев склонны были считать, что красноцветные песчано-конгломератовые отложения Аксай-Тоюнской впадины имеют меловой возраст. Вопросы состава и строения третичных отложений Аксай-Тоюнской впадины касались в разные годы В. Н. Огнев, Р. С. Циммерман, О. С. Вялов, Н. А. Белявский, С. С. Шульц и др. Обобщив материалы предыдущих исследователей и опираясь на собственные наблюдения, В. М. Синицын (1957) предложил общую схему подразделения третичных отложений впадины.

По его мнению, мощная серия красноцветных отложений, залегающая с разрывом и угловым несогласием на палеозойских и юрских отложениях, имеет мел-третичный возраст. Возраст верхней части серии, располагающейся выше покровов базальтов палеоген-неогеновый, а нижней (вместе с базальтами) — меловой.

Палеоген-неогеновые отложения представлены мощной (до 700 м) толщей кирпично-красных и коричневых песчаников и алевролитов с прослоями мергелей, гравелитов и конгломератов. Без видимого несогласия на красноцветной толще залегает палевая песчано-глинистая толща, в составе которой В. М. Синицын (1957) отмечает присутствие гипсоносных и соленосных песчаников и глин. Мощность палеовой толщи около 600 м, а возраст ее В. М. Синицын определяет ранним плиоценом. Кайнозойский разрез Аксай-Тоюнской впадины завершает толща серых конгломератов мощностью до 400 м плиоцен-древнечетвертичного возраста.

Таким образом, в пределах Аксай-Тоюнской впадины установлены соленосные отложения, представленные рассеяно засоленными песчаниками и глинами, приуроченными к сероцветной толще плиоценового возраста.

ИССЫК-КУЛЬСКАЯ ВПАДИНА

В геологической литературе сведения о распространении в Иссык-Кульской впадине третичных отложений, благодаря работе И. В. Мушкетова (1886), появились еще в конце прошлого века. В дальнейшем отдельные вопросы строения, состава и возраста этих отложений в той или иной мере рассматривались К. И. Аргентовым, Н. Г. Кассиным, а также Д. В. Наливкиным (1926), А. П. Кириковым (1927), Б. А. Федоровичем и др. (1933), Т. А. Сикстель (1934, 1939) и И. А. Ефремовым (1944) и др. В 1947 г. Е. П. Брунс, О. И. Некрасова, Е. А. Худобина, Е. М. Лаптиева, Г. П. Образцова, Н. М. Знаменский, под руководством С. С. Шульца, провели детальное изучение третичных отложений южного борта Иссык-Кульской впадины. Ими была разработана стратиграфическая схема, согласно которой в составе третичных отложений (снизу вверх) выделяются чонкурчакская, джетьюгзская, согутинская, джуукинская и шарпылдакская свиты (Шульц, 1954). Последующие исследования показали, что несмотря на ряд недостатков, схема С. С. Шульца и других и в настоящее время остается наиболее приемлемой, особенно для восточных и южных районов впадины.

Чонкурчакская свита залегает с угловым несогласием на юрских или палеозойских образованиях. Для нее характерны кирпично- и буро-красный цвет пород, широкое распространение брекчий, гравелито-брекчий и глин, содержащих плохо окатанные обломки палеозойских пород. В основании свиты обычно присутствуют комковатые, белые или розовые мергели и известняки. К этой же части свиты нередко

приурочены пластовые залежи базальтов (Шульц, 1954). Мощность свиты увеличивается с запада на восток от нескольких десятков до 500 м.

Джетыогузская свита залегает либо без видимого несогласия на отложениях чонкурчакской свиты, либо непосредственно на более древних образованиях. В стратотипическом разрезе в районе Джеты-Огуза в составе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита представлена ритмично переслаивающимися песчаниками, гравелитами и конгломератами коричнево- и красно-бурого цвета. По сравнению с нижней в верхней подсвите увеличивается значение тонкообломочных пород: песчаных глин, алевролитов, песчаников. Преобладающая окраска пород красновато-коричнево-бурая, более светлая, чем в нижней подсвите. По направлению от окраинных к внутренним районам впадины в составе свиты уменьшается количество грубообломочных пород и возрастает значение песчаных и мергельно-глинистых пород. Мощность варьирует в широких пределах, достигая в районе Джеты-Огуза 1500 м.

Согутинская свита, по мнению С. С. Шульца (1954), на подстилающих отложениях джетыогузской свиты в наиболее погруженных участках впадины залегает согласно, а на антиклинальных поднятиях — с резким угловым несогласием и размывом. Представлена согутинская свита гравелитами и брекчиями с прослоями и пачками песчаных глин и песчаников. Цвет пород, слагающих свиту, пестрый, желтовато-, буровато-, зеленовато-серый и красновато-бурый. Мощность изменяется от 700 до 1300 м.

Джуукинская свита залегает согласно на согутинской свите и связана с ней постепенными переходами. Джуукинская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — более тонкообломочную и верхнюю — существенно конгломератовую. Для свиты характерно ритмичное строение. В нижней части ритмов развиты конгломераты и гравелиты, а в верхней — песчаные глины, алевролиты и песчаники. В низах свиты иногда встречаются тонкие прослои известняков. По данным И. М. Ибрагимова и М. А. Талипова (1965), в районе Джеты-Огуза мощность свиты 1350 м.

Шарпылдакская свита завершает разрез третичных отложений Иссык-Кульской впадины. На подстилающих образованиях джуукинской свиты она нередко залегает с размывом и угловым несогласием. Представлена сероцветными песчано-конгломератовыми отложениями мощностью до 800 м.

Существенным недостатком схемы С. С. Шульца является то, что она опирается на разрезы, приуроченные к довольно специфической в фациальном отношении окраинной зоне впадины. В процессе проведения геологосъемочных и буровых работ, выполненных в северном и западном участках Иссык-Кульской впадины, выяснилось, что для прослеживания единых местных стратиграфических подразделений по всей территории впадины удобнее пользоваться более грубой схемой подразделения третичных отложений, предложенной К. Д. Помазковым и др. Согласно этой схеме, красноцветные, в целом грубообломочные, отложения объединяются в единую киргизскую свиту с двумя подсвитами, примерно соответствующими чонкурчакской и джетыогузской свитам С. С. Шульца и др. Перекрывающие их пестро- и сероцветные отложения включаются в состав иссыккульской свиты, соответствующей согутинской и джуукинской свитам (рис. 9).

В последнее время самые нижние горизонты третичных отложений, примерно отвечающие нижней части чонкурчакской свиты и самым низам киргизской свиты, нередко выделяются в самостоятельную коктурпакскую свиту (Турбин и др., 1972).

Собственно соленосные отложения обнаружены лишь в начале 60-х годов в относительно слабо изученной северо-западной части Иссык-Кульской впадины. По данным Л. Н. Вертунова и др. (1964), соленосная

с. 70). Эти данные в сочетании с абсолютным возрастом базальтов, равным 55 млн. лет, позволяют определить возраст коктурпакской свиты средним — поздним палеогеном (Жуков, 1970). Однако, по мнению Л. И. Турбина и др. (1972), не исключено наличие и раннепалеогеновых образований в составе свиты. Существует мнение, что подбазальтовые отложения Торуйагыра могут иметь позднемеловой возраст (Попов, Вертунов, 1964).

Длительное время возраст отложений джетыгузской свиты устанавливался по единственной находке ископаемой черепахи нового вида — *Stilemus kararakolensis* Riab., возраст которой, по заключению А. Н. Рябинина (1927), олигоценовый (не выше раннего миоцена). В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1958) высказали мнение, что эта находка, вероятно, отвечает раннему миоцену. По мнению А. Б. Фортуны (1971), спорово-пыльцевые комплексы джетыгузской и согутинской свит сходны с миоцен-плиоценовыми комплексами Южного Казахстана и Прииртышья.

Из верхних горизонтов согутинской и низов джуукинской свит Г. Г. Мартинсоном определены миоцен-плиоценовые моллюски: *Planorbis* cf. *youngi* Ping., *Gyraulus* sp., *Kawaiia* (?) sp., *Perforatella* (?) cf. *videns* (Chemn), *Helicella* af. *stabilis* (Pissm), *Valvata piscinalis* Müll., *Helicella* sp.

По данным И. М. Ибрагимова и М. А. Талипова (1965), из верхней части джуукинской свиты собраны Л. Н. Вертуновым и определены Г. М. Мартинсоном и М. И. Мандельштамом гастроподы: *Cocheicopa lubrica* (Müll), *Subzebrinus cosjatus merzbacheri* Weber, *Helicella condokarika*, *Vertigo* sp., *Vallonia* sp., *Pupilla* sp. и остракоды: *Cyprideis torosa* (Jones), *Herpetocyprilla* aff. *sinkjanica* Mand., *Eucupria decurta* Schneider, *Cyprideis torosa littoralis* (Brady) позднеплиоценового возраста. В районе р. Ичке-Тосма К. В. Курдюковым найдены фрагменты *Equus stenonis* (Cocchi), определенные Е. И. Беляевой. И. М. Ибрагимовым из отложений верхнеджуукинской подсвиты в разрезе по р. Джеты-Огуз найден панцирь черепахи *Testudo djetuogus* среднеплиоценового, по мнению определявшего ее В. В. Кузнецова, возраста (Ибрагимов, Талипов, 1965). Примерно на этом же стратиграфическом уровне (данные Л. И. Турбина и др., 1972) И. И. Саломатниковым у залива Ордекучар найден обломок челюсти слона *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) позднеплиоценового (по мнению В. С. Бажанова) возраста.

В отложениях, относимых к шарпылдакской свите, в пределах Иссык-Кульской впадины палеонтологических находок, позволяющих непосредственно судить о их возрасте, пока не обнаружено.

Приведенные палеонтологические материалы не позволяют определить возраст джетыгузской свиты точнее, чем миоценовый. Более уверенно можно говорить о средне-позднеплиоценовом возрасте верхней части согутинской и джуукинской свит. Остается неясным, является ли согутинская свита целиком плиоценовой или все-таки нижние горизонты ее имеют частично позднемиоценовый возраст.

КАРКАРИНСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Каркаринской впадины целенаправленно стратиграфия третичных отложений до начала 50-х годов не изучалась, хотя отдельные вопросы, касающиеся строения и состава этих образований, затрагивались в работах Н. Г. Кассина, П. А. Грюше, С. С. Ларка и др. В 1952 г. Н. А. Пигулевский, а в 1955 г. Н. Н. Костенко и П. Ф. Семенов предложили две, в целом сходные схемы детального подразделения третичных отложений Каркаринской впадины (рис. 10). По мнению этих исследователей, в основании третичного разреза залегает свита биту-

Свита горючих сланцев	Соленосная свита	Серая песчано-глинисто-мергельная свита	Красноцветная глинисто-песчаная свита	Пестроцветная песчано-глинистая свита	Серая песчано-конгломератовая свита	Н.Н.Костенко, П.Ф.Семёнов, В.Б.Рахман, С.П.Билинов, 1955
$Pg_3^3 - N_1^1$	$Pg_3^3 - N_1^1$	N_1^{2-3}	N_1^{2-3}	N_2	N_2	В.А.Шурыгин, И.К.Смешливым, Р.З.Мингалиев, 1953—1956
Красноцветные песчано-глинистые отложения	Соленосная свита	Серая песчано-глинисто-мергельная свита	Красноцветная глинисто-песчаная свита	Пестроцветная песчано-глинистая свита	Серая песчано-конгломератовая свита	А.Б.Ли, 1962
$Pg_3^3 - N_1^1$	$Pg_3^3 - N_1^1$	N_1^2	N_1^3	N_1^2	N_2	Н.Н.Костенко, 1964
Кызыл-булакская свита	Чульадырская свита	Айёржальская свита	Сантайская свита	Илийская свита	Хорогская свита	И.М.Чаббаров, О.В.Багсанов, А.А.Колесников, 1971
Pg_3^3	N_1^1	N_1^2	N_1^3	N_1^3	N_2^3	Горно-Иле-Тарбагатайская система
Актауская свита	Чульадырская свита	Чульадырская свита	Сантайская свита	Илийская свита	Хорогская свита	
Pg_3^{2-3}	N_1^{1-2}	N_1^2	$N_1^{2-3} - N_2^{1-2}$	N_2^{2-3}	N_2^3	
Глинистые высолонные отложения	Глинистые высолонные отложения	Песчано-глинисто-мергельные отложения	Глинисто-песчаные отложения	Илийская свита	Хорогская свита	
N_1^1	N_1^1	N_1^{1-2}	N_1^{1-2}	N_2^{2-3}	N_2^3	
Красноцветные промывальные отложения	Красноцветные промывальные отложения	Красноцветные промывальные отложения	Глинисто-песчаные отложения	Илийская свита	Хорогская свита	
N_1	N_1	N_1	$N_1^{2-3} - N_2^{1-2}$	N_2^{2-3}	N_2^3	
Кызыл-булакская свита	Чульадырская свита	Айёржальская свита	Сантайская свита	Илийская свита	Хорогская свита	
$Pg_3^3(7) - N_1^1$	N_1^{1-2}	N_1^1	$N_1^3 - N_2^{1-2}$	N_2^{2-3}	N_2^3	

Рис. 10. Сопоставление схем подразделения палеоген-неогеновых отложений Каркаринской впадины.

минозных мергелей и горючих сланцев, согласно перекрывающаяся соленосной свитой. Детальные работы, проведенные в 1953—1956 гг. В. А. Шурыгиным, И. К. Смешливым и Р. З. Мингалиевым по изучению третичных отложений Чуль-Адырской антиклинали, показали, что пачка битуминозных пород по простиранию весьма невыдержана и входит в состав серой песчано-глинистой мергельной свиты, залегающей стратиграфически выше соленосной свиты. В дальнейшем П. Ф. Смешливым, Б. Ф. Кошкарковым, а позднее А. Б. Ли, Г. П. Филиппевым и другими было показано, что в основании третичного разреза как Каркаринской, так и соседней с ней Текесской впадин залегают красноцветные глинистые и конгломерато-песчано-глинистые отложения. В 1960 г. А. Б. Ли на основании обобщения материалов по обширной территории, охватывающей Илийскую, Каркаринскую и Текесскую впадины, разработал

схему стратиграфии, согласно которой кайнозойские отложения Каркаринской и Текесской впадин подразделены снизу вверх на шесть свит: кызыл-булакскую, чульадырскую, айгыржальскую, санташскую, илийскую и хоргосскую (см. рис. 10).

Кызыл-булакская свита, по данным А. Б. Ли, в стратиграфическом разрезе на южном борту Каркаринской впадины состоит из двух частей. Внизу, непосредственно на известняках карбона, залегают кирпично- и буровато-красные глины, содержащие рассеянную мелкую, угловатую гальку. Здесь же присутствуют три маломощных прослоя мелкогалечных конгломератов. Верхняя часть свиты сложена преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов и пачками бурых глин. Мощность свиты в этом разрезе 450—500 м. Сходное строение кызыл-булакская свита имеет в описанном нами разрезе по р. Джил-Каркара, где в ее основании непосредственно на массивных палеозойских конгломератах залегают пачка бурых мергелистых глин (мощность 20 м), содержащих прослой бело-розовых известняков. Отложения кызыл-булакской свиты прослеживаются и во внутренних районах Каркаринской впадины, где, по данным В. А. Шурыгина (Дзенс-Литовский и др., 1964) и Н. И. Левиной, соленосные отложения чульадырской свиты подстилаются толщей кирпично-красных алевролитов и песчаников с включениями мелкой (1—3 см) угловатой гальки палеозойских пород.

Чульадырская свита распространена только во внутренних районах Каркаринской впадины. Здесь она представлена серыми, зеленовато-серыми, буроватыми и желтоватыми глинами, содержащими линзообразные и пластовые залежи разнообразных галитовых, глауберитовых и тенардитовых пород. В составе свиты широко представлены засоленные и загипсованные глины и гипсы. Изредка встречаются прослой светлых коричневых алевролитов и алевролитистых глин. В верхней части свиты отмечаются прослой серых мергелей. По данным В. А. Шурыгина и др. (Дзенс-Литовский и др., 1964), мощность свиты достигает 700 м.

Айгыржальская свита связана с подстилающей ее чульадырской постепными переходами; граница между ними проводится довольно условно. На северо-западном крыле Чуль-Адырской антиклинали свита представлена темно-серыми (иногда буровато-серыми) сильно карбонатными глинами, переслаивающимися со светло- и темно-серыми мергелями и массивными известняками. В разных частях свиты присутствуют пачки глин с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников. Значительно реже встречаются маломощные (несколько десятков сантиметров) прослой серых грубозернистых песчаников. Мощность свиты на левом берегу р. Каркара 350—400 м.

Санташская свита впервые выделена В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко на перевале Санташ (западная оконечность Каркаринской впадины). Во внутренних районах впадины — на Чуль-Адырской антиклинали — к санташской свите А. Б. Ли отнес буровато-красные глинисто-песчаниковые отложения, залегающие непосредственно выше айгыржальской свиты. На северо-западном крыле Чуль-Адырской антиклинали в основании санташской свиты залегают пачка серых грубозернистых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов. Для свиты характерно чередование пачек коричневых, реже красновато-бурых глин, содержащих маломощные прослой мелкозернистых песчаников и алевролитов, и пачек серых и буровато-серых песчаников, содержащих прослой конгломератов и алевролитистых глин. Мощность свиты на правом берегу р. Каркара 350—400 м.

Илийская свита в пределах Чуль-Адырской антиклинали залегают на подстилающих отложениях санташской свиты без видимого несогласия. Представлена она зеленовато-, желтовато-серыми и бурыми

глинами, с прослоями мелко- и среднезернистых (иногда грубозернистых) косослоистых песчаников. Встречаются отдельные прослои конгломератов и плотных мергелей. Мощность свиты на северо-западном склоне Чуль-Адырской антиклинали 450—600 м.

Хоргосская свита представлена серыми крупногалечными, а иногда валунными конгломератами с прослоями серых грубозернистых песчаников. На отложениях илийской свиты, по мнению А. Б. Ли, залегает с небольшим размывом, а по данным В. А. Шурыгина, и с угловым несогласием. Мощность более 80 м.

Возраст описанных выше стратиграфических подразделений в настоящее время определяется следующими палеонтологическими данными. Из нижних горизонтов кызыл-булакской свиты в южной прибортовой зоне Каркаринской впадины К. Е. Аристова выявила спорово-пыльцевой спектр, состоящий из голосемянных Pinaceae, Tsuga, Eufedra (45%); покрытосемянных Tiliaceae, *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Cellis* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., Juglandaceae, *Rhus*, Chenopodiaceae, Compositae, Plumbagenaceae (43,7%) и спор (2,31%). К. Е. Аристова считает, что этот спектр миоценовый. О. Н. Кондрашкиной из отложений кызыл-булакской свиты, развитых у западного подножия горы Басулытау, определены миоценовые остракоды: *Cyprideis puctilata* (Brady), *C. aff. karakaraensis* Kondr., *Eucypris* aff. *ignis* Mand. В пределах соседней Текесской впадины из отложений кызыл-булакской свиты Р. Н. Ржанниковой определена пыльца *Taxodium* sp. *Artemisa* sp., Dicotyledoneae и споры типа *Salvinia* (?), *Pegonsporithes*. По мнению Р. Н. Ржанниковой, комплекс можно считать неогеновым. Несмотря на всю неопределенность перечисленных палеонтологических данных, они указывают на (возможно) миоценовый возраст красноцветных отложений кызыл-булакской свиты, по крайней мере в окраинных частях Каркаринской впадины. Отложения кызыл-булакской свиты, вскрытые скважинами во внутренних частях впадины, палеонтологически не охарактеризованы. Правда, из вышележащих отложений чульадырской свиты получены спорово-пыльцевые спектры, по единодушному мнению К. Е. Аристовой, Р. Я. Абузаровой и Л. Н. Ржанниковой (Бажанов и др., 1971), характерные для раннего миоцена, хотя не исключается и миоценовый их возраст. По данным О. В. Бажанова и др. (1971), из нижних горизонтов чульадырской свиты на Акбулакской антиклинали извлечены остракоды: *Ylyocypris brady* (Sars), *Yl. electa* Schneid., *Candoniella marcida* Mand., *C. pellucida* Schneid., *C. albicans* (Brady), *Eucypris cavernosa* Mand., *E. notabilis* (Schneid), *Mediocypris candonaefformis* (Straub), *Cyprinotus Vialovi* Schneid., *C. baturini* Schneid., *C. miocenicus* Kondr. По мнению О. Н. Кондрашкиной (1970), комплекс свойствен среднему миоцену. Среднемиоценовый комплекс флоры по сборам А. Б. Ли из отложений айгыржальской свиты Текесской впадины определен В. С. Корниловой (1962). На Чуль-Адырской антиклинали в отложениях санташской свиты И. С. Тригуловым найдены ископаемые остатки черепах *Testudo Kegenica* Chos. по заключению Л. И. Хозацкого (1958), существовавшие в среднем или даже позднем миоцене. В стратотипическом разрезе санташской свиты (к западу от перевала Санташ) О. В. Бажановым и Н. Н. Костенко (1958) были собраны остатки позвоночных (жирафа и крупной антилопы) гиппарионового комплекса. По данным Н. Н. Костенко (1964), из верхней сероцветной части санташской свиты в Текесской впадине по сборам Б. Ф. Кашкарова и др. В. С. Бажановым определены следующие представители гиппарионового комплекса: *Hipparion* sp., антилопа, *Tragocerus* sp., *Gaseiia* sp. и мастодонт. К западу от Каркаринской впадины по р. Саты в отложениях санташской свиты В. С. Бажановым и М. Д. Бирюковым собраны ископаемые остатки: *Yhtiterium hipparionium*, *Gazella deperdita* Gaudry, *Cervidae* и *Anchitherium* sp. гиппарионового комплекса (Бажанов, Костенко, 1958).

Отложения илийской свиты в пределах Каркаринской впадины палеонтологически охарактеризованы слабо. По данным Н. Н. Костенко (1964), Л. Н. Ржанниковой определены из этих отложений спорово-пыльцевые спектры, по своему составу отличающиеся от миоценовых. Л. И. Галеевой отсюда же определены остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Candona angulata* Müll., *Candoniella albicans* Brady (Бажанов и др., 1971). К западу от Каркаринской впадины из отложений илийской свиты В. С. Бажановым определены *Equus stenonis* Cocchi, *Anancus arvernensis* (Gr. et. Job.) (Бажанов, Костенко, 1958). В пределах Текесской впадины, по данным Н. Н. Костенко (1964), в отложениях илийской свиты, залегающей здесь несогласно на санташской, по определению В. С. Бажанова, найдены: *Equus stenonis* Cocchi, *Anancus* aff. *arvernensis* (Gr. et. Job.) и скорлупа яиц *Struthio* sp.

Таким образом, в пределах Каркаринской впадины соленосные отложения приурочены к чульядырской свите раннемиоценового возраста. В связи с постепенностью переходов от отложений чульядырской свиты к айгыржальской и неясностью границы между ниже- и среднемиоценовыми отложениями не исключено, что верхние горизонты чульядырской свиты могут иметь среднемиоценовый возраст. Чульядырская и айгыржальская свиты распространены только во внутренних частях Каркаринской впадины, а по ее периферии миоценовые отложения представлены красноцветными отложениями, относимыми к кызыл-булакской свите. Во внутренних частях впадины нижние горизонты кызыл-булакской свиты (подстилающие здесь чульядырскую свиту) могут иметь позднеолигоценовый возраст.

Санташская свита, содержащая остатки фауны гиппаринового комплекса, отвечает по возрасту интервалу, охватывающему вторую половину миоцена — первую половину плиоцена. Во внутренних районах Каркаринской впадины санташская свита без видимого несогласия залегает на подстилающих образованиях айгыржальской, а в предгорных районах с размывом перекрывает более древние кайнозойские и даже палеозойские образования.

Илийская свита по возрасту отвечает среднему — позднему плиоцену. Во внутренних районах впадины она залегает согласно на санташской свите, а на периферии несогласно перекрывает более древние отложения. Верхнеплиоценовая хоргосская свита почти повсеместно на подстилающих образованиях залегает с перерывом.

ТУРФАНСКАЯ ВПАДИНА

Еще в конце прошлого века В. А. Обручев (1901) довольно подробно описал состав и строение третичных отложений ряда районов Турфанской впадины, выделив ниже- и верхнегобийскую свиты. К последней он относил недислоцированные песчано-галечниковые отложения, которые обычно с размывом залегают на дислоцированных отложениях нижнегобийской свиты. Термин гобийские отложения (гобийская свита) в свое время широко распространился, особенно после работ в восточном Тянь-Шане немецких геологов Г. Кейделя и П. Гребера, правда, стратиграфический объем этой свиты многими исследователями понимался по-разному. За основу в настоящей работе принята схема, составленная по материалам китайских геологов (Кравченко, 1968). Сопоставив эту схему с материалами других геологов (рис. 11), мы попытаемся дать обобщенную характеристику третичных отложений Турфанской впадины, которые с размывом и несогласием залегают на мезозойских, а нередко и более древних — палеозойских образованиях.

В составе кайнозойских отложений, разбитых в пределах Турфанской впадины, К. Н. Кравченко (1968) выделяет снизу вверх свиты: шаньшань, таошуюань, путагоу и гобийскую.

ность свиты обычно не превышает 30—40 м. Возраст отложений гобийской свиты считается четвертичным.

Таким образом, в составе палеоген-неогеновых отложений Турфанской впадины устанавливается палеогеновая гипсоносная толща свиты шаньшань и залегающая стратиграфически выше гипсоносно-соленосная толща, приуроченная к нижней части неогеновой свиты таошюань.

КУЧАРСКАЯ ВПАДИНА

Третичные отложения Кучарской впадины впервые довольно подробно описаны участником шведско-китайской экспедиции 1928—1931 гг. Э. Норинем. Выделив третичные отложения в кучарскую формацию, он подразделил ее на три серии (снизу вверх): С, В и А. Серия С включает красноцветные песчано-глинистые и соленосные отложения, серия В — серо-желтые песчаники и бурые глины, а серия А — серые конгломераты и песчаники. Серию С Э. Норин относил к палеогену, а серии В и А — к плиоцену. Позднее Н. А. Белявский (1948) счел возможным выделить в пределах Кучарской впадины палеоценовую, олигоцен-миоценовую и плиоценовую группы отложений, примерно соответствующие сериям Э. Норина и ниже-, средне- и верхнекучарской формациям Т. К. Хуана (рис. 12). В начале 50-х годов О. С. Вялов попытался сопоставить отложения западных районов Кашгарии и Кучарской впадины с аналогичными образованиями Ферганской и Таджикской впадин, для которых уже была разработана ярусная шкала. После проведения советскими геологическими организациями на территории Кучарской впадины геологосъемочных работ К. Н. Кравченко (1958) предложил наиболее подробную схему расчленения третичных отложений. Эта схема и принята нами за основу.

В составе кайнозойских отложений Кучарской впадины снизу вверх выделяются теренская, чультягская, косапская и азгамская свиты, а также бугурская, янгисарская, тузлукская и динарская толщи.

Теренская свита состоит из двух пачек: нижней — красноцветной песчано-глинистой гипсоносной и верхней — сероцветной глинисто-соленосной. Мощность свиты обычно около 450 м, но иногда увеличивается до 1200 м.

Чультягская свита представлена красноцветными глинами, переслаивающимися с голубовато-зелеными и серыми загипсованными алевролитами и мергелями. Мощность свиты около 200 м.

Косапская свита включает темно-красные алевролиты с тонкими прослоями песчаников. В нижней части свиты нередко отмечаются желваки гипса. Мощность свиты 100 м.

Азгамская свита завершает разрез красноцветных третичных отложений Кучарской впадины. Она представлена красными и кирпично-красными песчаниками, часто переслаивающимися с глинами, глинистыми алевролитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность свиты меняется от 50 до 950 м. Эти красноцветные отложения азгамской свиты перекрываются мощной серией песчано-глинистых грубообломочных отложений, в составе которых К. Н. Кравченко (1958, 1968) выделил четыре толщи.

Бугурская толща представлена палево-желтыми глинистыми алевролитами и серыми мелкозернистыми песчаниками с подчиненным количеством прослоев мелко- и среднегалечных конгломератов. В восточной части впадины в кровле толщи прослеживается глинисто-соленосная пачка мощностью до 150 м. Мощность бугурской толщи 500 м.

Янгисарская толща включает палево-желтые глинистые алевролиты, переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками и с редкими слоями конгломератов. Мощность толщи 800 м.

Э. Норин, 1928 — 1931		Н. А. Белявский, 1935 — 1948		Т. К. Хухчи, 1943 — 1947		О. С. Вялов, 1954		Чжан Гэн и др., 1958		К. Н. Кравченко, 1957 — 1958		Дружинина схема	
Кучарская формация (Tr)				Серия В				Серия А					
Серия С		Pg		N ₂				N ₂					
Палеоценовая группа отложения		Олигоцен — миоценовая группа отложений		Плиоценовая группа отложений				Плиоценовая группа отложений					
Кучарская формация (Зос — Рис)				Верхнекучарская формация				Плиоцен (Бактрийский ярус)					
Миоценовая группа отложения		Среднекучарская формация		Среднекучарская формация				Верхнекучарская формация					
Классиципальная кучарская свита (верхняя часть)		Свита пещеристых песчаников		Свита бурья свита				Свита бурья свита					
Верхний олигоцен — миоцен (Массовский ярус)				Плиоцен (Бактрийский ярус)				Плиоцен (Бактрийский ярус)					
Гилгова свита Pg ₁		Бурья свита Pg ₂		Темно — бурья свита				Кончоломе — ратювая свита N ₂					
Теренская свита Pg ₁₋₂		Косилская свита Pg ₃ — N ₁		Пестрый отдел N ₁		Серый отдел N ₁		Темно — бурый отдел N ₁		Динарская толща		Динарская толща	
Pg ₃ (?) — N ₁		Бугурская свита		Авгамская свита N ₁		Бугурская толща N ₁		Янгурская толща N ₁		Тузлукская толща N ₂ — Q ₁		Тузлукская толща N ₂ — Q ₁	
Байская серия Pg — N ₁				Авгамская свита N ₁				Бактрийская серия N ₁ — Q ₁					
Теренская свита		Косилская свита		Авгамская свита				Янгурская толща					
Pg ₃ (?) — N ₁		Pg ₃ (?) — N ₁		N ₁ — N ₂ — 2				N ₂ — Q ₁					

Рис. 12. Сопоставление схем подразделения палеоген-неогеновых отложений Кучарской впадины.

Тузлукская толща — это палео-серые глинистые алевролиты, песчаники и серые, желтовато-серые мелко-среднегалечные конгломераты мощностью 900 м.

Динарская толща представлена серыми разногалечными конгломератами мощностью до 900 м.

Таким образом, в составе кайнозойских отложений, выполняющих Кучарскую впадину, выявляются две соленосные толщи, приуроченные к различным стратиграфическим уровням. Нижняя соленосная толща залегает в кровле теренской свиты, а верхняя располагается на уровне верхней части бугурской толщи (см. рис. 12). Нижняя соленосная толща обычно относится к отложениям палеогенового возраста (Белявский, 1948; Чжан Гэн и др., 1958; Кравченко, 1958), а верхняя, по мнению К. Н. Кравченко (1958), имеет позднемиоценовый возраст. Анализ опубликованных материалов в свете современных представлений

на стратиграфию кайнозойских отложений восточных районов Средней Азии позволяет несколько уточнить стратиграфическое положение отдельных подразделений кайнозойского разреза Кучарской впадины.

По данным К. Н. Кравченко, верхняя часть теренской свиты охарактеризована ископаемыми остатками остракод: *Condona* cf. *marcida* Mandelst., *Eucypris* sp., *Cypria* cf. *timida* Mandelst., *Darwinula* sp. (определения М. И. Мандельштам), которые позволили А. Ф. Ильину в 1954 г. отнести вмещающие отложения к палеогену. Большинство из перечисленных видов широко распространены в составе неогеновых отложений межгорных впадин Тянь-Шаня (Турбин и др., 1972). По свидетельству К. Н. Кравченко, из отложений вышележащей чультагской свиты М. Н. Граммом также определен комплекс остракод неогенового возраста: *Darwinula* aff. *stevensoni* (Br. et. Rod.), *Cyclocypris* (?) sp., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Lymnocythere* sp., *Candoniella* sp. М. И. Мандельштамом из сборов В. С. Боровиковой (по мнению К. Н. Кравченко — из азгамской свиты) определены неогеновые остракоды: *Candona cuplectella* Brady et. Norman, *Eucypris* (?) *cavernosa* Mandelst., *Candoniella* cf. *marcida* Mandelst., *Cypria valvaetumida* Mandelst., *Darwinula* sp. Из этой же свиты собраны также оогонии харовых водорослей, характерные, по мнению Г. Х. Лу (Lu, 1945), для миоцена и олигоцена Европы. В верхней части кучарской формации, соответствующей тузлукской и динарской толщам, Э. Норин (Nogin, 1935) обнаружил ископаемые растительные остатки, которые определявший их Р. Чэни считал плиоценовыми.

Из материалов К. Н. Кравченко и других исследователей, ясно, что в пределах Кучарской впадины отсутствуют какие-либо палеонтологические материалы, убедительно свидетельствующие о палеогеновом и тем более, раннепалеогеновом возрасте теренской свиты. И хотя приведенные выше палеонтологические материалы не позволяют точно обосновать возраст отдельных стратиграфических подразделений третичных отложений Кучарской впадины, они все же достаточно определенно показывают, что не только косалская и чультагская свиты, но и верхняя часть теренской свиты имеют неогеновый возраст.

По своему составу и строению кайнозойские отложения Кучарской впадины аналогичны отложениям ряда межгорных впадин Тянь-Шаня и в первую очередь Восточно-Чуйской, Каркаринской и Ферганской. В свое время это сходство отмечалось многими исследователями (в том числе К. Н. Кравченко, 1964), что и позволило ему прийти к совершенно справедливому выводу об одновозрастности соленосных отложений серафимовской, чульадырской и теренской свит. Миоценовый возраст двух первых свит в настоящее время не вызывает сомнения.

ЦАЙДАМСКАЯ ВПАДИНА

Третичные отложения Цайдамской впадины (ганьсуйская серия; Чжан Гэн и др., 1958; Региональная..., 1960) наиболее детально изучены в северо-западной части впадины, где Гуан Цзо-шу подразделил их на пять горизонтов (рис. 13). Два нижних горизонта — $T_{г1}$ и $T_{г2}$ — обычно относятся к палеогену, два средних — $T_{г3}$ и $T_{г4}$ — к неогену, а горизонт $T_{г5}$ — к древнечетвертичным образованиям. В советской геологической литературе очень часто (Кравченко, 1968; Бакиров и др., 1971) эти горизонты описываются в качестве самостоятельных свит (снизу вверх): матишань, ченьченьшань, хунсяогао, гуангоу и сяовэйшань.

Свита матишань представлена темно- и буро-красными конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов и глин. От периферии ко внутренним частям впадины количество грубообломочного

Гуан Цзо-шунь, 1948	Чжан Гэн и др., 1958	Региональная стратиграфия Китая, 1960	М.И. Варенцов и др., 1962	К.Н. Кравченко, 1968; М.И. Варенцов, 1971	Принимаемая схема
Горизонт Tr ₅	Горизонт Tr ₅	Толща 5 и 6	Яньзуская свита Цзюгу-цзянская свита	Свита сяобэйшань	Свита сяобэйшань
Горизонт Tr ₄	Горизонт Tr ₄	Толща 4	Дунлинцзюская свита Шицзы-гоуская свита	Свита гуангоу	Свита гуангоу
Горизонт Tr ₃	Горизонт Tr ₃	Толща 3	Ляньзуская свита Юша-шаньская свита	Свита хунсяогоа	Свита хунсяогоа
Горизонт Tr ₂	Горизонт Tr ₂	Толща 2	Лулэцзюская свита	Свита ченьченьшань	Свита ченьченьшань
Горизонт Tr ₁	Горизонт Tr ₁	Толща 1	Ганцайгоуская свита	Свита матшань	Свита матшань
Т р е т и ч н а я с и с т е м а					
С е р и я г а н г о у					
С е р и я с и ч а г о у					
С е р и я ч е н ь ч е н ь ш а н ь					
С е р и я х у н с я о г о а					
С е р и я м а т ш а н ь					

Рис. 13. Сопоставление схем подразделения палеоген-неогеновых отложений Цайдамской впадины.

материала в составе свиты сокращается, и здесь в ней часто присутствуют темно-фиолетовые, красные и серые глинистые алевролиты с прослоями глин и мергелей. По данным Чжан Гэн и др. (1958), мощность этой части разреза третичных отложений (горизонт Tr₁) достигает 760 м.

Свита ченьченьшань представлена красными, коричневыми и зеленовато-серыми глинами и глинистыми алевролитами, с пачками мергелей и прослоями песчаников и конгломератов. Мощность свиты 800—1000 м.

Свита хунсяогоа в окраинных частях впадины представлена буро-красными и серыми песчаниками и глинами с прослоями конгломератов. Вверх по разрезу значение грубообломочных пород возрастает. Во внутренних же районах впадины в составе свиты преобладают серые, темно-серые и коричнево-бурые глины, алевролиты с прослоями мергелей и черных битуминозных известняков. Здесь же появляются прослои и пачки гипсов и каменной соли. По направлению от периферии к внутренним частям впадины мощность свиты увеличивается от 1200 до 2000 м.

Свита гуангоу в основном сложена серыми, палево-желтыми, желтоватыми и коричневыми песчаниками, вверх по разрезу постепен-

но сменяющимися конгломератами. В центральных частях впадины в составе свиты начинают преобладать палевые, светло-бурые, зеленовато- и розово-серые песчаные глины с прослоями песчаников и мергелей. Иногда здесь присутствуют пласты гипсов и каменной соли (Варенцов и др., 1962). Мощность свиты изменяется от 600—800 до 3000 м.

Свита сяовэйшань в окраинной зоне представлена серыми массивными конгломератами и лессовидными песчанстыми глинами, которые во внутренних частях впадины замещаются песчаниками, алевролитами и песчанстыми глинами, изредка содержащими прослойки гипса и каменной соли. Мощность свиты изменяется в пределах 300—1000 м.

Из приведенных материалов видно, что соленосные отложения развиты в центральных зонах Цайдамской впадины, где они приурочены к толщам миоценового, раннеплиоценового и древнечетвертичного возраста.

Глава III

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЭТАПЫ НЕОГЕНОВОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Анализ приведенного выше материала по стратиграфии кайнозойских отложений отдельных регионов позволяет подойти к выяснению общих закономерностей возрастного положения соленосных отложений и на этой основе наметить этапность неогенового соленакопления в пределах Средней и Центральной Азии.

Можно выделить три (пространственно разобобщенных) группы регионов, отличающихся по степени обоснованности стратиграфического положения соленосных толщ.

Первая группа включает Западный Копетдаг и Южное Приаралье. Развитые здесь отложения относительно хорошо охарактеризованы фаунистическими ископаемыми остатками. Это позволяет довольно уверенно говорить о принадлежности соленосных толщ Узун-Суйского, Кушканатауского и Аккалинского месторождений к одному и тому же стратиграфическому уровню — акчагыльскому ярусу верхнего плиоцена (Али-Заде, 1961; Грамм, 1958, 1966; и др.).

Вторая группа регионов охватывает восточную часть Средней Азии, где на территории межгорных впадин Тянь-Шаня неогеновые отложения содержат своеобразный и весьма бедный комплекс палеонтологических остатков (обычно это пресноводные остракоды и моллюски, а также пыльца, споры или отпечатки флоры). В пределах отдельных впадин разрезы чаще всего расчленяются по литологическим особенностям толщ, что обуславливает узко местное значение выделенных стратиграфических подразделений (свит). Поэтому для данной группы регионов необходимо сначала сопоставить принятые нами региональные схемы расчленения кайнозойских отложений.

Третья группа объединяет регионы, расположенные на территории Центральной Азии, о стратиграфии неогеновых отложений которых имеются лишь самые общие и зачастую довольно противоречивые сведения.

Рассмотрим закономерности стратиграфического положения соленосных толщ, развитых в пределах Тянь-Шаня. Для этого сопоставим стратиграфические схемы неогеновых отложений отдельных межгорных впадин.

Примерно до середины 50-х годов неоднократно делались попытки создания единой схемы расчленения кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня на основе выделения в них сходных по составу крупных осадочных комплексов, сформировавшихся на протяжении определенных этапов истории геологического развития этой территории. Так, С. С. Шульц (1948, 1954) предложил подразделить кайнозойские отложения межгорных впадин Тянь-Шаня на два комплекса: нижний — киргизский красноцветный и верхний — тяньшанский орогенический. В состав киргизского красноцветного комплекса С. С. Шульц включал отложения, выделяемые в настоящее время в коктурпакскую, киргизскую, кокомеренскую, бижинскую, чонкурчакскую, джедьогузскую и кызыл-булакскую свиты. В Ферганской впадине к нижнему комплексу была отнесена «кирпично-красная свита». Возраст киргизского красноцветного комплекса С. С. Шульц определял как раннетретичный, полагая, что в отдельных случаях нижние горизонты его могут иметь палеогеновый или даже меловой возраст, в то время как верхние горизонты должны быть отнесены к раннему миоцену (Шульц, 1954).

Вышележащую (над киргизским красноцветным комплексом) часть кайнозойских отложений С. С. Шульц выделил в тяньшанский орогенический комплекс, подчеркивая тем самым, что формирование серо- и пестроцветных отложений началось в период активизации тектонических движений на территории Тянь-Шаня. Соленосные отложения он включал в состав нижней части тяньшанского орогенического комплекса, возраст которого оценивался им как неоген-древнечетвертичный.

Б. А. Петрушевский (1948), проанализировав взгляды предшествующих исследователей и опираясь на собственные работы, предложил подразделить третичные отложения в пределах ряда межгорных впадин Тянь-Шаня (снизу вверх) на три свиты: красную, палево-бурую и серую. Впоследствии (Петрушевский, 1950) переименовал их соответственно в усунскую, карлукскую и каракитайскую серии. Усунская серия по существу соответствует нижней и средней частям киргизского красноцветного комплекса С. С. Шульца. Возраст отложений этой серии, по мнению Б. А. Петрушевского, поздний палеоген — ранний миоцен. Карлукская серия, как нам представляется, в окраинных частях впадины соответствует верхам киргизского комплекса, а во внутренних частях тех же структур она охватывает нижние горизонты тяньшанского орогенического комплекса, включающие, в частности, и соленосные отложения. Карлукская серия, по мнению Б. А. Петрушевского, соответствует возрастному интервалу от среднего миоцена и до раннего плиоцена включительно. Каракитайская серия по своему стратиграфическому объему отвечает верхней части тяньшанского комплекса С. С. Шульца.

В начале 50-х годов А. Х. Ибрагимов и В. Н. Щербина на основании изучения состава и строения третичных отложений выделили три литологических комплекса, по их мнению, хорошо прослеживающиеся во всех наиболее крупных межгорных впадинах Тянь-Шаня. По своему стратиграфическому положению они примерно соответствуют сериям Б. А. Петрушевского. В. Н. Щербина (1956) выделил в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения дотретичную кору выветривания, к которой он отнес нижние горизонты красноцветных отложений, представленные либо красными глинами с прослоями белых и розовых известняков, либо аркозовыми песчаниками. Для нижнего и среднего комплексов В. Н. Щербина установил три, а для верхнего два типа разрезов, характерных для окраинных и внутренних частей впадин. Соленосные отложения В. Н. Щербина включил в состав нижнего комплекса.

В последующие годы расширение работ по изучению особенностей строения кайнозойских отложений отдельных впадин приводит к созда-

нию большого числа узко местных стратиграфических схем, кратко рассмотренных в предыдущей главе. Вопросов взаимного сопоставления этих схем в той или иной мере касались М. Н. Грамм (1962), А. Х. Ибрагимов, А. Т. Турдукулов (1966), К. Н. Кравченко (1964), С. А. Несмеянов, В. И. Марков (1970), В. И. Попов (1964), С. А. Тарасов (1964, 1970), Л. И. Турбин и др. (1972), С. А. Несмеянов (1977) и др. Подробный анализ разнообразных литературных материалов в сочетании с данными полевых исследований позволяет нам несколько уточнить, а в ряде случаев и детализировать, схему сопоставления кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня и увязать ее со схемами соседних районов Казахстана.

Из имеющихся в настоящее время материалов отчетливо видно, что разрезы внутренних частей большинства межгорных впадин Тянь-Шаня обнаруживают весьма близкое строение. Здесь, как правило, наиболее полные и практически непрерывные разрезы, в то время как в прибортовых зонах они нередко сокращены за счет неоднократных перерывов в осадконакоплении. В этом же направлении происходит резкое фациальное изменение кайнозойских отложений, сопровождающееся скольжением возрастных границ осадочных толщ, так что подчас значительно проще сопоставить разрезы внутренних зон удаленных друг от друга впадин, чем разрезы соседних зон в пределах одной и той же впадины. Поэтому за основу при составлении схемы корреляции мы взяли наиболее близкие по составу и строению и более полные разрезы внутренних частей межгорных впадин. Такими, по нашему мнению, являются разрезы, расположенные в пределах Чульадырской антиклинали в Каркаринской впадине, на междуречье Чон-Туз-Алыш в Кочкорской впадине, в западной части Нарынской впадины, на Серафимовской антиклинали в Восточно-Чуйской впадине, на территории гряд Ак-Чеп, Ак-Бель и Кызылджар в Ферганской впадине. В основании разреза всех перечисленных районов залегают красноцветные песчано- или гравийно-глинистые отложения. Изучены они еще довольно слабо, поскольку в большинстве районов не выходят на поверхность и вскрыты лишь единичными скважинами. Нижняя часть этих красноцветных отложений обычно выделяется в коктурпакскую свиту, возраст которой, благодаря находкам в разрезе Торуайгыр (северо-западная часть Иссык-Кульской впадины) ископаемых остатков млекопитающих, определяется как средний (Несмеянов и др., 1977) или средний — поздний палеоген (Тарасов, 1968; Жуков, 1970). По мнению многих исследователей, самые нижние (подбазальтовые) слои коктурпакской свиты Торуайгыра (Попов, Вертунов, 1964; Турбин и др., 1972), как и их аналог — нижняя часть сулутерекской свиты Боомского ущелья (Чедия и др., 1973), могут иметь раннепалеогеновый или даже меловой возраст. Не исключая такой возможности, необходимо отметить, что прямых доказательств для этого пока не найдено.

В различных частях впадин с разрывом на более древние, чаще всего палеозойские отложения ложатся совершенно разные по возрасту горизонты красноцветных отложений, на что в свое время указывал еще С. С. Шульц (1948₁). В этом смысле кокомеренская и бижинская свиты стратотипических разрезов и кызыл-булакская свита в южной окраинной части Каркаринской впадины занимают более высокое стратиграфическое положение, нежели коктурпакская свита Торуайгыра.

Палеонтологическая охарактеризованность верхней части красноцветных отложений, непосредственно подстилающих соленосные, довольно слабая. Из подсоленосных отложений киргизской свиты на Серафимовской антиклинали Н. В. Александровой определены остатки миоценовых остракод. Вне зоны развития соленосных отложений миоценовый возраст верхней части красноцветных отложений подтверждается находками в джетыюгузской свите ископаемой черепахи (Рябинин, 1927),

а также присутствием комплекса остракод миоценового облика (Кондрашкина, 1970) в отложениях кызыл-булакской свиты. Кроме того, миоценовый спорово-пыльцевой спектр был определен К. Е. Аристовой и Р. Н. Ржанниковой из пород кызыл-булакской свиты, а А. Б. Фортунной (1971) — из джетыюгузской и шамсинской свит. Конечно, этих данных недостаточно для окончательного вывода о возрастном положении красноцветных отложений, однако ясно, что в пределах межгорных впадин Тянь-Шаня они охватывают довольно широкий стратиграфический интервал, причем, как видно из региональных очерков, приведенных в предыдущей главе, в ряде впадин (Джумгольской, Кочкорской, Нарынской и др.) довольно определенно устанавливается неоднородность верхней границы распространения красноцветных отложений во внутренних и прибортовых зонах впадин. Во внутренних зонах, непосредственно на красноцветных отложениях, залегают мощная серия терригенно-омогенного состава. Внизу она представлена гипсоносными и соленосными, а сверху карбонатно-глинистыми отложениями. В северо-западной части Ферганской впадины эта серия отложений выделяется в бардамкульскую и кызылджарскую свиту, в Кетмень-Тюбинской впадине — в кетменьтюбинскую свиту, в Джумгольской впадине — в кичиккульскую свиту, в Восточно-Чуйской впадине — в серафимовскую и джуанарыкскую свиты, в Нарынской впадине — в нижнюю подсвиту нарынской свиты, в Каркаринской впадине — в чульадырскую и айгыржальскую свиты.

Палеонтологическая охарактеризованность соленосно-гипсоносных отложений, так же как и верхней части подстилающих их красноцветных, очень слабая. В настоящее время из нижних горизонтов серафимовской свиты выявлен большой комплекс остракод (нижне-среднемиоценового, по мнению Н. В. Александровой, облика). Из верхних горизонтов бардамкульской и кызылджарской свит (наряду с другими остракодами) выделены *Cyprideis littoralis* (Grady), которые по мнению М. Н. Грамм (1951, 1959), известны только с начала среднего миоцена. По мнению О. Н. Кондрашкиной (1970), комплекс остракод, изученный ею из отложений чульадырской свиты, также можно считать среднемиоценовым. Комплекс моллюсков, характерных для раннего и среднего миоцена, выявлен из отложений нижней подсвиты нарынской свиты (Карась и др., 1976). Данные палинологических исследований позволили М.А. Петросьянц (1966) прийти к выводу, что состав флоры из разреза серафимовской свиты сходен с составом среднемиоценовых флор ряда районов Казахстана. Несмотря на фрагментарность и определенную условность выше перечисленных заключений о возрасте, они достаточно однозначно свидетельствуют о том, что в пределах межгорных впадин Тянь-Шаня гипсоносно-соленосные отложения приурочены примерно к одному стратиграфическому уровню, отвечающему верхам нижнего и части среднего миоцена. Пожалуй, только в пределах северо-запада Ферганской впадины гипсоносные отложения кызылджарской свиты охватывают несколько больший стратиграфический интервал и их верхняя часть может иметь средне-позднемиоценовый возраст (Грамм, 1951, 1959).

Практически во всех межгорных впадинах Тянь-Шаня гипсоносно-соленосные отложения вверх по разрезу согласно сменяются мергельно-глинистыми. В Восточно-Чуйской впадине они выделяются в верхне-лжельдысуйскую подсвиту, в Каркаринской — в айгыржальскую, в Кочкорской и Нарынской впадинах аналогичные по составу и строению отложения присутствуют в верхней части шабыркольской свиты и нижней подсвиты нарынской свиты и т. д. К этим отложениям приурочено значительное количество ископаемых остатков остракод, моллюсков, отпечатков флоры, рыб, насекомых и других, свидетельствующих о средне-позднемиоценовом возрасте. Особый интерес имеют находки в

верхнеджельдусуйской подсвете ископаемых остатков млекопитающих гиппарионового комплекса, указывающих, по мнению определявшего их Ю. А. Орлова, на позднесарматский — понтический возраст вмещающих отложений.

В районе Серафимовской антиклинали мергельно-глинистые отложения джелдусуйской свиты согласно перекрываются в целом буроватыми песчано-глинистыми с конгломератами отложениями сарыагачской свиты. В пределах Каркаринской впадины аналогичное стратиграфическое положение занимают песчано-глинистые с гравелитами и конгломератами полосчато-бурые отложения санташской свиты, в Иссык-Кульской впадине сходные по составу и строению отложения выделяются в согутинскую свиту, в Кочкорской впадине — в нижнеджуанарыкскую подсвету, в Нарынской впадине — в среднюю подсвету нарынкой свиты. В Джумгольской впадине ржаво-бурые песчано-глинистые с конгломератами и ярко выраженным ритмичным строением отложения, присутствуют в нижней части джумгольской свиты. В северо-западной части Ферганской впадины аналогичное стратиграфическое положение занимает акбельская свита. Повсеместно отложения вышеперечисленных свит отличаются от подстилающих широким развитием разнообразных грубообломочных пород (грубозернистых песчаников гравелитов и мелкогалечных конгломератов), хорошо выраженным ритмичным строением, а также бурой и полосчато-бурой окраской. В Джумгольской, Кочкорской и Нарынской впадинах к этим отложениям приурочены маломощные (до нескольких десятков метров) горизонты слабо загипсованных и засоленных глин. Галит присутствует в виде разрозненных кристаллов и небольших скоплений. Палеонтологические материалы и в первую очередь ископаемые остатки млекопитающих гиппарионового комплекса, собранные из нижнеджуанарыкской подсветы и санташской свиты, свидетельствуют о позднемиоценовом ранне-среднеплиоценовом возрасте этих отложений.

Вышележащая часть неогеновых отложений межгорных впадин Тянь-Шаня представлена толщей зеленовато-, желтовато-серых, реже бурых и палевых глин с прослоями косослонистых песчаников, гравелитов и конгломератов. В Восточно-Чуйской впадине эти отложения выделяются в чуйскую, в Каркаринской — в илийскую, в Иссык-Кульской — в джуукинскую, в Ферганской — в супетаусскую свиты. В Нарынской впадине сходные по составу и стратиграфическому положению отложения включены в верхнюю подсвету нарынкой свиты, а в Кочкорской впадине — в верхнеджуанарыкскую подсвету. По целому ряду палеонтологических данных и, в частности, по широкому распространению ископаемых остатков *Arhidiscodon meridionalis* (Nesti) и *Equus stenorhis* (Cocchi), характерных для илийского фаунистического комплекса, выделенного В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко (1958) и сопоставляемого ими с хапровским комплексом В. И. Громова (1948) и виллафранским комплексом Западной Европы, возраст вышеописанных отложений определяется как средний — поздний плиоцен; не исключено, что самые нижние горизонты этих отложений могут иметь среднеплиоценовый возраст.

Таким образом, во внутренних зонах межгорных впадин Тянь-Шаня кайнозойские отложения обнаруживают весьма близкое строение (рис. 14). В основании разреза здесь залегают песчано-глинистые (с прослоями известняков, гравелитов и конгломератов) в целом красноватые отложения (коктурпакская и киргизская свиты, а также их стратиграфические аналоги). Выше располагается мощная серия гипсоносно-соленосных и карбонатно-глинистых сероцветных и сероцветно-пестроцветных отложений (серафимовская и джелдусуйская свиты и их аналоги). Стратиграфически еще выше залегают относитель-

Бардамкульская свита	Кызылджарская свита	Абельская свита	Сунгата-Кайрак-Усская Кумская свита	Ферганская впадина (северо-запад)
Коковернская свита	Кичиккульская свита	Джумгольская свита	Джумгольская свита	Джумгольская впадина (Кичиккульская антиклиналь)
?	Шабрыкольская свита	Джуанарыкская свита	Джуанарыкская свита	Кочкорская впадина (Чаткерт)
Киргизская свита	Нарынская свита	Нарынская свита	Нарынская свита	Нарынская впадина (западная часть)
Киргизская свита	Нижняя под свита	Средняя под свита	Верхняя под свита	Восточно-Чуйская впадина (Серафимовская антиклиналь)
Кызыл-булакская свита	Серафимовская свита	Сарыагачская свита	Чуйская свита	Клариская впадина (Чуль-Адыр)
	Чульбарыкская свита	Санташская свита	Илийская свита	Региональные стратиграфические горизонты Иластана
	Аральский	Павлодарский	Илийский	Общая стратиграфическая шкала
	Нижний	Верхний	Средний — Верхний	Под-шкала
	Средний	Нижний	Средний — Верхний	Общая стратиграфическая шкала
Палеогеновая	Миоцен	Плиоцен	Плиоцен	Система
	Неоген	Неоген	Неоген	

Рис. 14. Схема корреляции неогеновых отложений внутренних районов межгорных впадин Тянь-Шаня.

но более грубообломочные бурые, красновато-бурые и пестроцветные песчано-глинистые с прослоями конгломератов и гравелитов отложения (сарыагачская свита и ее стратиграфические аналоги), вверх по разрезу сменяющиеся сероцветными песчано-конгломератовыми отложениями чуйской свиты и ее аналогов. Завершает разрез палеоген-неогеновых отложений межгорных впадин Тянь-Шаня толща серых конгломератов (шарпылдакская свита и др.).

Если обратиться теперь к районам Центральной Азии, то не трудно убедиться, что кайнозойские отложения, развитые в юго-западной части Турфанской впадины, а также во внутренних зонах Кучарской и Цайдамской впадин, несмотря на некоторые своеобразные черты, в целом по составу и строению сходны с отложениями, распространенными во внутренних зонах межгорных впадин Тянь-Шаня. В связи с этим мы считаем возможным предположить, что соленосные толщи свит таошюань, хунсяогао и теренской по своему стратиграфическому положению можно поместить на один уровень с соленосными толщами чуль-адырской, серафимовской, шабыркольской и других одновозрастных с ними свит кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в Цайдамской и Кучарской впадинах соленосные толщи установлены и в стратиграфически более высоких горизонтах кайнозойских отложений (свита гуангоу и бугурская толща). В обеих впадинах стратиграфически выше этих соленосных толщ располагаются мощные сероцветные песчано-глинистые с конгломератами отложения верхов свиты гуангоу, а также янгисарской и тузлукской толщ, которые, по-видимому, можно сопоставить

Палеогеновая	Неогеновая						Система — общая	Стратиграфическая деление
	Миоцен		Плиоцен		Верхний			
Зонен — олигоцен	Нижний	Средний	Верхний	Нижний	Средний	Верхний	Северо-западная Фергана	
?	Бардамкульская свита	Кызылджарская свита	Амбельская свита	Сулелус — ская свита	Кайракум — ская свита	Северо-западная Фергана		
Кокчетавская свита	Кичиккульская свита	Джумгальская свита	Джумгальская свита	Джумгальская свита	Джумгальская свита	Джумгальская свита	Джумгальская свита	
Басынская свита	Шабырская свита	Джуанарьская свита	Нижнеджуанарьская свита	Верхнеджуанарьская свита	Верхнеджуанарьская свита	Кочкарская свита	Кочкарская свита	
Кокчетавская свита	Нижняя подсвита	Средняя подсвита	Верхняя подсвита	Верхняя подсвита	Верхняя подсвита	Нарынская свита	Нарынская свита	
Кокчетавская свита	Киргизская свита	Сарыгазская свита	Чуйская свита	Нижняя подсвита	Верхняя подсвита	Восточно-Чуйская свита	Восточно-Чуйская свита	
Кокчетавская свита	Джельтегауская свита и ее аналоги в западной части впадины	Джельтегауская свита	Джельтегауская свита	Джельтегауская свита	Джельтегауская свита	Иссык-Кульская свита	Иссык-Кульская свита	

Рис. 15. Схема межрегиональной корреляции неогеновых соленосных отложений показано стратиграфическое положение

с сероцветными грубообломочными отложениями свиты путагоу Турфанской впадины, а также с чуйской свитой Восточно-Чуйской впадины и ее стратиграфическими аналогами в других впадинах Тянь-Шаня. Следовательно, соленосные толщи свиты гуангоу и бугурской толщи занимают то же самое стратиграфическое положение, что и солепроявления в нижнеджуанарьской подсвите, в низах джумгальской свиты и в средней подсвите нарынской свиты.

Таким образом, в неогеновых отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня и Центральной Азии устанавливается два стратиграфических уровня развития соленосных толщ и солепроявлений. К нижнему, наиболее древнему, уровню относятся гипсоносо-соленосные отложения бардамкульской и кызылджарской, кетменьтюбинской, кичиккульской,

Каракороинская впадина	Илийская свита	Санташская свита	Айберг-эральская свита	Чульядырская свита	Мызыл-булукская свиты	
Турфанская впадина	Свита нутаоу	С в и т а т а о ш у ю а н ь	С в и т а т а о ш у ю а н ь	Теренская свита	Свита шаньшань	
Куньцзянская впадина	Бугурская, янгисарская и тузлукская толщи			Азгамская свита	Косалская свита	Чульта-саянская свита
Цайдамская впадина	Свита гуангоу			Свита хунсяогао	Свита мапиги-шань	Свита чень-шань

Средней и Центральной Азии. Точками — слабозасоленные отложения.

наиболее древний (нижний) уровень развития соленосных отложений может занимать одинаковое стратиграфическое положение с аральским горизонтом (нижний — средний миоцен), а более молодой (верхний) — с частью павлодарского горизонта (верхний миоцен — нижний плиоцен). Напомним, что соленосные отложения, развитые в западных районах Средней Азии (Западный Копетдаг и Южное Приаралье), приурочены к отложениям верхнего плиоцена (акчагыльский ярус). На территории Казахстана примерно такое же стратиграфическое положение занимает илийский горизонт. Таким образом, на территории Средней и Центральной Азии намечается три этапа неогенового соленакопления: ранне-среднемиоценовый, позднемиоценовый — раннеплиоценовый и позднеплиоценовый.

шабыркольской, серафимовской и джелдысуйской, нижней подсвиты нарынской и чульядырской свит. Такое же стратиграфическое положение, по-видимому, занимают и соленосные толщи, развитые на западе Иссык-Кульской и в северо-западной части Атбашийской впадин, а также соленосные толщи свит таошюань, хунсяогао и теренской.

Ко второму (верхнему) стратиграфическому уровню приурочены соленосные отложения низов свиты гуангоу и бугурской толщи, а также солепроявления верхов свиты таошюань, средней подсвиты нарынской свиты, нижнеджуанарыкской подсвиты и низов джумгольской свиты. Вероятно, к этому же стратиграфическому уровню можно отнести солепроявления в сероцветных отложениях Аксай-Тоюнской впадины.

Какое же возрастное положение занимают выделенные уровни в общей геохронологической шкале кайнозоя? Опираясь на схему сопоставления кайнозойских отложений однотипных структурно-фациальных зон ряда межгорных впадин (см. рис. 13) и анализ палеонтологических материалов, изложенный в главе II, мы составили общую схему сопоставления неогеновых отложений межгорных впадин Тянь-Шаня и Центральной Азии, для контроля увязав ее со схемой межрегиональной корреляции континентальных отложений Казахстана и юга Западной Сибири (рис. 15).

Из материалов такого сопоставления отчетливо явствует, что

СОСТАВ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Состав неогеновых отложений (хотя и не по всей территории равномерно) изучен довольно хорошо. Достаточно подробные сводки по этому вопросу содержатся в обобщающих работах В. И. Попова (1954), А. А. Али-Заде (1961), В. Д. Босова (1963), А. Т. Турдукулова (1964), Н. И. Гриднева (1971). Наиболее полны данные по составу собственно соляных пород обобщены в монографии А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960). По отдельным регионам и месторождениям проводились и детальные исследования. Так, состав соленосных отложений месторождения Узун-Су изучался В. И. Рейнеке (1930, 1932) и М. Л. Вороновой (1954), а Кушканатауского месторождения — М. Н. Слюсаревой и Л. И. Филатовой при участии И. В. Рубанова. Соленосная толща Аккалинского месторождения описана И. В. Рубановым (1977). В большом количестве работ в той или иной мере освещается состав соленосных отложений северо-западной части Ферганской впадины (Пуаре, 1931; Федотьев, 1946; Гриднев, 1956; Приходько, Грамм, 1958; Герасимова, 1960; и др.), а также межгорных впадин Тянь-Шаня, расположенных к востоку от Ферганского хребта (Хвостова, 1948; Щербина, 1948, 1949, 1951, 1952, 1955, 1956; Ибрагимов, 1955; Бергман, Щербина 1950; Зиновьев, 1958; Дзен-Литовский и др., 1959; Каржув, 1961; Вертунов, Бацман, Малышева, 1964; Физико-химическая, 1970; и др.). Начиная с 1970 г. изучением особенностей состава и строения соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня занимался автор настоящей работы (Благовидов, 1974, 1977). Представляется, что накопленный по отдельным регионам материал позволяет сделать некоторые общие выводы о закономерностях состава соленосных отложений. Совершенно очевидно, что осуществить сравнительную характеристику состава таких сложных природных объектов, как соленосные отложения неогенового возраста Средней и Центральной Азии с использованием разнородных литературных материалов, невозможно без принятия единой классификации и номенклатуры слагающих их пород.

КЛАССИФИКАЦИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время не существует единой, общепризнанной схемы для классификации такого широкого перечня пород, какой выявлен в составе неогеновых соленосных отложений Средней и Центральной Азии. В то же время, как справедливо заметил Г. Ф. Крашенинников (1968, с. 7), анализируя основные принципы классификации осадочных пород, «...все возможные рациональные подходы к этой проблеме уже высказаны». Классификации осадочных пород посвящено значительное количество работ (Заварицкий, 1932; Пустовалов, 1940, 1962; Швецов, 1958, 1968; Рухин, 1958; Теодорович, 1958; и др.). Не углубляясь в обсуждение существующих схем и подходов, необходимо отметить, что для целей наших исследований удобно пользоваться вещественными классификациями, опирающимися на процентное соотношение в породах различных минеральных компонентов. Именно на таком принципе основаны широко известные схемы классификации и номенклатуры собственно соляных пород, предложенные Е. Э. Разумовской (1962), С. В. Ходьковой (1973), Я. Я. Яржемским (1964, 1966) и Т. М. Жарковой (1976).

В качестве основы для построения единой классификации осадочных пород, встречающихся в неогеновых соленосных отложениях, мы

Схема классификации пород неогеновых соленосных отложений

Группа	Класс	Подкласс
Хемогенная	Карбонатный	Кальцитовый, доломит-кальцитовый
	Сульфатный	Ангидритовый, ангидрит-гипсовый, гипсовый, мирабилитовый, мирабилит-тенардитовый, тенардитовый, глауберитовый, астраханитовый, астраханит-мирабилит-тенардитовый, каинитовый
	Хлоридный	Галитовый
	Сульфатно-хлоридный	Ангидрит-галитовый, глауберит-галитовый, астраханит-галитовый, тенардит-галитовый
Терригенная	Пелитовый	Карбонат-глинистый, гипс-глинистый, глауберит-глинистый, галит-глинистый, глауберит-галит-глинистый, полигалит-глинистый
	Алевро-псаммитовый	Карбонат-алевролит-песчаниковый, гипс-алевролит-песчаниковый, глинисто-алевролит-песчаниковый

взяли схему, использованную Т. М. Жарковой при изучении девонских и кембрийских соленосных формаций Евразии. Необходимо отметить, что при построении вещественных классификаций различают породообразующие (классификационные) компоненты пород и примеси (не классификационные компоненты). Чаще всего к примесям относят минеральные компоненты, содержание которых в породе не превышает 5%. Именно такая градация принята и в настоящей работе. Вслед за Т. М. Жарковой мы рассматриваем три иерархически соподчиненные классификационные подразделения: группы, классы и подклассы пород. В нашей классификации мы не касаемся таксономических подразделений более низкого ранга, чем подкласс, оставляя за собой право свободного пользования терминами типы и разновидности пород.

В описываемых отложениях различаются две группы пород — хемогенная и терригенная (табл. 1). В хемогенную группу входят породы, состоящие более чем на 50% из минеральных компонентов, образовавшихся за счет испарения и концентрации вод бассейна седиментации. В терригенную группу входят породы, состоящие более чем на 50% из компонентов, обязанных своим происхождением разнообразным процессам выветривания (химического и физического), идущим на суше, и последующему переносу в бассейн седиментации. По характерным особенностям, присущим породообразующим компонентам, каждая группа подразделяется на несколько классов. Хемогенная группа — на классы, соответствующие классам минералов (Система минералогии..., 1953), а терригенная — гранулометрическим классам.

В хемогенной группе выделяются три «чистых» (карбонатный, сульфатный и хлоридный) и один смешанный (сульфатно-хлоридный) классы пород. Мы не обособляем карбонатно-сульфатный, карбонатно-хлоридный и карбонатно-сульфатно-хлоридный классы, поскольку в описываемых отложениях карбонаты (в некарбонатных хемогенных породах) присутствуют в небольших количествах и, как правило, тесно связаны с глинистым материалом, составляя однородную пелитоморфную карбонатно-глинистую часть глинистых сульфатных, хлоридных или сульфатно-хлоридных пород.

Для терригенных пород общепризнано подразделение на классы в зависимости от абсолютного преобладания компонентов того или иного класса размерностей. В связи с этим мы выделяем два класса терригенных пород: пелитовый (глины) и алевро-псаммитовый (песчаники, алевролиты и паттумы).

Подклассы в каждом из классов хемогенной группы выделяются в зависимости от конкретного минерального состава пород. Названия подклассов отражают только качественную характеристику состава пород (без учета терригенных компонентов) и состоят из названий породообразующих минералов, перечисленных через черточку. Порядок перечисления не несет какой-либо количественной характеристики и в случае принадлежности минералов к одному классу их названия следуют в алфавитном порядке, а названия минералов разных классов размещаются в порядке, принятом для перечисления классов (сначала сульфатные, а затем хлоридные минералы).

Терригенная группа подразделяется на подклассы в зависимости от присутствия в породах тех или иных минеральных компонентов хемогенной группы в породообразующих количествах. На первое место в названии подклассов ставятся наименования компонентов хемогенной, а затем терригенной группы. Среди алевро-псаммитовых пород встречаются и такие, в которых компоненты хемогенной группы отсутствуют, что и отражено в названии соответствующего подкласса. Поскольку в неогеновых соленосных отложениях практически все породы пелитового класса в той или иной степени карбонатны, мы (во избежание повторений и для упрощения номенклатуры классификационных подразделений) в названии подклассов, в породах которых карбонаты являются не единственными хемогенными породообразующими компонентами, упоминание о карбонатах опускаем.

Несколько слов о номенклатуре самих пород. Принятая нами классификация носит вещественный характер, следовательно и номенклатура пород должна отражать их состав. В названии породы перечисляются все породообразующие компоненты (по каждой группе отдельно). Основу наименования пород хемогенной группы составляют названия минеральных компонентов этой группы, перечисленные в порядке увеличения их содержания. Названия же терригенных компонентов в этих породах указываются до перечисления хемогенных компонентов с добавлением слова «существенно», если их содержание в породе больше 25%, или «слабо», если их содержание меньше 25%. Например, существенно глинистая ангидрит-галитовая порода. В тех случаях, когда нет необходимости или возможности указывать количество терригенного материала, слова «существенно» и «слабо» опускаются. Например глинистая ангидрит-галитовая порода.

При наименовании терригенных пород на первое место ставятся названия компонентов хемогенной группы с добавлением слов «существенно» или «слабо». Как и в случае с хемогенными породами, когда нет необходимости подчеркивать количественные соотношения, эти слова могут быть опущены. Необходимо отметить, что разнообразные суффиксы типа «-носная», «-истый» или «-овая», а также приставка «за», нередко используемые нами как в названии пород, так и в наименовании подклассов, имеют чисто стилистическое значение и никаких количественных характеристик не несут. Компоненты примеси в название породы не входят и могут быть перечислены после него в порядке убывания их содержания со словами «с примесью». В ряде случаев, наряду с принятой номенклатурой пород, употребляются широко укоренившиеся названия пород такие, как известняк, мергель, каменная соль и т. д. Рассмотрим теперь особенности состава выделенных классов и подклассов пород.

Хемогенная группа объединяет породы четырех классов: карбонатного, сульфатного, хлоридного и сульфатно-хлоридного.

Карбонатный класс. Несмотря на значительную общую карбонатность соленосных отложений, связанную главным образом с породами карбонат-глинистого и карбонат-алевролит-песчаникового подклассов, собственно карбонатные породы в них развиты относительно ограниченно. Они отсутствуют в соленосных толщах Узек-Дагской впадины и Южного Приаралья. В межгорных впадинах Тянь-Шаня карбонатные породы (в основном кальцитового подкласса) широко распространены в отложениях, непосредственно перекрывающих и подстилающих соленосные. Но маломощные прослои карбонатных пород встречаются и в составе соленосных толщ. Здесь они, как правило, приурочены к верхним или нижним их частям и очень редко встречаются в межсолевых пачках средней части. Среди карбонатных пород различаются в той или иной степени глинистые известняки, или реже доломитовые известняки. Они микро- и скрытозернистые, с массивным, чаще комковатым или сгустковым строением. В отдельных случаях участки между сгустками выполнены среднезернистым кальцитом, а иногда агрегатами коротковолокнистого гипса. Почти постоянно, кроме глинистого, присутствует примесь алевритового, реже песчаного или даже гравийного материала.

Сульфатный класс. Породы этого класса занимают ведущее место как по распространенности, так и по разнообразию состава. Выделяется десять подклассов сульфатных пород: ангидритовый, ангидрит-гипсовый, гипсовый, мирабилитовый, мирабилит-тенардитовый, тенардитовый, глауберитовый, астраханитовый, астраханит-мирабилит-тенардитовый и каинитовый. Несмотря на широкое распространение, ни одна из соленосных толщ не содержит в своем составе всего многообразия сульфатных пород.

Ангидритовый и ангидрит-гипсовый подклассы. В настоящее время ангидритовые и ангидрит-гипсовые породы в небольших количествах выявлены в ряде соленосных толщ межгорных впадин Тянь-Шаня, в Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадинах, где они слагают пластовые и линзовидные тела мощностью до нескольких десятков сантиметров. По мнению В. В. Герасимовой (1960), породы ангидрит-гипсового состава являются продуктом гидратации ангидритовых пород и встречаются лишь в коре выветривания последних. Среди пород ангидритового состава установлены как собственно ангидритовые, так и глинисто-ангидритовые. Ангидритовые породы, как правило, белые, массивные, микро- и скрытозернистые, содержат примесь карбонатов и глинистого вещества. Карбонатность глинистого вещества может достигать 50%, причем иногда в карбонатном материале преобладает магnezит (Щербина, 1956).

Гипсовый подкласс. В неогеновых соленосных отложениях Средней и Центральной Азии широко распространены гипсовые, глинисто-гипсовые и алевролит-глинисто-гипсовые породы. Гипсовые породы массивные, плотные, белые, мелко- и микрозернистые, иногда тонковолокнистые. В качестве примесей в них нередко содержится микрозернистое карбонатное и карбонатно-глинистое вещество, а также обломочный материал алевритовой размерности.

Для глинисто-гипсовых пород характерно массивное, микрослоистое, иногда нодулярное или порфиروبластовое строение, обусловленное взаимным расположением гипса и карбонатно-глинистого вещества. В породах с порфиروبластовым строением очень часто хорошо видны идиоморфные кристаллики гипса или псевдоморфозы гипса по глаубериту. Это свидетельствует о том, что наряду с первичными могут встречаться и эпигенетические гипсовые и глинисто-гипсовые породы, образовавшиеся по породам глауберитового состава. Как показали исследо-

вания В. Н. Щербины (1952, 1956) и В. В. Герасимовой (1960), некоторая часть пород гипсового подкласса могла образоваться за счет гидратации в зоне гипергенеза ангидритовых пород, о чем свидетельствует наличие реликтов зерен ангидрита в породах гипсового состава.

В соленосных толщах Аккалинского и Кушканатауского месторождений, а также Узек-Дагской впадины породы гипсового подкласса встречаются спорадически и лишь в отложениях, перекрывающих и подстилающих среднюю, существенно хомогенную их часть. Например, в Узек-Дагской впадине отмечены маломощные (от 2—5 до 7—10 см) прослои гипсовых и глинисто-гипсовых пород (Рейнеке, 1932).

Мирабилитовый и мирабилит-тенардитовый подклассы. Породы обоих подклассов распространены в соленосных толщах Узек-Дагской впадины, а также Аккалинского и Кушканатауского месторождений. В межгорных впадинах Тянь-Шаня мирабилит встречается только в коре выветривания как продукт гидратации пород тенардитового и глауберитового состава.

В соленосной толще Узек-Дагской впадины присутствуют почти минеральные мирабилитовые и глинисто-мирабилитовые породы (Рейнеке, 1932; Иванов, Воронова, 1972). В Южном Приаралье выявлены лишь мирабилитовые породы (Рубанов, 1977). Мирабилитовым породам свойственна разнoзернистая (крупно- и среднезернистая) структура. В глинисто-мирабилитовых породах глинистое (или карбонатно-глинистое) вещество располагается в виде неправильной формы скоплений между агрегатами кристаллов мирабилита и в виде тонких изгибающихся слоев мощностью до 1—1,5 мм. Почти постоянно в мирабилитовых и в глинисто-мирабилитовых породах присутствует примесь тенардита, причем иногда его содержание увеличивается до нескольких десятков процентов, и тогда породы становятся мирабилит-тенардитового состава. Вообще породы рассматриваемых классов пространственно тесно связаны друг с другом. Они обычно содержат примесь галита, реже глауберита и ангидрита, а также карбонатно-глинистое вещество. На месторождении Кушканатау для них характерна примесь астраханита, изредка наблюдается полигалит. Соотношение мирабилита и тенардита в породах мирабилит-тенардитового подкласса изменяется в широких пределах, так что выявлены как мирабилит-тенардитовые, так и тенардит-мирабилитовые породы. В последних тенардит составляет небольшие желвачки и линзочки в массе разнoзернистого мирабилита. В мирабилит-тенардитовых породах мирабилит встречается в виде неправильной формы скоплений и жилок (Рейнеке, 1932).

Тенардитовый подкласс. Породы тенардитового состава установлены в соленосных толщах Узек-Дагской впадины, Аккалинского месторождения, а также в Кетмень-Тюбинской, Кочкорской и Каркаринской межгорных впадинах Тянь-Шаня. Тенардитовые породы, как правило, слегка буроватые, крупно- и среднезернистые. В качестве примесей в них могут присутствовать галит, глауберит, ангидрит и тонко распыленное карбонатно-глинистое вещество. В Узек-Дагской впадине тенардитовые породы слагают в соленосной толще крупные (мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1,2—1,5 м) неправильной формы гнезда, линзы и линзовидные прослои. В соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня мощность пластов, сложенных тенардитовыми породами, достигает 1,5—2 м.

Глауберитовый подкласс. Глауберитовые породы распространены главным образом в соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня. Они массивные, средне- и крупнозернистые, с примесью карбонатно-глинистого вещества. Иногда между агрегатами глауберита встречаются небольшие скопления галита, реже тенардита. Химическими анализами устанавливается примесь (доли процента) гипса, присутствие которого В. Н. Щербина (1956) объясняет эпигенетическим разложе-

нием глауберита. В соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня значительно распространены глинисто-глауберитовые породы. Они зеленовато-серые, кристаллически-зернистые, состоят из сростков кристаллов глауберита, между которыми располагается карбонатно-глинистое вещество. По данным В. Н. Щербина (1956), в глинисто-глауберитовых породах с увеличением количества глинистого вещества карбонатность уменьшается, причем одновременно с этим в самом карбонатном материале возрастает содержание карбонатов кальция по отношению к карбонатам магния.

Астраханитовый подкласс представлен только астраханитовыми породами, присутствие глинисто-астраханитовых пород в описываемых соленосных отложениях не установлено. Астраханитовые породы обычно бесцветные, прозрачные, средне- и крупнозернистые. Содержат примесь галита, тенардита, мирабилита и эпсомита, иногда карбонатно-глинистого вещества и глауберита. По данным М. Н. Слюсаревой и Л. И. Филатовой, в соленосной толще Кушканатауского месторождения астраханитовые породы составляют около 50% от объема всех хомогенных пород. В соленосной толще Аккалинского месторождения встречаются лишь единичные прослои астраханитовых пород, а общее содержание астраханита в соленосных отложениях не превышает 7—8% (Рубанов, 1977). В соленосной толще Узек-Дагской впадины рассматриваемые породы не имеют широкого распространения и встречаются в виде небольших линз мощностью до 50—60 см (Иванов, Левицкий, 1960). На территории Тянь-Шаня астраханитовые породы выявлены только в соленосной толще Кетмень-Тюбинской впадины, где они слагают отдельные линзовидные прослои, мощность которых не превышает нескольких десятков сантиметров (Бергман, Щербина, 1950; Щербина, 1956).

Астраханит-мирабилит-тенардитовый подкласс представлен тенардит-мирабилит-астраханитовыми и мирабилит-тенардит-астраханитовыми породами. Установлены они в соленосных толщах Кушканатауского и Аккалинского месторождений. На месторождении Кушканатау, по данным М. Н. Слюсаревой и Л. И. Филатовой, на их долю приходится около 9% от всех остальных хомогенных пород. Для этих пород характерна разномасштабная структура и преобладание астраханита над суммой мирабилита и тенардита. В качестве примесей постоянно присутствует галит и (изредка) глауберит и полигалит.

Каинитовый подкласс представлен только собственно каинитовыми породами. Установлены они в соленосной толще Узек-Дагской впадины. Породы массивные, мелкозернистые, содержат значительную примесь галита и тонко распыленного карбонатно-глинистого вещества. На контакте с галитом отмечены включения астраханита, эпсомита и тенардита (Воронова, 1954).

Хлоридный класс представлен лишь одним *галитовым подклассом*, который включает собственно галитовые и глинисто-галитовые породы. Они обнаружены почти во всех соленосных толщах неогенового возраста. В Узек-Дагской впадине, на Кушканатауском и Аккалинском месторождениях развиты в основном галитовые породы. В отличие от этого в соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня значительно чаще встречаются глинисто-галитовые. Галитовые породы, как правило, массивные, кристаллически-зернистые, в той или иной мере загрязненные различной примесью. В соленосной толще Узек-Дагской впадины в качестве примесей содержат глауберит, тенардит, астраханит, гипс, ангидрит, карбонатно-глинистый и (реже) алевритовый материал. Иногда отмечается каменная соль с примесью каинита, кизерита, эпсомита, сильвина и шенита (Иванов, Левицкий, 1960). На Кушканатауском месторождении постоянно присутствует примесь астраханита, реже полигалита и глауберита. На Аккалинском месторождении

в одном пласте галитовых пород отмечается незначительная примесь астраханита (Рубанов, 1977). Для галитовых пород, развитых в соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня, характерна примесь карбонатно-глинистого вещества, глауберита и ангидрита, встречаются очень редко тенардит и астраханит. В глинисто-галитовых породах глинистое вещество присутствует в виде неправильной формы скоплений между кристаллами галита и содержит переменное количество карбонатов, а также ангидрит, гипс, иногда глауберит. Очень часто отмечается примесь обломочного материала алевритовой размерности.

Сульфатно-хлоридный класс объединяет породы, содержащие в породообразующих количествах галит и разнообразные сульфатные минералы. В его составе выделяется 4 подкласса пород: ангидрит-галитовый, глауберит-галитовый, астраханит-галитовый и тенардит-галитовый. Наиболее распространены породы первых трех подклассов.

Ангидрит-галитовый подкласс представлен лишь глинисто-ангидрит-галитовыми породами, развитыми в соленосных отложениях ряда межгорных впадин Тянь-Шаня. По данным В. В. Герасимовой (1960), содержание ангидрита в породах этого типа может достигать 20—25%, причем основная его масса приурочена к неправильной формы скоплениям и микрослойкам карбонатно-глинистого вещества.

Глауберит-галитовый подкласс объединяет глауберит-галитовые, галит-глауберитовые, а также глинисто-глауберит-галитовые и глинисто-галит-глауберитовые породы. Все они установлены только в соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня, где имеют значительное распространение. Глауберит в глауберит- и глинисто-глауберит-галитовых породах образует неправильной формы гнезда и линзовидные скопления мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см, значительно реже встречаются агрегаты (5—6 см) крупных (до 1—2 см) кристаллов глауберита. В галит-глауберитовых и глинисто-галит-глауберитовых породах галит, как правило, присутствует в виде скоплений различной формы в промежутках между агрегатами кристаллов глауберита. Как показали исследования В. Н. Щербины (1952, 1956), наблюдаются все постепенные переходы от пород с преобладанием галита к породам, в которых существенно развит глауберит.

Астраханит-галитовый подкласс представлен только галит-астраханитовыми породами, выявленными М. Н. Слюсаревой и Л. И. Филатовой в соленосных отложениях месторождения Кушканатау. Содержание галита в них изменяется от 25 до 50%. Породы разномзернистые, слабо уплотненные, причем кристаллы галита как бы сцементированы астраханитом. Характерна примесь глауберита, реже встречаются породы с примесью полигалита и эпсомита.

Тенардит-галитовый подкласс представлен одноименными породами, локально распространенными в зоне переходов от собственно тенардитовых пород к галитовым. Установлены тенардит-галитовые породы в соленосных отложениях Узек-Дагской впадины и некоторых впадин Тянь-Шаня, где присутствуют тенардитовые породы.

Терригенная группа. В целом породы этой группы изучены значительно хуже хемогенных. В первую очередь это относится к терригенным породам Узек-Дагской впадины и месторождений Южного Приаралья. Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют судить лишь о том, породы каких классов здесь распространены. Несколько более подробно изучены терригенные породы соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня, что дает возможность охарактеризовать не только классы, но и основные подклассы. Терригенная группа разделена на два класса: пелитовый, куда входят разнообразные породы с содержанием частиц глинистой размерности больше 50% и алевропсаммитовый, включающий породы, которые содержат свыше 50% обломочных частиц алевритовой и более крупной размерности. Наибо-

лее широко распространены в неогеновых соленосных отложениях терригенные породы пелитового класса.

Пелитовый класс объединяет шесть подклассов пород: карбонат-глинистый, гипс-глинистый, глауберит-глинистый, галит-глинистый, глауберит-галит-глинистый и полигалит-глинистый.

Карбонат-глинистый подкласс представлен слабо и существенно карбонатными глинистыми породами. Слабо карбонатные глины развиты наиболее значительно. В том или ином количестве они установлены во всех соленосных толщах. Существенно карбонатные глины (с содержанием карбонатов более 25%) выявлены лишь в соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня. Породы карбонатно-глинистого состава повсеместно содержат примесь обломочного материала, главным образом алевритовой размерности. Довольно часто встречаются песчаные и алевритистые карбонатные глины. В некоторых соленосных толщах Тянь-Шаня устанавливаются смешанные (паттумные) в той или иной степени карбонатные терригенные породы, в которых ни один из компонентов (глинистой, алевритовой или песчаной размерности) не содержится в количествах более 50% (Гриднев, 1971).

В породах карбонат-глинистого подкласса в качестве примесей могут присутствовать различные эвапоритовые минералы. В Узек-Дагской впадине наблюдается глауберит, гипс и галит; на месторождениях Кушканатау и Аккала, кроме перечисленных, нередко встречается и полигалит. В карбонатных глинах соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня чаще всего отмечается примесь гипса и глауберита, реже ангидрита и галита.

Гипс-глинистый подкласс представлен в той или иной степени карбонатными гипсоносными глинистыми породами. Содержание гипса в них может изменяться в широких пределах, достигая нескольких десятков процентов. Существуют поэтому все переходные породы от глинистых гипсов к загипсованным глинам. Гипсоносные глины содержат гипс либо в виде разрозненных агрегатов и кристаллов, либо миллиметровых изгибающихся слоечков и жиллок. Карбонатность глинистого вещества гипсоносных глин, по данным В. Н. Щербины (1956), в среднем составляет 23%, причем преобладает кальцит, а магнезит и доломит присутствуют в незначительных количествах. Гипс-глинистые породы часто содержат примесь глауберита, иногда полигалита и ангидрита, кроме того, почти постоянно отмечается обломочный материал алевритовой размерности. Изредка встречаются гипсоносные алевритистые и песчаные глины.

Глауберит-глинистый подкласс включает карбонатные глауберитовые глины. Глауберит присутствует в них в виде кристаллов и кристаллически-зернистых агрегатов размером до нескольких сантиметров. Содержание глауберита в породах самое различное, вследствие чего глауберитовые глины могут постепенно переходить в глинистые глаубериты. Глауберит-глинистые породы нередко содержат примесь галита, а также ангидрита и гипса.

Галит-глинистый и глауберит-галит-глинистый подклассы представлены соленосными карбонатными глинами. Состношение галита и глауберита в породах глауберит-галит-глинистого подкласса может изменяться в широких пределах. В их составе установлены как галит-глауберит-глинистые, так и глауберит-галит-глинистые породы. Галит, как правило, как бы пропитывает глинистое вещество или цементирует угловатые обломки. Иногда галит и глауберит образуют в глинистом веществе небольшие линзочки и микрослойки. Карбонатность глинистого вещества самая различная и, по данным В. Н. Щербины (1956), в среднем составляет 25%. Наиболее характерные примеси в породах обоих подклассов ангидрит и гипс.

Полигалит-глинистый подкласс выделяется условно, поскольку по-

роды такого состава плохо изучены. Они могут присутствовать в окраинных частях соленосной толщи Кушканатауского месторождения, где отмечается полигалит в виде желвачков и линзочек в карбонатно-глинистой массе. Вместе с ним встречен глауберит и гипс. Количественные соотношения этих минералов не выяснены (Рубанов, 1977).

Описанные выше подклассы пелитового класса не исчерпывают всего разнообразия возможных сочетаний эвапоритовых минералов в глинистых породах. Так, в соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня наблюдаются глинистые породы с различным соотношением (в том числе и в пороодообразующих количествах) гипса и ангидрита, гипса или ангидрита и галита и др. Однако выделенные нами подклассы охватывают наиболее распространенные и характерные глинистые породы.

Алевро-псаммитовый класс представлен породами карбонат-алевролит-песчаникового, гипс-алевролит-песчаникового и глинисто-алевролит-песчаникового подклассов. Два первых подкласса включают разнообразные по составу обломочной части песчаники, алевролиты, а также песчанистые алевролиты и алевролитистые песчаники соответственно с карбонатным (глинисто-карбонатным) и гипсовым (глинисто-гипсовым) составом цемента. Глинисто-алевролит-песчаниковый подкласс объединяет различные по составу обломочной части песчаники и алевролиты с глинистым бескарбонатным цементом. Кроме того, в последний подкласс входят патумные породы, в которых ни один из компонентов (пелитовой, алевролитовой или псаммитовой размерности) не содержится в количествах более 50%.

Среди соленосных отложений Узек-Дагской впадины и месторождений Южного Приаралья породы алевро-псаммитового класса широкого распространения, по-видимому, не имеют. В межгорных же впадинах Тянь-Шаня они встречаются довольно часто. Преобладают здесь породы карбонат-алевролит-песчаникового и глинисто-алевролит-песчаникового состава: гипс-алевролит-песчаниковые породы встречаются sporadически. Состав обломочной части песчаников и алевролитов чаще всего кварц-полевошпатовый, иногда песчаники содержат значительное количество обломков пород различного состава. Характерная особенность пород — плохая сортировка обломочного материала, поэтому относительно «чистые» алевролиты или песчаники наблюдаются довольно редко.

ТИПИЗАЦИЯ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ИХ СОСТАВУ

Изложенные выше материалы позволяют, опираясь на единую схему классификации пород, сопоставить состав соленосных отложений неогенового возраста, развитых на территории Средней и Центральной Азии, отдельно на уровне групп, классов и подклассов пород (рис. 16).

Рассматривая состав описываемых соленосных отложений на самом высоком классификационном уровне (групп пород), нетрудно убедиться, что во всех толщах присутствуют как терригенные, так и хемогенные породы. Их количественные соотношения в пределах даже одной и той же толщи могут изменяться в довольно широких пределах. Так, основываясь на материалах М. Н. Слюсаревой и Л. И. Филатовой, можно заключить, что в окраинных частях соленосной толщи Кушканатауского месторождения преобладают терригенные породы, а хемогенные либо отсутствуют полностью, либо их содержание не превышает первых процентов, в то время как в наиболее соленасыщенных разрезах внутренних частей толщи на долю хемогенных пород приходится до 50—60%. Данные В. И. Рейнеке (1932) показывают, что и в Узек-Дагской соленосной толще соотношение хемогенных и терригенных

отдельными неогеновыми соленосными толщами Средней и Центральной Азии, если рассматривать их состав на уровне групп слагающих пород.

Выясним теперь, будут ли отличаться между собой соленосные отложения, если сравнивать их по классам пород. Среди хемогенной группы, как уже отмечалось, наиболее распространены разнообразные по составу породы сульфатного класса. Широко развиты и хлоридные породы, правда, количественное содержание их в различных толщах довольно неодинаково. В одних толщах суммарная мощность прослоев галитовых пород составляет несколько десятков метров, в других они встречаются лишь в виде единичных линз и маломощных прослоев. Даже в пределах одной и той же толщи содержание хлоридных пород изменяется значительно резко, нежели пород сульфатного состава. В Джумгольской и Иссык-Кульской впадинах в настоящее время пока еще не выявлены галитовые породы. Как представляется, связано это с недостаточной изученностью. По-видимому, в этих впадинах исследованы только окраинные части соленосных толщ. Во внутренних наиболее погруженных зонах Джумгольской и Иссык-Кульской впадин каменная соль вполне может присутствовать. Это подтверждается наличием в составе соленосной толщи Иссык-Кульской впадины сульфатно-хлоридных пород (Вертунов, Бацман, Малышева, 1964).

Породы сульфатно-хлоридного класса выявлены во всех (кроме Джумгольской впадины) соленосных толщах неогенового возраста, распространенных на территории Средней и Центральной Азии, хотя существенной роли в их составе они и не играют. Исключением служит соляная толща Кушканатауского месторождения, где сульфатно-хлоридные породы присутствуют в значительных количествах.

Карбонатные породы для неогеновых соленосных отложений, как указывалось, в целом не характерны. Они не выявлены в соленосных толщах Кушканатауского и Аккалинского месторождений, а также Узек-Дагской впадины. Лишь в периферических частях соленосных толщ межгорных впадин Тянь-Шаня отмечается незначительное количество маломощных карбонатных прослоев. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что мало распространены карбонатные породы и в соленосных толщах Кучарской, Цайдамской и Турфанской впадин.

Среди терригенной группы наиболее распространены в составе соленосных отложений как Средней, так и Центральной Азии породы пелитового класса, а алевро-псаммитовые имеют подчиненное значение. Особенно резкая диспропорция в соотношении пелитовых и алевро-псаммитовых пород наблюдается в соленосных толщах западных районов Средней Азии (месторождения Аккала, Кушканатау и Узун-Су), где алевро-псаммитовые породы встречаются лишь спорадически.

Проведенное сопоставление показывает, что и на уровне классов слагающих пород невозможно наметить сколько-нибудь заметных качественных различий в составе неогеновых соленосных отложений, развитых на территории Средней и Центральной Азии. Среди терригенных пород в соленосных толщах преобладают породы пелитового класса, а среди хемогенных — сульфатного и хлоридного классов.

Проанализируем теперь состав соленосных отложений на уровне подклассов пород. Поскольку хлоридные породы не отличаются разнообразием и представлены лишь каменной солью, в целях типизации соленосных толщ остановимся несколько подробнее на особенностях распространения различных по составу сульфатных пород.

Ранее было показано, что во всех неогеновых соленосных толщах присутствуют породы гипсового состава. Наиболее широко они распространены в соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня, где нередко образуют пласты мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1,5—2 м. Породы ангидритового состава встречаются в ограни-

ченных количествах и только в соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня и Центральной Азии. В соленосных толщах Кушканатауского и Аккалинского месторождений, а также Узек-Дагской впадины ангидрит отмечен лишь в минералогических количествах и порообразующего значения не имеет.

Второе место по распространенности (после гипсовых) занимают породы глауберитового состава. В основном они приурочены к соленосным отложениям межгорных впадин Тянь-Шаня, в незначительном количестве наблюдаются в Узек-Дагской впадине и отсутствуют в соленосных отложениях Аккалинского и Кушканатауского месторождений. Значительно реже (нежели глауберитовые) развиты породы тенардитового состава. Особенно широко они представлены в соляной толще Каркаринской и Узек-Дагской впадин и несколько меньше в соленосных отложениях Кетмень-Тюбинской и Кочкорской впадин. На Аккалинском месторождении тенардит присутствует только вместе с мирабилитом и самостоятельных скоплений не образует. По мнению И. В. Рубанова (1977), тенардит в этих отложениях является вторичным, образовавшимся при обезвоживании мирабилита. Такой же генезис, по мнению М. Л. Вороновой, имеют и тенардитовые породы, развитые в соленосной толще Узек-Дагской впадины (Иванов, Левицкий, 1960).

Астраханитовые породы наиболее распространены в составе соленосной толщи Кушканатауского месторождения, где отдельные пласты астраханитового состава достигают мощности 3—4 и даже 6 м. В Узек-Дагской впадине и на Аккалинском месторождении астраханитовые породы слагают единичные маломощные прослои и небольшие линзы. В пределах межгорных впадин Тянь-Шаня они установлены в небольших количествах лишь в соленосной толще Кетмень-Тюбинской впадины. Смешанные сульфатные породы астраханит-мирабилит-тенардитового состава выявлены в соленосных отложениях Кушканатау и Аккалы, причем в первом районе они иногда слагают пласты мощностью 2—2,3 м. Совсем незначительно развиты породы каинитового состава, обнаруженные в виде прослоев мощностью до нескольких сантиметров только в соленосных отложениях Узек-Дагской впадины.

Сульфатно-хлоридные породы, как уже отмечалось, встречаются значительно реже, нежели сульфатные. Наиболее распространены среди них глауберит-галитовые породы, присутствие которых в тех или иных количествах отмечается в соленосных толщах большинства межгорных впадин Тянь-Шаня (Ферганской, Кетмень-Тюбинской, Кочкорской, Восточно-Чуйской, Нарынской, Иссык-Кульской и Каркаринской). Ангидрит-галитовые породы достоверно установлены лишь в некоторых соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня (Ферганской, Нарынской). Довольно редко наблюдаются сульфатно-хлоридные породы тенардит-галитового состава. Они обнаружены в Кетмень-Тюбинской и Каркаринской впадинах Тянь-Шаня, а также отмечены в Нарынской, Кочкорской и Узек-Дагской впадинах. Среди пород сульфатно-хлоридного состава наиболее ограниченно распространены астраханит-галитовые породы, значительные скопления которых выявлены только на Кушканатауском месторождении, и единичные маломощные прослои в соленосной толще Аккалинского месторождения. Можно сказать, что особенности распространения различных сульфатно-хлоридных пород тесно связаны с закономерностями размещения тех или иных пород сульфатного класса. Достаточно наглядно выясняется, что именно сульфатные и сульфатно-хлоридные породы могут быть использованы для типизации неогеновых соленосных толщ Средней и Центральной Азии.

Имеющийся материал позволяет наметить четыре типа толщ, отличающиеся по составу сульфатных и сульфатно-хлоридных пород: гипс-галитовый, гипс-глауберит-галитовый, гипс-глауберит-тенардит-галитовый и гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовый.

К гипс-галитовому типу относятся соленосные толщи Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадин. Среди сульфатных пород, присутствующих в этих толщах, отмечены породы гипсового, ангидритового и ангидрит-гипсового состава. Широко распространены здесь галитовые породы. Следует учесть, что соленосные отложения Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадин изучены довольно плохо, так что в самостоятельный тип они выделяются условно.

Гипс-глауберит-галитовый тип объединяет соленосные толщи Ферганской, Джумгольской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской и Нарынской межгорных впадин Тянь-Шаня. Наряду с гипсовыми, ангидритовыми и ангидрит-гипсовыми породами в этих толщах развиты глауберитовые и глауберитсодержащие породы, такие как глауберит-галитовые и глауберит-глинистые. В переменных количествах присутствуют галитовые породы.

К гипс-глауберит-тенардит-галитовому типу в настоящее время можно отнести соленосные толщи Кетмень-Тюбинской, Кочкорской и Каркаринской впадин. По составу они в какой-то степени схожи с толщами гипс-глауберит-галитового типа, поскольку в них также присутствуют гипсовые, ангидритовые, ангидрит-гипсовые и глауберитовые породы, довольно широко распространены глауберит-глинистые. Отличаются они более значительным развитием галитовых и резко подчиненным распространением глауберитовых пород. Основная особенность этого типа соленосных толщ — присутствие линзовидных и пластовых тел тенардитового состава. По мнению В. Н. Щербины (1952, 1956) и других, тенардит в них первично седиментационный. Следует отметить, что в отдельных впадинах (Кетмень-Тюбинская) к рассматриваемым отложениям приурочены единичные и маломощные линзы астраханитового состава.

К гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовому типу принадлежат соленосные толщи Узек-Дагской впадины и месторождений Кушканатау и Аккала. Они отличаются большим разнообразием состава слагающих пород. В них обычно широко представлены мирабилитовые породы, с которыми пространственно и генетически тесно связаны мирабилит-тенардитовые. Другая характерная их особенность — присутствие астраханитовых, мирабилит-тенардит-астраханитовых и астраханит-галитовых пород. Глауберитовые породы встречаются в незначительных количествах и только в Узек-Дагской соленосной толще. На Аккалинском и Кушканатауском месторождениях глауберит отмечен лишь в виде примеси в различных сульфатных и сульфатно-хлоридных породах, либо входит в состав глауберит-глинистых пород. Еще одной интересной особенностью соленосных толщ гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа является наличие в них, правда в ограниченном количестве, калийных или калийсодержащих пород. Так, в Узек-Дагской соленосной толще М. Л. Вороновой (1954) выявлены маломощные прослойки каинитового состава; здесь же наблюдаются в качестве примесей в каменной соли каинит, сильвин и полигалит. В соленосной толще Кушканатауского месторождения зафиксированы маломощные прослойки полигалит-глинистого состава. Таким образом, из рассмотрения особенностей состава соленосных толщ можно заключить, что на территории Средней и Центральной Азии среди отложений неогенового возраста развиты хемогенно-терригенные, существенно сульфатные соленосные толщи четырех различных типов. На западе Средней Азии располагаются соленосные толщи гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового состава. В пределах межгорных впадин Тянь-Шаня наиболее широко распространены гипс-глауберит-галитовые соленосные толщи. Изредка присутствуют здесь толщи гипс-глауберит-тенардит-галитового состава. Во впадинах Центральной Азии развиты соленосные толщи гипс-галитового типа.

**ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ
СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ТИПА**

В предыдущей главе мы рассмотрели в общих чертах состав неогеновых соленосных отложений, развитых на территории Средней и Центральной Азии. Попытаемся теперь проанализировать особенности внутреннего строения каждого из четырех выделенных типов в отдельности.

Отложения гипс-глауберит-галитового типа. В настоящее время особенности внутреннего строения соленосных отложений этого типа изучены наиболее детально. Для них удается проследить не только общие особенности распространения тех или иных пород по разрезу или по площади, но и имеется возможность выявить основные закономерности пространственного взаимоотношения слагающих их пород друг с другом. Нами было детально изучено строение соленосной толщи гипс-глауберит-галитового типа в одной из наиболее крупных впадин Тянь-Шаня — Нарынской (Благовидов, 1977).

В восточной части Нарынской впадины, именуемой иногда Алабуга-Нарынской, было изучено строение толщи по разрезу в нижнем течении р. Макмал (левый приток р. Алабуга). Здесь в ее составе (снизу вверх) выделяется пять пачек: нижняя песчано-глинистая гипсоносная, глинистая глауберитовая, глинистая гипсоносная, глинистая галит-глауберитовая, верхняя песчано-глинистая гипсоносная.

Нижняя песчано-глинистая гипсоносная пачка представлена темно-серыми и серыми глинами, иногда сильно загипсованными или содержащими рассеянные включения гипса, с прослоями песчаников мелко- и среднезернистых. Встречаются пласты белого зернистого или темного глинистого гипса мощностью до 1,5—2 м. Видимая мощность пачки 75 м.

Глинистая глауберитовая пачка сложена в основном темно-серыми массивными и оскольчатыми глинами. В ней прослеживаются восемь глауберитоносных пластов, в поверхностных условиях представленных гипс-мирабилитовыми породами. В одних случаях гипс-мирабилит встречается в виде плотной белой массы с незначительными рассеянными включениями серой глины, в других — в виде отдельных скоплений и гнезд, рассеянных в глине. Мощность гипс-мирабилитовых (глауберитовых) пластов изменяется от 1—2 до 5 м. Как правило, выше глауберитового располагается довольно мощный пласт белых или пятнистых, массивных, мелкокристаллических гипсов. В глинистой глауберитовой пачке почти полностью отсутствуют песчаники и алевролиты и незначительно развиты загипсованные глины. Мощность пачки 37 м.

В составе вышележащей глинистой гипсоносной пачки полностью отсутствуют гипс-мирабилитовые (глауберитовые) породы. Преобладают в ней зеленовато-серые слабо карбонатные глины. В нижней части пачки, связанной постепенным переходом с подстилающими глауберитоносными отложениями, отмечается несколько пластов (от 0,2 до 1,5 м) белых, мелкозернистых, иногда слоистых гипсов. В верхней части пачки они отсутствуют. Здесь появляются отдельные прослои сильно загипсованных темно-серых глин с рассеянными включениями, мелкими гнездами и агрегатами кристаллов гипса. В ограниченном количестве присутствуют прослои зеленовато-серых мергелей. Наиболее широко они распространены в средней части пачки. Мощность глинистой гипсоносной пачки 29 м.

Глинистая галит-глауберитовая пачка в основном сложена темно-серыми, массивными, реже слоистыми, слабо карбонатными глинами, среди которых выделяется несколько прослоев, обогащенных гнездами и включениями гипс-мирабилита, маркирующих выходы на поверхность

пластов глауберитоносных глин. В верхней части пачки устанавливается два линзовидных пласта каменной соли мощностью около 6 м каждый. Завершается пачка серией пластов гипса, переслаивающихся с глинами. Общая мощность пачки 42 м.

Наиболее мощная из всех 5 пачек, составляющих соленосную толщу — верхняя песчано-глинистая гипсоносная. В ее строении участвуют массивные серые глины, в значительной степени карбонатные, иногда загипсованные, с прослоями гипсов белых, кристаллических или темных глинистых, песчаников мелкозернистых зеленовато-серых и алевролитов темно- и зеленовато-серых. В средней части отмечены пласты засоленных глин. В верхней части присутствуют прослои желтовато-зеленых тонкоплитчатых мергелей. Пачка связана постепенными переходами с вышележащими песчано-глинистыми пестроцветными отложениями. Мощность верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки 149 м.

Приведенный разрез является одним из наиболее полных в Алабуга-Нарынской впадине, хотя в нем и не вскрыта нижняя часть первой пачки. Как видно, галит- и глауберитсодержащие породы в этом разрезе приурочены ко второй и четвертой пачкам.

Еще один интересный разрез соленосной толщи (в Алабуга-Нарынской впадине), обнажающийся в районе саев Бейрюк и Кенан (нижнее течение р. Алабуги), подробно изучен Л. В. Василенко и В. П. Ковальчуком в 1971 г. Здесь, по их данным, выше песчано-глинистых гипсоносных отложений залегают:

	Мощность, м
1. Глины палевые, синевато- и желтовато-серые. По трещинам и плоскостям напластования встречаются мелкие кристаллики галита и игольчатые выделения мирабилита. В кровле прослеживается пласт гипса мощностью 1,1 м	15,0
2. Глины серые и серовато-желтые, слоистые, с рассеянной вкрапленностью галита и мирабилита и прослоями белого и серого гипса и полимиктовых песчаников	12,1
3. Глины серые, тонкослонистые, с прожилками селенита и маломощными линзочками галита	1,35
4. Глины серовато-желтые, с желваками грязно-серого гипса и включениями загрязненного галита	0,45
5. Глины желтовато-серые, с прослоями песчаников	16,0
6. Глины серые и буровато-черные, с прослоями серого, часто глинистого гипса	20,0
7. Галит крупнокристаллический, серый, значительно засоренный глинистым материалом	1,9—3,0
8. Глины зеленовато-серые, тонкослонистые, с рассеянными кристаллами галита и мирабилита, чередующиеся с прослоями глинистого гипса (0,5—5 см)	5,4
9. Глауберит (на поверхности глинистая гипс-мирабилитовая порода)	2,1
10. Глины черные, чередующиеся с прослоями белого и серого гипса мощностью от 5 до 15 см. Среди глин встречаются линзочки мирабилита и отдельные мелкие кристаллики галита	10,0
11. Глауберит (на поверхности глинистая гипс-мирабилитовая порода)	2,0

Как видно, в этом разрезе можно выделить три пачки: 1) нижнюю — глинистую галит-глауберитовую, которая охватывает слои 1—4; 2) среднюю — песчано-глинистую гипсоносную (слои 5 и 6); 3) верхнюю — глинистую галит-глауберитовую (слои 7—11). Эти пачки, по всей вероятности, можно увязать со второй, третьей и четвертой пачками разреза по р. Макмал.

В пределах крайне западной части Нарынской впадины (Тогуз-Тоуроузская впадина) наиболее хорошо изучен разрез соленосной толщи, обнажающийся на левом берегу р. Нарын в районе месторождения каменной соли Тунук-Туз. В составе соленосной толщи здесь выделяются следующие пять пачек, тесно связанные друг с другом постепенными переходами: нижняя песчано-глинистая гипсоносная, глинистая глауберитовая, глинистая гипсоносная, глинистая галитовая, верхняя песчано-глинистая гипсоносная. Ниже приводится их краткая характеристика.

1. Нижняя песчано-глинистая гипсоносная пачка представлена зеленовато-серыми и серыми глинами, с редкими прослоями песчаников серых, мелко- и среднезернистых и с многочисленными прослоями (мощность от 0,2 до 0,6 м) белого, мелкокристаллического гипса 40
2. Глинистая глауберитовая пачка сложена зеленовато-серыми и серыми глинами, чередующимися с пластами (до 1 м) глауберитовых пород. В поверхностной зоне глаубериты полностью замещены гипс-мирабилитовыми образованиями 23
3. Глинистая гипсоносная пачка в нижней части представлена довольно часто переслаивающимися между собой темно-серыми глинами и белыми, мелкозернистыми (0,1—0,4 м), а в верхней — темными, массивными глинами, содержащими редкие прослои гипса. Мощность пачки 20 м.
4. Глинистая галитовая пачка состоит из темно-серых глин, содержащих (по данным Л. В. Василенко и В. П. Ковальчука) 9 пластов каменной соли мощностью до 6 м. В пластах каменной соли чередуются засолоненные глины или сильно глинистая темная каменная соль с прослоями чистой прозрачной каменной соли. Мощность последней колеблется от 5 до 20 см, а прослоев засолоненных глин и глинистой каменной соли — от 1 до 5, реже до 10 см в кровле и подошве пласта и до 1—2 см в средней его части. Такие колебания наиболее ярко проявляются в мощных пластах каменной соли. Из-за значительной засоренности каменной соли глинистым материалом и сильной перекристаллизации, слоистая структура большинства пластов нередко затушевана 48
5. Верхняя песчано-глинистая гипсоносная пачка представлена массивными и тонкослоистыми, палевыми и серыми глинами, с прослоями гипса белого, мелкозернистого, иногда серого, глинистого. Вверх по разрезу количество прослоев гипса сокращается и увеличивается количество прослоев серых алевролитов и зеленовато-серых, мелкозернистых песчаников. В средней части пачки присутствует маломощный пласт глинистых гипс-мирабилитовых (глауберитовых) пород 80

Разрез Тунук-Туз хорошо сопоставляется с разрезом по р. Макмал. Три нижние пачки этих разрезов сходны между собой по составу и строению и лишь незначительно отличаются по мощности. Четвертая глинистая галитовая пачка разреза Тунук-Туз может быть сопоставлена с глинистой галит-глауберитовой пачкой разреза Макмал. Завершают галогенную толщу в обоих разрезах песчано-глинистые гипсоносные пачки значительной мощности (рис. 17).

Из приведенных материалов видно, что и в Алабуга-Нарынской и в Тогуз-Тороузской впадинах соленосная толща в наиболее полных разрезах состоит из пяти пачек, отличающихся как по количественному соотношению пород терригенной и хемогенной групп, так и по их составу. В основании соленосной толщи прослеживается существенно терригенная гипсоносная пачка, которая в большинстве разрезов вскрывается не на полную мощность и поэтому об особенностях изменения ее состава (по площади распространения) судить трудно. Вышележащая (вторая) пачка отличается от подстилающей большим распространением хемогенных пород, среди которых преобладают породы глауберитового состава. Эта пачка хорошо следится в обеих впадинах. Мощность ее изменяется незначительно: от 37 м на р. Макмал и до 23 м на месторождении Тунук-Туз. В этих разрезах она сложена глинами с прослоями глауберитовых и глауберит-глинистых пород. К востоку от р. Макмал (Бейрюк-Кенан) мощность пачки сокращается до 28 м. Большинство пластов хемогенных пород (за исключением гипсовых) здесь выклинивается и замещается засолоненными глинами и глинами с мелкими линзочками галита.

Следующая (вверх по разрезу) гипсоносная пачка имеет существенно терригенный состав, причем хемогенные отложения представлены только породами гипсового и ангидрит-гипсового состава. В наиболее соленасыщенных разрезах (Тунук-Туз, Макмал) мощность пачки уменьшается, а в менее соленасыщенных (Бейрюк-Кенан) увеличивается и в ее составе появляются песчаники.

Наиболее изменчива по составу четвертая пачка соленосной толщи. На р. Макмал она имеет галит-глинисто-глауберитовый состав, пласты

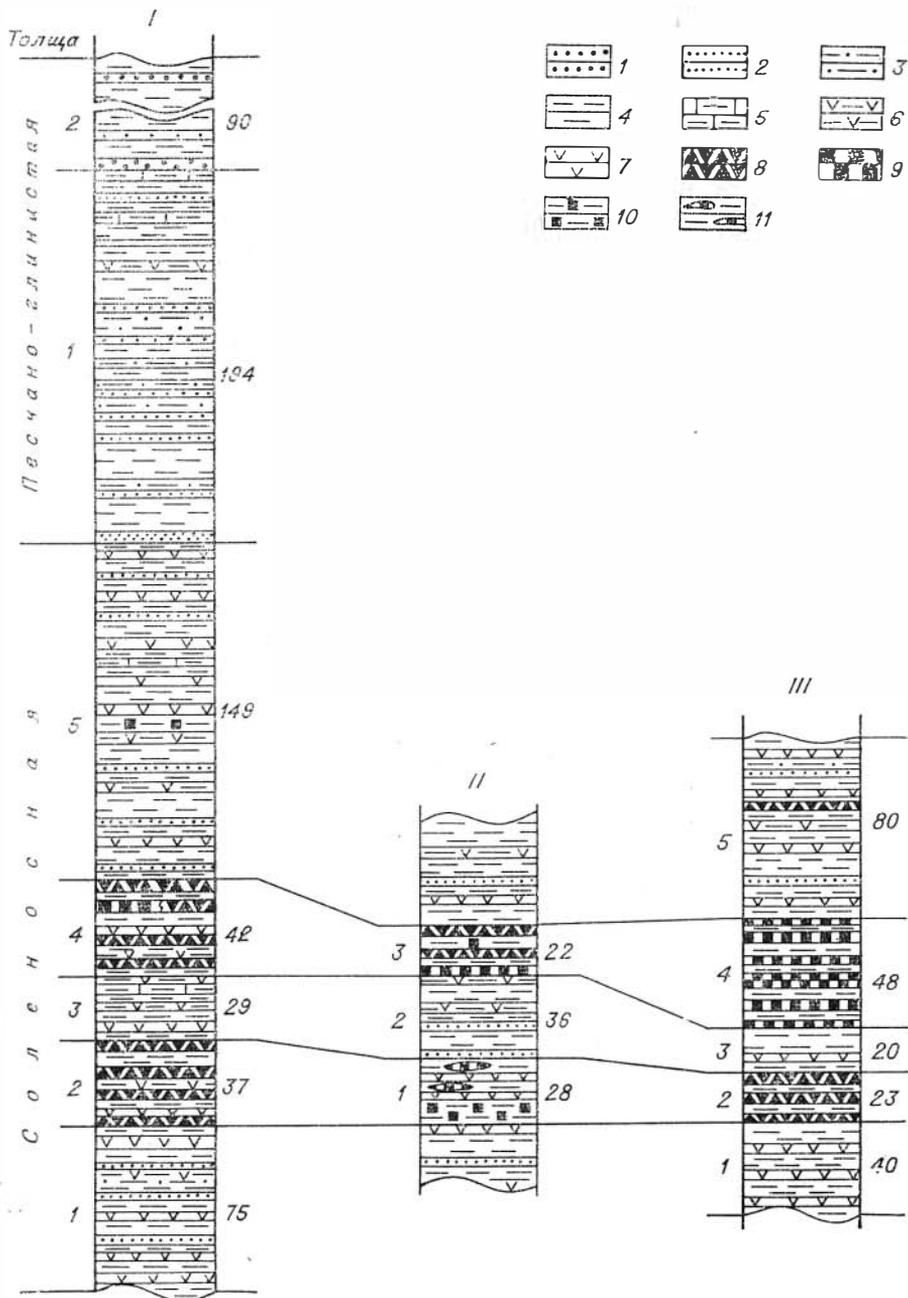


Рис. 17. Схема сопоставления разрезов соленосной толщи Наринской впадины. Разрезы: I — нижнее течение р. Макмал, II — верховья саев Бейрюк и Кенан (по материалам Л. В. Василенко и В. П. Ковальчука), III — месторождение Тунок-Туз (по материалам Л. В. Василенко и В. П. Ковальчука). 1 — песчанники грубозернистые с включениями гравия; 2 — песчанники мелко- и среднезернистые; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — глины загипсованные; 7 — гипсы; 8 — глауберитовые породы; 9 — каменная соль; 10 — глины с рассеянными кристаллами галита; 11 — глины с мелкими линзочками каменной соли. Цифры слева от колонки обозначают номера пачек, а справа — их мощность (м).

каменной соли здесь приурочены к ее верхней части. В разрезе Бейрюк-Кенан состав пачки в принципе остается тем же, только мощность ее сокращается от 42 до 22 м, а галитовые породы залегают не в нижней, а в верхней части. В 6—7 км к западу от разреза р. Макмал, в ущелье Улу-Туз эта хомогенная пачка также имеет галит-глинисто-глауберитовый состав. Каменная соль здесь приурочена к ее нижней части,

а выше располагается несколько пластов глауберитовых пород. Пласты каменной соли довольно быстро выклиниваются по простиранию или замещаются пластами глинисто-глауберитового состава. Так, на месторождении Тунук-Туз, по данным В. П. Ковальчука и Л. В. Василенко, большинство пластов каменной соли на протяжении 60—200 м замещаются глинисто-глауберитовыми породами, содержащими отдельные линзы каменной соли.

Завершает разрез соленосной толщи в Нарынской впадине верхняя существенно терригенная гипсоносная пачка, отложения которой широко распространены как в западной части Алабуга-Нарынской, так и в юго-восточной части Тогуз-Тороузской впадин. По площади состав пачки мало изменяется. В обеих впадинах в средней ее части отмечаются либо прослой засоленных глин (Макмал), либо отдельные прослой глауберит-глинистого состава (Тунук-Туз). В верхней части присутствуют единичные прослой желтовато-зеленых тонкоплитчатых мергелей.

Таким образом, выделенные в составе соленосной толщи существенно терригенные и хемогенные пачки хорошо прослеживаются в различных частях Нарынской впадины. Наиболее выдержанными по составу и строению являются существенно терригенные (гипсоносные) пачки, в то время как существенно хемогенные (глауберитоносные и галитоносные) пачки испытывают значительные изменения даже на небольших расстояниях.

Рассматривая особенности строения соленосной толщи Нарынской впадины в целом, необходимо отметить, что наименьшую площадь распространения занимают галитсодержащие отложения, которые по направлению к окраинным частям впадины последовательно замещаются глауберитоносными, а затем и гипсоносными отложениями. Так, уже в 5—6 км восточнее сая Бейрюк, на правом берегу р. Алабуги (в 1,5 км от ее устья) хемогенные пачки представлены только засоленными глинами. Еще восточнее, в нижнем течении р. Карабук, левом притоке р. Нарын, по данным А. М. Курбанова, скважины 1-п и 2-п вскрыли полный разрез соленосной толщи, представленной здесь зеленовато-серыми и бурыми глинами с прослоями и включениями гипса. Аналогичные фациальные изменения отмечаются и к западу от устья р. Макмал (разрез по руч. Чаарташ, см. рис. 8).

Итак, мы рассмотрели общую картину внутреннего строения соленосной толщи, развитой в Нарынской впадине Тянь-Шаня. Попробуем теперь разобраться в пространственных взаимосвязях, слагающих эту толщу пород. Поскольку провести непосредственное детальное изучение латеральных взаимоотношений различных пород оказалось невозможно, что связано со значительными техническими трудностями (проведение большого объема очистных работ или бурение с полным отбором керна глубоких скважин), то мы остановимся лишь на выяснении вертикальной (стратиграфической) последовательности и особенностей сочетаний различных пород. С этой целью нами проведено послойное изучение одного из наиболее полных разрезов соленосной толщи в районе устья р. Макмал, краткая характеристика которого дана выше.

Среди терригенных пород в составе соленосной толщи здесь присутствуют песчаники—6%, алевролиты—4, карбонатно-глинистые породы (слабо карбонатные глины—50% и мергели—2%) и гипс-глинистые породы—12%. Хемогенная группа представлена гипсовыми (20%) и глауберитовыми (6%) породами. Соотношение это не остается постоянным по всему разрезу и в различных пачках колеблется в довольно широких пределах (рис. 18).

Анализ пространственного взаимоотношения слоев, сложенных этими породами, показал, что разнообразные по составу слои сочетаются в разрезе не хаотически, а определенным образом следуют друг

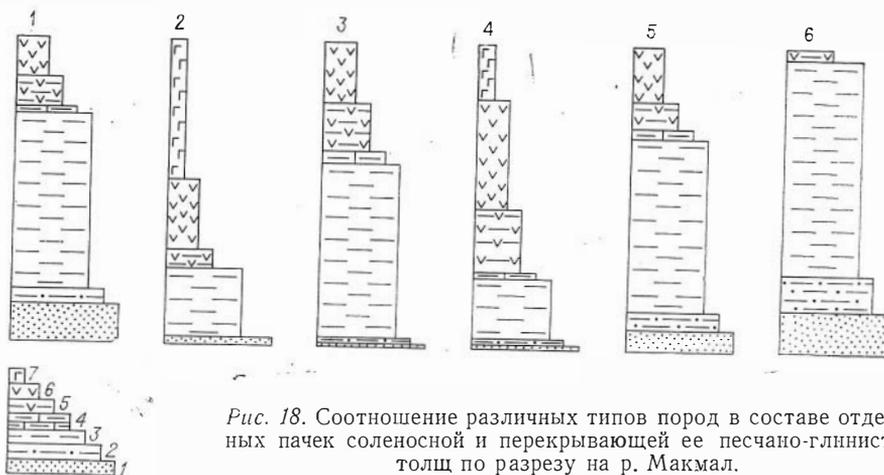


Рис. 18. Соотношение различных типов пород в составе отдельных пачек соленосной и перекрывающей ее песчано-глинистой толщ по разрезу на р. Макмал.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — гипсоносные глины; 6 — гипсы; 7 — глауколитовые породы. Цифрами над колонками обозначены пачки: 1 — нижняя песчано-глинистая гипсоносная; 2 — глинистая глауколитовая; 3 — глинистая гипсоносная; 4 — глинистая галит-глауколитовая; 5 — верхняя песчано-глинистая гипсоносная; 6 — нижняя пачка песчано-глинистой толщи.

за другом, образуя часто повторяющиеся (закономерные) наборы слоев. В дальнейшем мы будем условно называть их наборами пород. Всего в описываемом разрезе выделяется 27, отличающихся по составу, типов наборов пород. В зависимости от присутствия пород той или иной группы различается три группы наборов: терригенная, хемогенно-терригенная и хемогенная. Первая группа объединяет наборы, состоящие только из терригенных пород (10 типов, вторая охватывает наборы из терригенных и хемогенных пород (16 типов), в третью включены наборы, сложенные одними хемогенными породами (1 тип).

В терригенную группу входят наборы: песчаник — глина, песчаник — алевролит — глина, песчаник — глина — мергель, алевролит — глина, алевролит — глина — мергель, песчаник — алевролит, песчаник — глина — гипсоносная глина, алевролит — глина — гипсоносная глина, глина — мергель, глина — гипсоносная глина.

Наиболее часто встречается набор типа песчаник — глина. Его мощность обычно не превышает 0,3—0,5, но иногда достигает 1,5 и даже 3 м. Нижняя поверхность слоя песчаника, с которого начинается набор, как правило, четкая и хорошо прослеживаемая. Переход же между песчаником и глиной более или менее постепенный. В кровле песчаника уменьшается размерность зерен, а в основании слоя глины наблюдается примесь песчаного и алевролитового материала. Количество алевролитового материала в подошве глины иногда настолько велико, что можно выделить слой сильно глинистого алевролита. Набор в этом случае приобретает вид: песчаник — алевролит — глина. В составе соленосной толщи такие наборы крайне редки.

Мощность нижнего песчаникового элемента набора пород типа песчаник — глина меняется в зависимости от того, в каких частях разреза он залегает. Так, в нижней песчано-глинистой гипсоносной пачке мощность песчаника достигает 30—40 см, в остальных же частях разреза его мощность колеблется от 2 до 15 см. Мощность глинистого элемента набора часто значительно больше песчаникового и изменяется от 0,2—0,3 до 2—2,5 м, но иногда не превышает нескольких сантиметров. В отдельных случаях верхняя часть пласта глины обогащается карбонатным материалом вплоть до перехода в глинистый мергель, и тогда набор приобретает вид: песчаник — глина — мергель. Установлены такие наборы пород в верхней и нижней частях соленосной

толщи. В целом наборы пород типа песчаник — глина широко распространены в нижней и верхней песчано-глинистых гипсоносных пачках. Изредка они встречаются в глинистой глауберитовой пачке. В остальных пачках соленосной толщи эти наборы отсутствуют.

Вторым по распространенности в терригенной группе является набор пород типа алевролит — глина. Верхняя и нижняя границы этого набора четкие. Его мощность изменяется от 10—15 до 80 см, но чаще всего от 20 до 36 см. Мощность алевролита, как правило, колеблется от 2—6 до 20—30 см, а глины изменяется от 4—10 до 40—50 см. В верхней части алевролита всегда присутствует значительное количество глинистого материала, обуславливающего постепенный переход от одного элемента набора к другому. Наиболее широко наборы пород типа алевролит — глина развиты в нижней и верхней песчано-глинистых гипсоносных пачках. В нижней песчано-глинистой гипсоносной пачке наборы обычно небольшой мощности. Так, один из наборов этой пачки имеет следующее строение:

	Мощность, см
1. Алевролит светло-серый сверху с обломками глины, сильно известковистый	11,0
2. Глина зеленовато-серая, участками темная, внизу алевролитистая, массивная	17,0
Мощность набора 28 см.	

В верхней песчано-глинистой гипсоносной пачке наборы более мощные. Для примера приведем такой набор из нижней части пачки:

	Мощность, см
1. Алевролит зеленовато-серый, слабо глинистый, горизонтально слоистый	10,0
2. Глина массивная, темно-серая, слабо известковистая, с редкими включениями мелких зерен кварца	39,0
Мощность набора 49 см.	

Наборы типа алевролит — глина редко встречаются в глинистой галит-глауберитовой и в глинистой гипсоносной пачках; в глинистой глауберитовой пачке они полностью отсутствуют. Иногда верхняя часть второго элемента набора алевролит — глина существенно обогащается карбонатным материалом и в кровле его появляется мало-мощный слой мергеля. В этом случае набор пород приобретает следующий вид: алевролит — глина — мергель. Такие наборы пространственно тесно связаны с наборами алевролит — глина, но встречаются довольно редко, главным образом в верхней песчано-глинистой гипсоносной пачке.

Значительно реже, чем наборы песчаник — глина и алевролит — глина, наблюдаются в соленосной толще наборы пород типа песчаник — алевролит, хотя все три пространственно тесно связаны друг с другом. Мощность наборов колеблется от 8—12 до 65 см. Оба элемента этого набора имеют близкую мощность, лишь иногда песчаник несколько более мощный (до 50 см), чем перекрывающий его алевролит (до 30 см). Например, в основании нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки встречен набор:

	Мощность, см
1. Песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый, неслоистый, с известковым цементом	46,0
2. Алевролит глинистый темно-серый, внизу обогащенный песчаным материалом	15,0
Мощность набора 61 см.	

Нижняя поверхность наборов песчаник — алевролит иногда слабо волнистая. Верхняя граница песчаника в наборах нечеткая в виду постепенного перехода к алевролиту. Большая часть наборов этого типа приурочена к нижней песчано-глинистой гипсоносной пачке.

Наборы пород типа песчаник — глина — гипсоносная глина обычно имеют мощность 1,2—1,5 м. Мощность первого элемента таких наборов (песчаника) изменяется от 13 до 22 см, мощность второго элемента (глины) — от 12—14 до 30—34 см. Наиболее мощный элемент набора — загипсованная глина, мощность которого колеблется от 80—95 см до 1,8 м. Ниже приводится характерный пример набора песчаник — глина — гипсоносная глина из глинистой гипсоносной пачки соленосной толщи:

	Мощность, см
1. Песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый, неслоистый	19,0
2. Глина слабо карбонатная, темно-серая, массивная, внизу алевритистая	23,0
3. Глина слабо карбонатная, темно-серая, с обильными включениями мелких кристаллов гипса	84,0
Мощность набора 1,26 м.	

Наборы типа песчаник — глина — гипсоносная глина распространены в нижней песчано-глинистой гипсоносной, глинистой гипсоносной и в верхней песчано-глинистой гипсоносной пачках.

Наборы типа алевролит — глина — гипсоносная глина (в отличие от только что охарактеризованных) имеют меньшую мощность — от 80 см до 1,2 м. В них также самым маломощным элементом является первый (алевролит), мощность которого колеблется от 2 до 17 см. Средний элемент (глина) в этих наборах наиболее мощный, изменяется от 30 до 70 см. Третий элемент набора (гипсоносная глина), как правило, имеет мощность порядка 30—40 см. Характерен набор из нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки:

	Мощность, см
1. Алевролит сильно карбонатный, зеленовато-серый	2,0
2. Глина темно-серая, массивная, скорлуповатая	54,0
3. Глина зеленовато-серая, с включениями гипса, количество которого увеличивается в верхней части	33,0
Мощность набора 89 см.	

Распространены наборы этого типа во всех гипсоносных пачках соленосной толщи. В глауберитовых же пачках они отсутствуют. Количество их в соленосной толще невелико — 1,7% от общего числа наборов.

Третье место по распространенности в соленосной толще занимают наборы типа глина — мергель. Мощность их обычно от 10 до 35 см и лишь иногда достигает 60 см или даже 1,9 м. Первый элемент набора несколько более мощный (от 6—10 до 70—80 см), чем второй (от 4—8 до 16 см). Характерным для этого типа является следующий набор из глинистой гипсоносной пачки:

	Мощность, см
1. Глина карбонатная, темно-серая, массивная, оскольчатая, внизу слабо алевритистая	42,0
2. Мергель известковый, светло-серый, неслоистый	4,0

Наборы пород этого типа присутствуют во всех пачках соленосной толщи, кроме глинистой глауберитовой. Наибольшее значение они приобретают в глинистой гипсоносной и в верхней песчано-глинистой гипсоносной пачках.

Наборы типа глина — гипсоносная глина составляют почти 6% от общего количества наборов в соленосной толще. Мощность этих наборов, как правило, колеблется от 10 до 80 см и лишь изредка достигает 1,7—2,0 м. Мощность отдельных элементов весьма непостоянна: первого элемента (глины) изменяется от 6 до 78 см, реже достигая 2,0 м, а второго (гипсоносной глины) от 8 до 67 см, иногда до 1,0 м. В пределах каждого отдельного набора мощности элементов остаются

более или менее соизмеримыми. Переход от одного элемента к другому настолько постепенный и плавный, что граница между ними проводится в значительной степени условно. Ниже приводится пример набора глина — гипсоносная глина из нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки.

	Мощность, см
1. Глина карбонатная, неслоистая, плотная	52,0
2. Глина массивная, зеленовато-серая, с включениями и гнездами кристаллов гипса непрозрачного, белого	28,0
Мощность набора 80 см.	

Наборы типа глина — гипсоносная глина присутствуют во всех пачках соленосной толщи.

Хемогенно-терригенная группа наборов (в отличие от терригенной) несколько более разнообразна по составу. Входящие в эту группу наборы можно подразделить на полные и неполные. Полные наборы в основании содержат элементы алевро-псаммитового состава, а далее следуют элементы пелитового и хемогенного состава. В неполных хемогенно-терригенных наборах элементы алевро-псаммитового состава отсутствуют и наборы состоят из элементов пелитового и хемогенного состава. В описываемом разрезе выделяются следующие полные наборы: песчаник (или алевролит) — глина — гипс, песчаник (или алевролит) — гипс, песчаник (или алевролит) — глина — гипсоносная глина — гипс, песчаник — глина (или гипсоносная глина) — глауберитовая порода — гипс.

Наборы типа песчаник — глина — гипс составляют около 3,5% от общего количества наборов в разрезе соленосной толщи. Мощность этих наборов изменяется обычно от 16 до 40 см, но иногда увеличивается до 2,1 м. Наименее мощный элемент набора — песчаник (от 2 до 14 см). Глины имеют мощность от 4 до 15 см, реже до 50—80 см, а мощность гипса варьирует в довольно широких пределах — от 4—15 до 60—80 см и даже до 1,8 м. В составе верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки довольно часто встречаются наборы следующего вида:

	Мощность, см
1. Песчаник среднезернистый, светло-серый, вверху глинистый слабо-карбонатный	8,0
2. Глина массивная, зеленовато-серая, слабо карбонатная	30,0
3. Гипс мелкокристаллический, белый, в подошве с обломками и комочками зеленовато-серой глины	127,0
Мощность набора 165 см.	

Верхняя и нижняя границы наборов рассматриваемого типа резкие и четкие, подошва песчаника иногда волнистая. Переход от глины к гипсу постепенный. Обычно в верхней части глины появляются рассеянные включения кристаллов гипса, иногда здесь прослеживается прослой сильно загипсованных глин. В этом случае набор приобретает вид: песчаник — глина — гипсоносная глина — гипс. По структуре и мощности последние наборы не отличаются от наборов типа песчаник — глина — гипс, но встречаются гораздо реже. Распространены наборы обоих типов главным образом в верхней и нижней части соленосной толщи, в средней же части они отсутствуют полностью.

Наборы типа алевролит — глина — гипс составляют всего около 1% от общего количества наборов пород в соленосной толще. Мощность их колеблется от 30 см до 1,0 м. Мощность первого элемента обычно изменяется от 10 до 25 см. Примерно в тех же пределах выдерживается мощность среднего элемента. Верхний элемент в отдельных случаях достигает 70 см, но иногда имеет гораздо меньшую мощность (около 10 см), как в приводимом ниже наборе из нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки:

	Мощность, см
1. Алевролит сильно глинистый, зеленовато-серый, неслоистый	19,0
2. Глина темно-серая, слабо карбонатная, внизу с примесью алевритового материала	8,0
3. Гипс глинистый, темно-серый, участками светло-серый, мелкозернистый	8,0

Мощность набора 35 см.

В кровле второго элемента набора типа алевролит — глина — гипс обычно присутствуют мелкие рассеянные кристаллы гипса. Иногда верхняя часть глинистого пласта значительно обогащается гипсовым материалом и переходит в загипсованную глину. В этом случае вышележащие гипсы имеют значительную мощность — от нескольких десятков сантиметров до 1,5—2,0 м и становятся массивными, а набор приобретает вид: алевролит — глина — гипсоносная глина — гипс. Распространены оба эти набора только в нижней песчано-глинистой гипсоносной пачке.

Наборы типа песчаник — гипс встречаются редко и составляют 1,3% от всего количества наборов. Мощность наборов этого типа довольно непостоянная, что связано с изменением мощности второго элемента наборов, которая колеблется от нескольких сантиметров до 1,7 м. Мощность первого элемента более постоянная и изменяется от 20 до 60 см. Песчаники, входящие в эти наборы, нередко цементируются гипсово-глинистым цементом. Ниже приводятся два наиболее характерных набора типа песчаник — гипс. Первый набор, взятый из глинистой галит-глауберитовой пачки, сложен:

	Мощность, см
1. Песчаником мелкозернистым, темно-серым, массивным, сильно загипсованным	28,0
2. Гипсом глинистым, темно-серым, среднекристаллическим, массивным	20,0

Мощность набора 48 см.

Второй набор, взятый из верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки, представлен:

	Мощность, см
1. Песчаником среднезернистым, темно-серым, сверху мелкозернистым, глинистым	49,0
2. Гипсом среднекристаллическим, серым, массивным в подошве, слабо глинистым, сверху сахаровидным, белым	160,0

Мощность набора 209 м.

Присутствуют наборы типа песчаник — гипс только в составе глинистой галит-глауберитовой и верхней песчано-глинистой гипсоносной пачках.

Наборы типа алевролит — гипс по строению во многом похожи на наборы типа песчаник — гипс. Мощность их варьирует от нескольких десятков сантиметров до 2 м. В значительной степени эти колебания связаны с изменением мощности гипса, колеблющейся от 20 см до 1,5 м. Мощность первого элемента набора (алевролита) изменяется обычно от 14 до 50 см. Распространены наборы этого типа в нижней и верхней песчано-глинистых гипсоносных, а также в глинистой галит-глауберитовой пачках.

Последние два типа полных наборов (песчаник — глина — глауберит — гипс и песчаник — гипсоносная глина — глауберит — гипс) очень сходны друг с другом по своей структуре. Мощность этих наборов, как правило, значительная (от 1,5 до 2,5—3,0 м). Внутри их последовательно увеличивается мощность отдельных элементов: первый элемент (песчаник) около 10 см, второй (слабо карбонатная глина или загипсованная глина) — от 25 до 45 см, третий (глауберитовая порода) нередко достигает 1—2 м, а мощность четвертого элемента (гипса) изменяется от 50—70 см до 1,8 м. Между отдельными элементами наборов наблюдаются постепенные переходы. Так, нижняя часть гли-

ны или загипсованной глины обычно обогащена алевритовым материалом. Вышеležащие глауберитовые породы, в свою очередь, глинистые. Гипсы также содержат небольшое количество глинистого материала; они, как правило, массивные, мелкокристаллические. Распространены наборы этих типов только в глинистой глауберитовой пачке.

Среди неполных хомогенно-терригенных наборов выделено 8 следующих основных типов: глина — гипс, глина — гипсоносная глина — гипс, глина — мергель — гипс, мергель — гипс, мергель — гипсоносная глина — гипс, гипсоносная глина — гипс, глина — глауберитовая порода — гипс, глина — мергель — глауберитовая порода — гипс.

Наборы типа глина — гипс наиболее распространены среди неполных хомогенно-терригенных наборов. Они широко развиты во всех пачках соленосной толщи. Их мощность изменяется от 7—15 до 79 см, а в отдельных случаях она достигает 1,0 и даже 2,7 м. Наиболее часто встречаются наборы, мощность которых колеблется от 24 до 80 см, причём мощность первого элемента в них изменяется от 4 до 65 см, а второго — от 4 до 25—36 см. Характерные примеры этих наборов приводятся ниже.

	Мощность, см
Глинистая глауберитовая пачка	
1. Глина слабо карбонатная, темно-серая, массивная, в верхней части с отдельными включениями гипса	18,0
2. Гипс сильно глинистый, землисто-серый, среднезернистый	12,0
Мощность набора 30 см.	
Верхняя песчано-глинистая гипсоносная пачка	
1. Глина карбонатная, светло-серая, неслоистая, в подошве алевритовая	39,0
2. Гипс массивный, белый, пятнами серый, среднекристаллический, в подошве с включениями комочков глины	26,0
Мощность набора 65 см.	

Оба элемента наборов рассматриваемого типа тесно связаны друг с другом. В основании гипса всегда содержится то или иное количество примеси глинистого материала. Иногда в верхней части глины появляется значительное количество включений и тонкие прожилки гипса и тогда набор становится типа глина — гипсоносная глина — гипс. Примером может служить набор из глинистой гипсоносной пачки, имеющий следующее строение:

	Мощность, см
1. Глина массивная, темно-серая, слабо карбонатная	40,0
2. Глина загипсованная, темно-серая, с большим количеством включений мелкокристаллического гипса	50,0
3. Гипс среднекристаллический, белый, пятнами серый, массивный, в основании глинистый	48,0
Мощность набора 1,38 м.	

В отдельных случаях в верхней части глины отмечается повышенная карбонатность. Иногда здесь наблюдаются мергели, а наборы становятся трехчленными типа глина — мергель — гипс. Описание одного из таких наборов из нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки приводится ниже:

	Мощность, см
1. Глина слабо алевритовая, светло-серая, неслоистая	7,0
2. Мергель глинистый, зеленовато-серый, массивный	8,0
3. Гипс глинистый, с обильными включениями обломков глины зеленовато-серой	15,0
Мощность набора 30 см.	

Очень редко встречаются также наборы типа мергель — гипс и мергель — гипсоносная глина — гипс. Первый обнаружен только в глинистой глауберитовой пачке. Его строение следующее:

	Мощность, см
1. Мергель сильно глинистый, темно-серый, плотный, в подошве с при- месью алевроитового материала	13,0
2. Гипс глинистый, темно-серый, массивный	20,0
Мощность набора 33 см.	

Наборы типа мергель — гипсоносная глина — гипс наблюдались лишь в верхней песчано-глинистой гипсоносной пачке. Один из них приводится ниже.

	Мощность, см
1. Мергель глинистый палево-серый	7,0
2. Гипсоносная глина темно-серая, массивная	50,0
3. Гипс мелкокристаллический, белый, сахаровидный	5,0
Мощность набора 62 см.	

Довольно часто встречаются наборы типа гипсоносная глина — гипс. Мощность их колеблется от 40 см до 1,8—2,0 м. Развиты эти наборы в соленосных и в верхней песчано-глинистой гипсоносной пачках. Мощность отдельных элементов наборов в разных пачках различна. Так, в соленосных пачках мощность гипса изменяется от 80 см до 1,4 м и, как правило, значительно превосходит мощность загипсованной глины, которая варьирует от 15 до 30 см. В составе же верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки большую мощность (до 60 см — 1,0 м) имеют загипсованные глины, а мощность гипса колеблется от 42 до 75 см. Для примера приведем описание двух наборов типа гипсоносная глина — гипс.

	Мощность, м
Глинистая глауберитовая пачка	
0,3 см 1. Глина темно-серая, с рассеянными включениями и тонкими (0,2— прожилками гипса мелкокристаллического	0,28
2. Гипс мелкокристаллический, белый, массивный, пятнами серый	1,3
Мощность набора 1,58 м.	
Верхняя песчано-глинистая гипсоносная пачка	
1. Гипсоносная глина, темно-серая, массивная	1,0
2. Гипс мелкокристаллический, белый, сахаровидный, в подошве глинистый	0,70
Мощность набора 1,7 м.	

Наборы типа глина — глауберитовая порода — гипс и глина — мергель — глауберитовая порода — гипс выделяются нами условно, поскольку глауберитовые породы непосредственно в обнажении по р. Мак-мал нами не наблюдались. Их присутствие здесь устанавливалось по наличию гипс-мирабилитовых пород, развивающихся в зоне выветривания по глауберитовым породам (Щербина, 1952). Поэтому нижеописанные наборы фиксируют только приблизительное положение глауберитовых пород среди пород другого типа.

Наборы типа глина — глауберитовые порода — гипс имеют мощность около 5 м. Наиболее мощные элементы набора — глауберитовые породы и гипс, мощность которых колеблется от 1,5 до 2,5 м. Мощность первого элемента (глины) всегда меньше и изменяется от 0,4 до 1,8 м. Наборы этого типа отмечены только в глинистой глауберитовой пачке. Рассмотрим характерный пример.

	Мощность, м
1. Глина слабо карбонатная, темно-серая, неслоистая, в основании сла- бо алевроитовая	0,43
2. Глауберитовая порода массивная	2,5
3. Гипс мелкокристаллический, белый, пятнами серый	2,1
Мощность набора 5,03 м.	

Наборы типа глина — мергель — глауберитовые породы — гипс широко распространены в галит-глауберитовой пачке. Во всех наборах этого типа глауберитовые породы представлены глауберитовыми глинами. Мощность этих наборов значительно меньше, чем вышеописанных и составляет обычно 1—2 м, причем у глауберитовых пород она

изменяется от 80 см до 1,4 м, а у перекрывающего его гипса составляет всего несколько сантиметров. Такую же небольшую мощность имеет пласт мергелей. Мощность глины изменяется от 15 до 85 см. Ниже приводится пример набора рассматриваемого типа.

	Мощность, м
1. Глина слабо карбонатная, темно-серая	0,51
2. Мергель глинистый, светло-серый, плотный	0,07
3. Глинистая глауберитовая порода, зеленовато-серая	1,35
4. Гипс массивный, белый, сахаровидный	0,04
Мощность набора 1,97 м.	

Хемотропная группа в данном разрезе представлена наборами типа глауберитовая порода — гипс, выделенными условно, поскольку непосредственное изучение глауберитовых пород в естественном обнажении, как мы уже указывали, невозможно.

Наборы пород этого типа самые распространенные среди глауберитовых пород. Мощность их изменяется от 1,5 до 5,5 м. Мощность первого элемента обычно колеблется от 70 см до 3,0 м, а второго — от 80 см до 2,6 м. Примером может служить такой набор из глинистой галит-глауберитовой пачки:

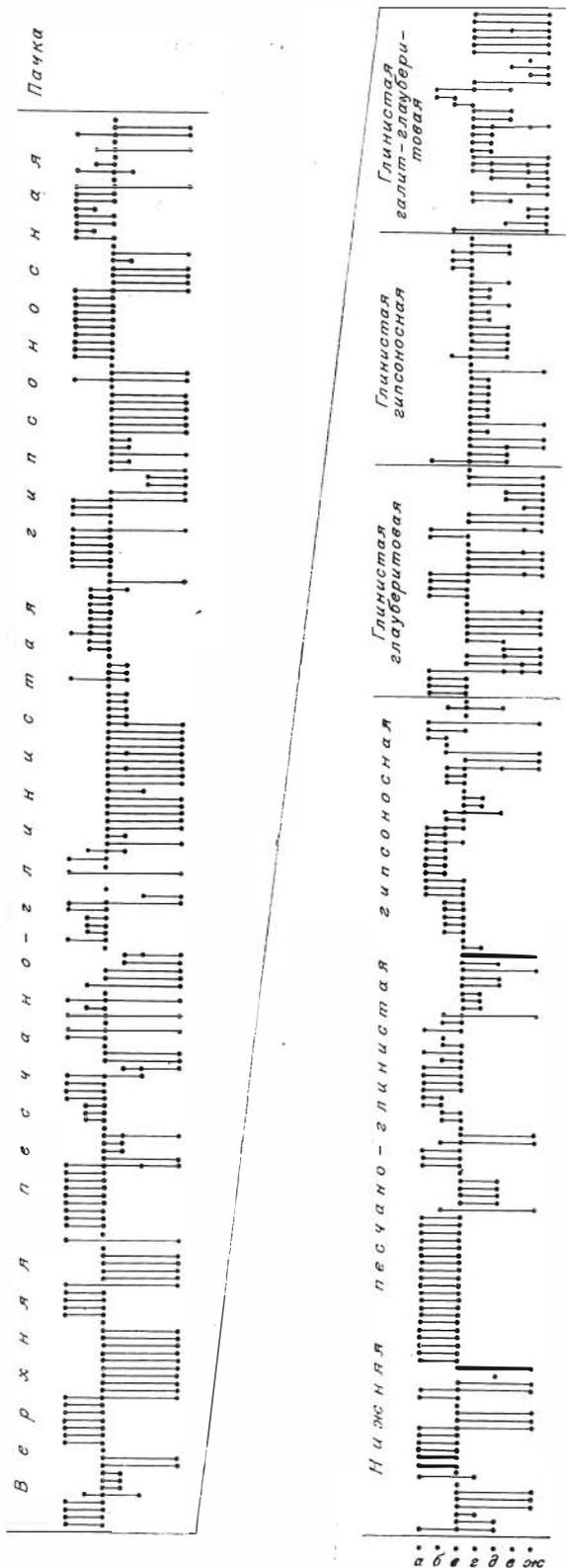
	Мощность, м
1. Глауберитовая порода массивная	0,70
2. Гипс среднекристаллический, серый, с небольшим количеством при- меси глинистого материала	1,3
Мощность набора 2,0 м.	

Распространены наборы этого типа в обеих глауберитовых пачках.

Итак, мы рассмотрели особенности строения и общий характер распространения в разрезе соленосной толщи элементарных породных сочетаний — наборов пород. Однако все еще остается неясным, какие из вышеописанных наборов наиболее характерны (типичны) для соленосной толщи в целом и каким образом эти наборы соотносятся друг с другом. Анализ особенностей распространения наборов показывает, что 80% всех выделенных в разрезе по р. Макмал наборов встречается не разрозненно, а в виде сообществ, следующих друг за другом однотипных наборов (рис. 19). Однако далеко не для всех наборов такая форма сонахождения характерна. Только наборы 9 типов образуют сообщества. По-видимому, именно они и являются основными для соленосной толщи Нарынской впадины. Сообщества образуют как терригенные, так и хемотропно-терригенные и хемотропные наборы.

Терригенные сообщества состоят из наборов следующих типов: песчаник — глина, песчаник — алевролит, алевролит — глина, глина — мергель, глина — гипсоносная глина. Наиболее часто встречаются сообщества наборов песчаник — глина. Мощность этих сообществ самая разнообразная и зависит не только от количества, но и от мощности входящих в них наборов. Количество наборов может колебаться от 3 до 19, а мощность сообществ изменяться от 40 см до 17 м; но чаще всего встречаются сообщества мощностью от 1,2 до 2,5 м (рис. 20, I). Нередко в верхней части сообществ описываемого типа преобладают наборы, в которых мощность второго элемента (глины) значительно больше мощности первого — песчаника (рис. 20, I, а, б). Среди наборов, залегающих в основании сообщества, часто наблюдается обратная картина в соотношении мощности элементов (рис. 20, I, в).

Сообщества последовательно повторяющихся наборов песчаник — алевролит встречаются значительно реже и главным образом в нижней песчано-глинистой гипсоносной пачке. Состоят они из 2—5 наборов и имеют мощность в несколько десятков сантиметров. Сообщества наборов этого типа самые маломощные из всех отмеченных в соленосной толще (рис. 20, II).



Сообщества наборов алевролит — глина, как и вышеописанные сообщества наборов песчаник — глина, развиты в основном в нижней и верхней песчано-глинистых гипсоносных пачках соленосной толщи. Мощность сообществ наборов алевролит — глина довольно непостоянная и варьирует от нескольких десятков сантиметров до 2,4 м, причем в состав сообществ может входить от двух до пяти наборов (рис. 20, II).

Сообщества наборов глина — мергель распространены во всех пачках соленосной толщи, за исключением глинистой глауберитовой. Они состоят из 2—6 следующих друг за другом наборов и имеют мощность от 30 см до 2,3 м. Наиболее часто встречаются сообщества мощностью от 60 см до 1,6 м. Как видно из примеров, приведенных на рис. 20, IV, нередко в их верхней части развиты наборы, имеющие небольшую мощность первого элемента.

Сообщества наборов глина — загипсованная глина наблюдаются только в нижней песчано-глинистой гипсоносной и в глинистой галит-глауберитовой пачках. Обычно они состоят из 2—6 наборов и имеют мощность от 1,2 до 4 м.

Хемотренно-терригенные сообщества образуются только неполными хемотренно-терригенными наборами, такими как глина — гипс, гипсоносная глина — гипс, гла-

Рис. 19. Схема строения соленосной толщи Нарынской впадины по разрезу на р. Макмал.

Отрезки соответствуют различным наборам пород, точки — элементам наборов: а — песчаники, б — алевролиты, в — глины, г — мергели, д — гипсоносные глины, е — глауберитовые породы, ж — гипсы.

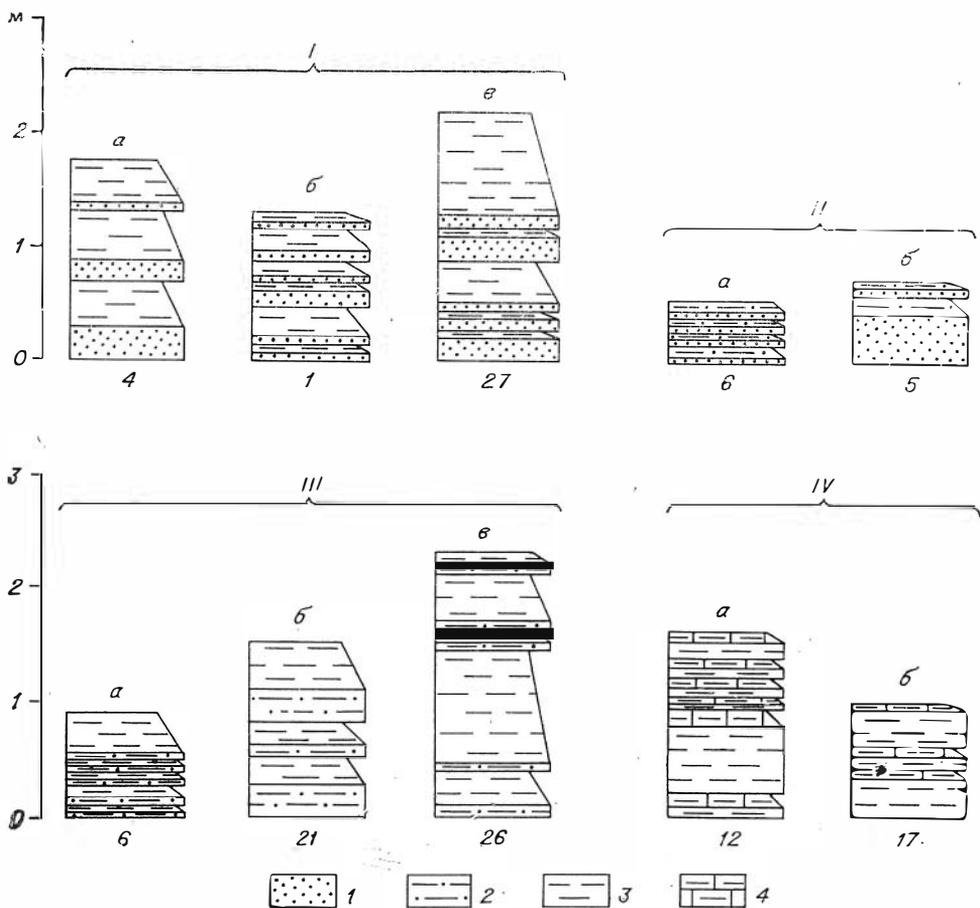


Рис. 20. Строение сообществ терригенных наборов.

Сообщества наборов: I (а, б, в) — песчаник — глина; II (а, б) — песчаник — алевролит; III (а, б, в) — алевролит — глина; IV (а, б) — глина — мергель. Состав элементов наборов: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — глины, 4 — мергели. Цифры под колонками — номера комплексов.

уберитовая порода — гипс, глина — мергель — глауберитовая порода — гипс.

Наиболее часто в соленосной толще встречаются сообщества наборов глина — гипс. Они могут состоять из 2—3 или 6—10 наборов. Мощность таких сообществ обычно значительная и изменяется от нескольких десятков сантиметров до первых метров (рис. 21, I). Наиболее многочисленные сообщества приурочены к верхней песчано-глинистой гипсоносной пачке, а для остальной части галогенной толщи характерны сообщества, состоящие из 2—3 наборов.

Сообщества наборов типа глина загипсованная — гипс в составе соленосной толщи встречаются в единичных экземплярах. Состоят они обычно из двух наборов и имеют мощность 2—2,5 м. Также в единичных количествах встречаются сообщества наборов глина — мергель — глауберитовая порода — гипс. Сообщества обоих этих типов установлены только в глинистой галит-глауберитовой пачке. Им свойственна значительная мощность при небольшом количестве входящих в них наборов (рис. 21, II и III, б).

Хемогенные сообщества представлены наборами глауберитовая порода — гипс и приурочены к верхней глауберитоносной пачке. Отмечаются они здесь в единичных количествах и состоят не более чем из двух наборов большой мощности (рис. 21, III, а).

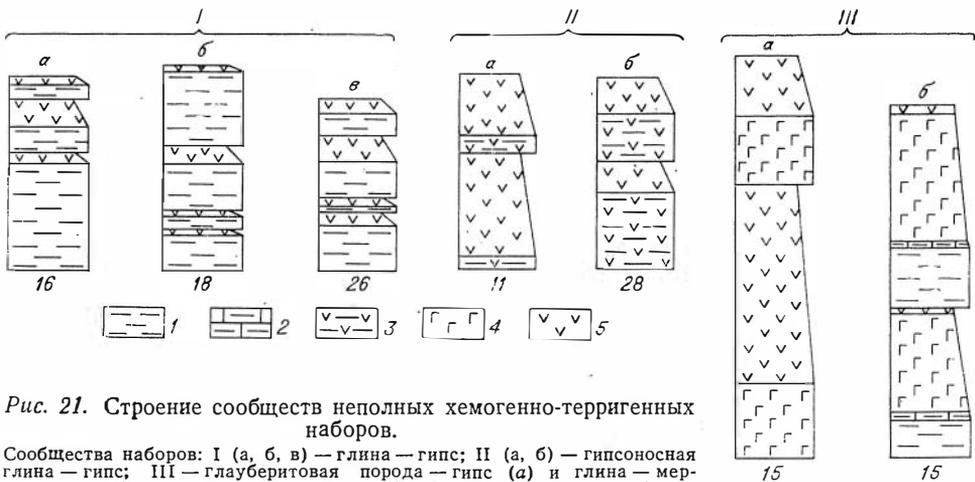


Рис. 21. Строение сообществ неполных хемогенно-терригенных наборов.

Сообщества наборов: I (а, б, в) — глина — гипс; II (а, б) — гипсоносная глина — гипс; III — глауберитовая порода — гипс (а) и глина — мергель — глауберитовая порода — гипс (б). Состав элементов наборов: 1 — глины, 2 — мергели, 3 — гипсоносные глины, 4 — глауберитовые породы, 5 — гипсы. Цифры под колонками номера комплексов.

Сопоставление состава, строения и особенностей пространственного взаимоотношения наборов, образующих сообщества, и наборов, встречающихся лишь разрозненно, приводит нас к мысли, что только те наборы, которые составляют сообщества, являются основными, определяющими главные черты состава и строения соленосной толщи. Разрозненные наборы, располагаясь между сообществами или отдельными основными наборами, очень часто являются их переходными разновидностями и не имеют самостоятельного значения, почему и могут быть названы второстепенными. Сообщества, образованные основными наборами, отражают относительно длительные периоды «динамического равновесия» в жизни седиментационного бассейна, а второстепенные наборы характеризуют моменты дестабилизации или необратимых сдвигов в процессе осадконакопления.

Рассматривая особенности взаимоотношений терригенных, хемогенно-терригенных и хемогенных наборов нетрудно заметить, что они составляют две относительно устойчивые и отличные по составу ассоциации наборов: терригенную и хемогенно-терригенную, которые занимают определенное положение в разрезе соленосной толщи. В состав терригенных ассоциаций входят только терригенные наборы, а в хемогенно-терригенных ассоциациях присутствуют хемогенно-терригенные, хемогенные и терригенные наборы типа глина — мергель и глина — гипсоносная глина (табл. 2). Остановимся на особенностях строения ассоциации наборов пород.

Как терригенные, так и хемогенно-терригенные ассоциации могут быть подразделены на простые, образованные из наборов одного какого-либо типа, и сложные, состоящие либо из сочетания наборов нескольких типов, либо из нескольких сообществ, либо из сочетания сообществ отдельных наборов.

Среди терригенных ассоциаций широко распространены простые. Особенно часто встречаются ассоциации из сообщества наборов песчаник — глина. Мощность таких ассоциаций самая разнообразная и может изменяться от нескольких десятков сантиметров до 4—5 м (см. рис. 20, I, б, в; рис. 23, б, в) и даже достигать 17 м. Гораздо реже отмечаются простые ассоциации, состоящие из наборов типа алевролит — глина; они обычно имеют небольшую мощность (см. рис. 23, а). Простых терригенных ассоциаций другого состава в изученной части соленосной толщи не установлено.

Типы основных и второстепенных наборов пород, образующих ассоциации в соленосной толще Нарынской впадины

Ассоциация	Наборы пород	
	основные	второстепенные
Хемогенно-терригенная	Глина — мергель Глина — гипсоносная глина Глина — гипс Гипсоносная глина — гипс Глина — мергель — глауберитовая порода — гипс Глауберитовая порода — гипс	Песчаник — глина — гипс Песчаник — гипс Алевролит — глина — гипс Алевролит — гипс Песчаник — глина — гипсоносная глина — гипс Алевролит — глина — гипсоносная глина — гипс Песчаник — глина — глауберитовая порода — гипс Песчаник — гипсоносная глина — глауберитовая порода — гипс Глина — мергель — гипс Мергель — гипс Глина — гипсоносная глина — гипс Мергель — гипсоносная глина — гипс Глина — глауберитовая порода — гипс
Терригенная	Песчаник — глина Песчаник — алевролит Алевролит — глина	Песчаник — алевролит — глина Песчаник — глина — мергель Алевролит — глина — мергель Песчаник — глина — гипсоносная глина Алевролит — глина — гипсоносная глина

Сложные терригенные ассоциации, в которые входят несколько сообществ или сочетания сообществ с одиночными наборами, как правило, имеют значительную (от 2 до 6 м) мощность (рис. 22, а, б). Ассоциации из сочетания нескольких одиночных наборов различных типов обычно характеризуются небольшой мощностью, изменяющейся от 60 см до 1,0—1,5 м, и в составе соленосной толщи встречаются редко.

Среди хемогенно-терригенных ассоциаций, так же как и среди терригенных, можно выделить простые и сложные. Правда, простые хемогенно-терригенные ассоциации наблюдаются гораздо реже, чем простые терригенные. Установлено, что простые хемогенно-терригенные ассоциации состоят из наборов глина—гипс, либо глина — гипсоносная глина, либо глина — мергель. Все они обычно имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до первых (не более 4) метров.

Сложные хемогенно-терригенные ассоциации более многочисленны и разнообразны по составу (см. рис. 22, в, г, д), причем в одну ассоциацию одновременно могут входить до 7 различных наборов. Мощность таких ассоциаций (в зависимости от количества и мощности входящих в них наборов) колеблется от 2,5—4 до 26 м. Несмотря на то, что терригенные и хемогенно-терригенные ассоциации довольно существенно отличаются по составу слагающих их наборов, в разрезе они определенным образом тесно связаны друг с другом, образуя единые, сложно построенные комплексы. Обычно комплексы состоят из двух ассоциаций: терригенной внизу и терригенно-хемогенной сверху. Тесная связь этих двух ассоциаций в единое целое определяется наличием в верхней части терригенной или в нижней части хемогенно-терригенной ассоциаций промежуточного по составу второстепенного набора. Чаще всего это какой-либо из полных хемогенно-терригенных наборов, несколько реже роль связующего звена выполняют некоторые второстепенные наборы терригенного состава. Как правило, нижняя часть такого связующего набора как бы наследует свое строение и

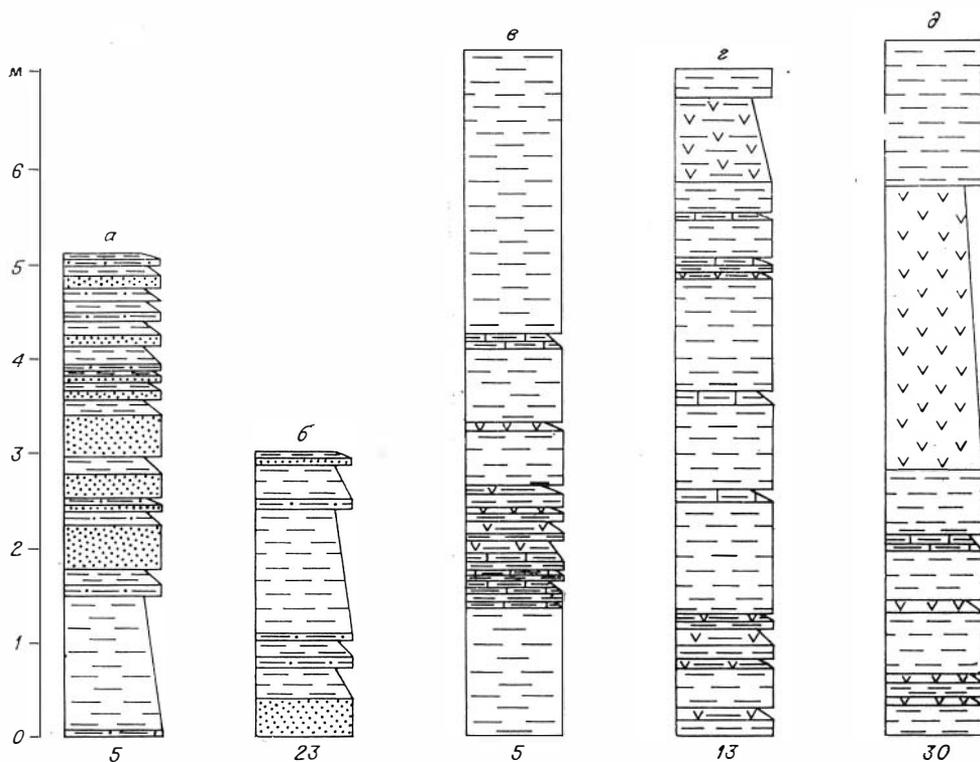


Рис. 22. Строение ассоциаций наборов пород. Усл. обозн. см. на рис. 20, 21.

состав от предшествующих терригенных наборов. Так, если верхняя часть терригенной ассоциации представлена наборами типа алевролит — глина, то нижние два элемента переходного набора тоже представлены соответственно алевролитом и глиной. В верхней части переходного набора также содержатся элементы, идентичные по составу базальным наборам вышележащей хемогенно-терригенной ассоциации (рис. 23). В кровле хемогенно-терригенной ассоциации, а соответственно и комплекса, залегает пласт глины, который, по-видимому, может являться либо первым элементом незавершенного набора, либо сохранившейся от размыва частью основного набора хемогенно-терригенного состава. Этот незавершенный набор четко фиксирует верхнюю границу комплексов, что позволяет уверенно отделять один комплекс от другого.

Значительные расхождения в составе верхней и нижней частей комплексов позволяют предположить, что образовывались они в существенно различных условиях.

Терригенные ассоциации формировались при достаточно активной гидродинамической деятельности водных потоков, обусловивших поступление в бассейн не только глинистого, но и периодический привнос в небольших количествах более крупнообломочного (алевролитового и песчаного) материала. В гидрохимическом плане бассейн в это время оставался пресноводным или находился на самых ранних стадиях осолонения, соответствующих карбонатной стадии современных озер (по Н. М. Страхову, 1962). Об этом свидетельствует отсутствие сульфатных пород, широкое развитие преимущественно кальцитового цемента алевролитов и песчаников и кальцитовый состав карбонатной части глин.

Хемогенно-терригенные ассоциации образовывались в более спокойных гидродинамических условиях, на участках бассейна, значитель-

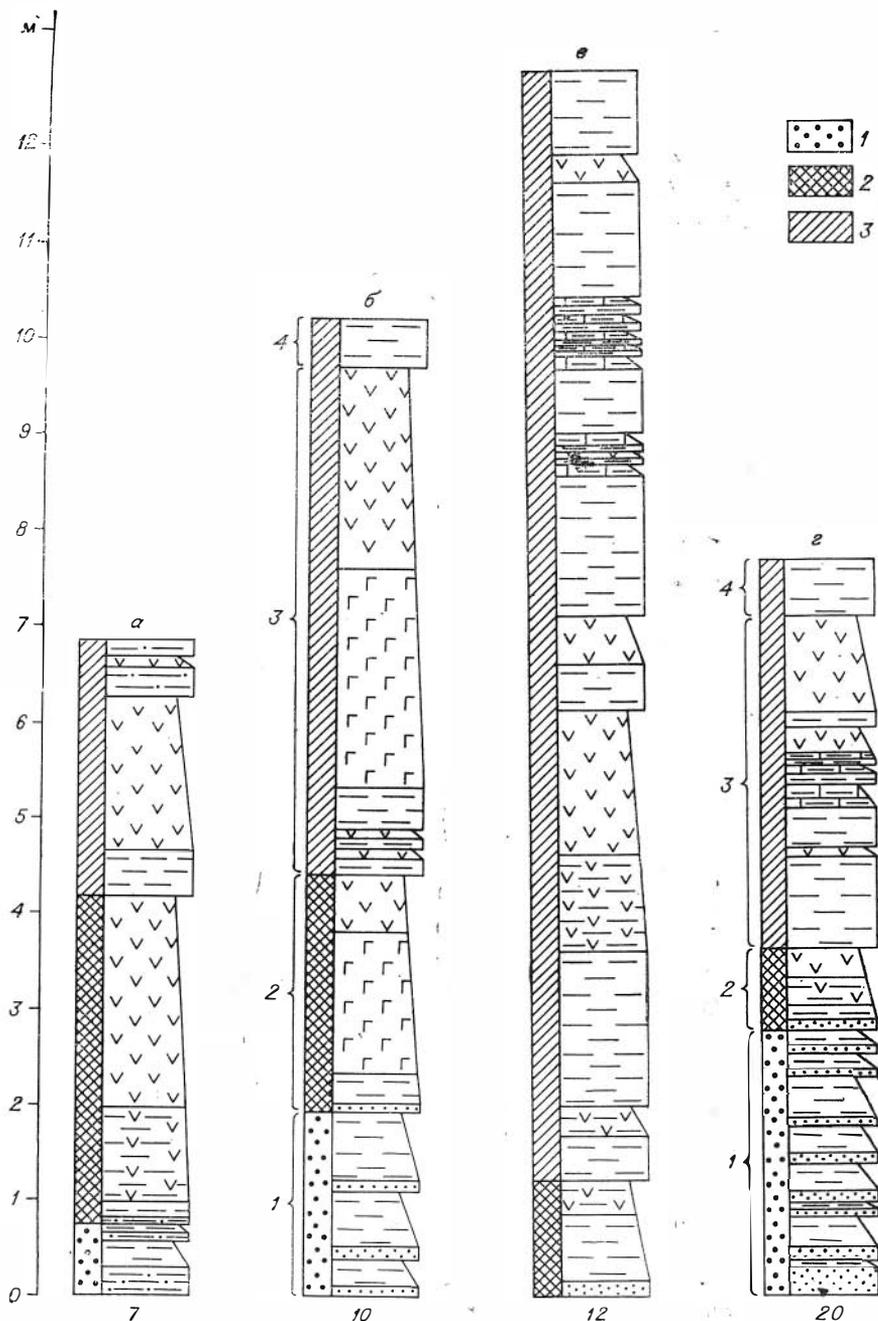


Рис. 23. Строение комплексов наборов пород.

1 — терригенная ассоциация; 2 — переходный набор; 3 — хомогенно-терригенная ассоциация.
 Ост. усл. обозн. см. на рис. 20, 21.

но удаленных от источников водного питания. На это указывает отсутствие значительных количеств песчаного и алевритового материала и тонкодисперсный характер глинистого вещества. В определенные моменты связь таких участков с остальной акваторией бассейна затруднялась или на некоторое время даже прерывалась, что в условиях аридного климата приводило к быстрому испарению части воды и формированию разнообразных сульфатных или даже хлоридных солей.

Таким образом, комплексы наборов, выделенные нами в составе соленосной толщи, отвечают довольно крупным этапам в жизни седиментационного бассейна. На каждом этапе бассейн последовательно проходил две стадии: начальную — «пресноводную» и заключительную — «солеродную». Характер взаимоотношения терригенных ассоциаций с вышележащими хемогенно-терригенными свидетельствует о постепенном переходе бассейна из стадии «пресноводного» в стадию «солеродного». Наличие же оборванного набора в кровле хемогенно-терригенной ассоциации обусловлено резким изменением в условиях питания бассейна, вернувшими его снова на стадию «пресноводного».

Попробуем теперь проследить, как изменяется состав и строение ассоциаций и комплексов в зависимости от положения их в разрезе соленосной толщи.

В составе нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки выделяется восемь комплексов. По особенностям их строения пачку можно подразделить на две части: нижнюю (комплексы с 1 по 4) и верхнюю (комплексы с 5 по 8). Нижняя часть пачки имеет мощность 41,5 м. В нее входят комплексы, состоящие из простых ассоциаций. Терригенные ассоциации представлены сообществами наборов песчаник — глина и имеют мощность от нескольких десятков сантиметров (комплекс 2) до 17 м (комплекс 3). Хемогенно-терригенные ассоциации представлены сообществами наборов либо типа глина — гипс, либо глина-гипсоносная глина. Мощность этих ассоциаций небольшая и, как правило, меньше мощности связанных с ними терригенных ассоциаций (рис. 24).

Верхняя часть нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки состоит из комплексов, ассоциации которых имеют более сложное строение. Терригенные ассоциации представлены не только наборами песчаник — глина. Здесь также широко развиты наборы песчаник — алевролит, алевролит — глина и в единичных экземплярах присутствуют наборы песчаник — алевролит — глина. Наборы первых трех типов могут встречаться как в виде сообществ однотипных наборов, так и в виде чередования единичных наборов различного типа. Наиболее мощная терригенная ассоциация этой части пачки залегает в основании пятого комплекса. Ее мощность около 5 м. В последующих комплексах мощность терригенных ассоциаций довольно быстро уменьшается (2,8 м — комплекс 6; 0,74 м — комплекс 7 и 0,69 м — комплекс 8). В той же последовательности сокращается мощность и хемогенно-терригенных ассоциаций (7,9 м — комплекс 5; 2,66 м — комплекс 6; 2,26 м — комплекс 7 и 1,22 м — комплекс 8). Строение хемогенно-терригенных ассоциаций преимущественно сложное. Так, в составе хемогенно-терригенной ассоциации пятого комплекса одновременно присутствуют наборы трех типов: глина — мергель, глина — гипс, глина — гипсоносная глина. Хемогенно-терригенные ассоциации седьмого и восьмого комплексов имеют сложный и несколько необычный состав. В них, кроме неполных хемогенно-терригенных наборов, присутствуют и единичные полные наборы типа алевролит — гипс.

Анализируя в целом строение комплексов, слагающих нижнюю песчано-глинистую гипсоносную пачку (см. рис. 24), нельзя не заметить, что для комплексов, залегающих в нижней части пачки, характерно простое строение. Ведущая роль в их составе принадлежит терригенным ассоциациям, а хемогенно-терригенные имеют относительно небольшую мощность. Вверх по разрезу, на фоне общего незначительного увеличения мощности комплексов, сокращается мощность терригенных и возрастает роль хемогенно-терригенных ассоциаций. Иными словами, несмотря на определенную периодичность, за время образования отложений нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки постепенно смещаются условия седиментации в сторону увеличения роли хемогенно-терригенного и хемогенного осадконакопления, поэтому в истории развития

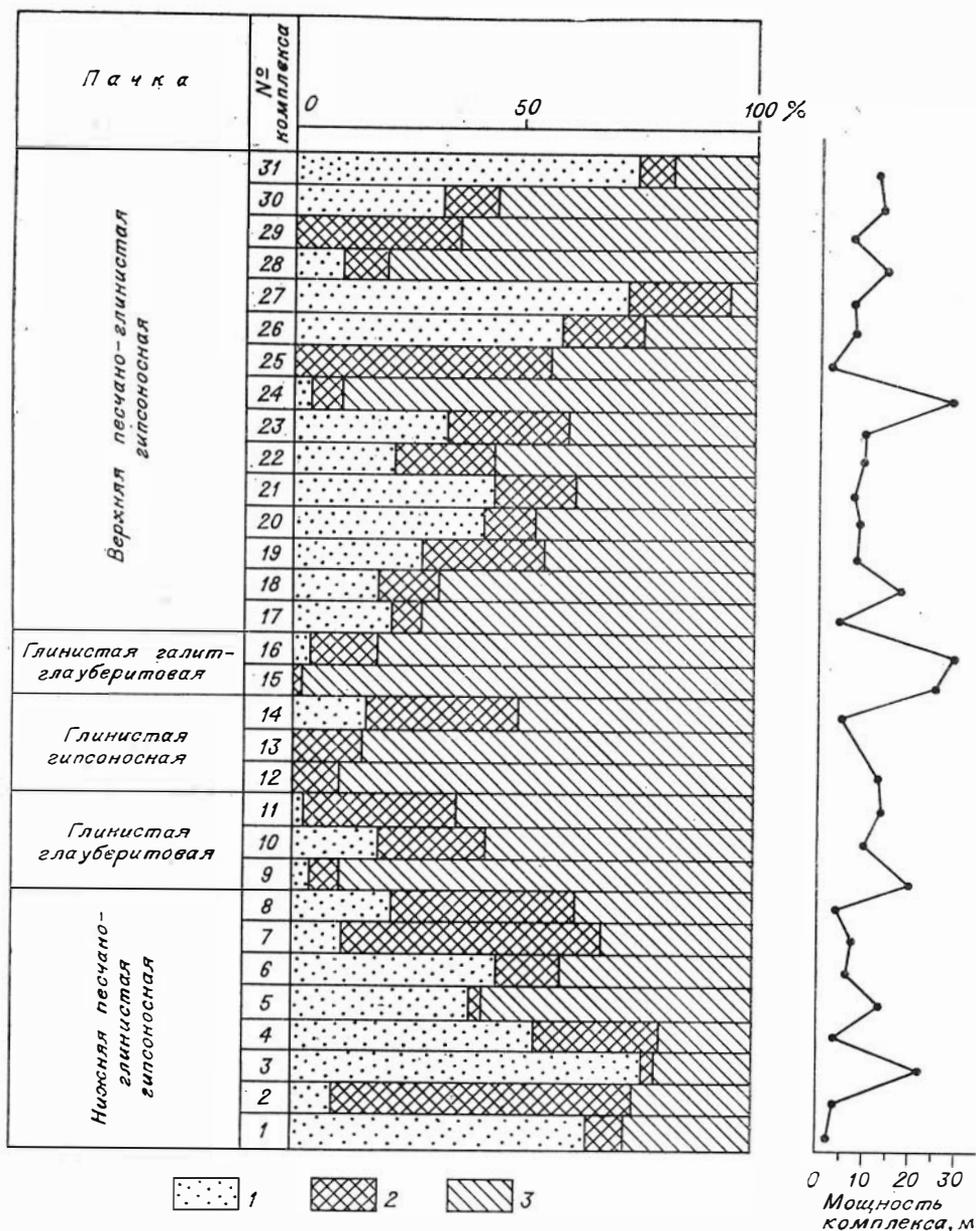


Рис. 24. Особенности изменения состава комплексов по разрезу соленосной толщи р. Макмал.

1 — терригенная ассоциация; 2 — переходный набор; 3 — хомогенно-терригенная ассоциация.

солеродного бассейна этот этап можно назвать подготовительным.

Вышележащая глинистая глауберитовая пачка содержит три комплекса (9—11). Нижние части этих комплексов представлены простыми терригенными ассоциациями наборов типа песчаник — глина. Их мощности (снизу вверх) соответственно следующие: 0,89; 1,9; 0,36 м. Переходные части комплексов представлены полными хомогенно-терригенными наборами типа песчаник — глина (гипсоносная глина) — глауберитовая порода — гипс, мощность которых (снизу вверх) соответственно 0,95; 2,49; 4,29 м. Верхние части всех трех комплексов представлены сложными хомогенно-терригенными ассоциациями, имеющими значительную (снизу вверх 17,27; 6,03; 8,64 м) мощность, причем завершаю-

щие комплексы оборванные наборы имеют небольшую мощность. Таким образом, характерной особенностью комплексов, слагающих глинистую глауберитовую пачку, является, с одной стороны, простое строение и небольшая мощность терригенных ассоциаций, а с другой — сложное строение и значительная мощность сульфатно-терригенных ассоциаций. Строение и состав комплексов свидетельствуют, что, несмотря на довольно высокую степень осолонения, за время формирования глинисто-глауберитовой пачки солеродный бассейн по крайней мере трижды на непродолжительное время опреснялся, и в это время в нем накапливались слабо карбонатные песчано-глинистые отложения.

Следующая пачка соленосной толщи — глинисто-гипсоносная — состоит из трех комплексов весьма своеобразного строения. В двух нижних комплексах (12 и 13) терригенные ассоциации отсутствуют. В основании этих комплексов залегают одиночные второстепенные терригенные наборы типа песчаник — глина — гипсоносная глина или алевролит — глина — гипсоносная глина. Нижняя часть комплекса 14, завершающего глинисто-гипсоносную пачку, представлена маломощной ассоциацией терригенных наборов типа алевролит — глина. Хемогенно-терригенная ассоциация комплекса 12 представлена единичными наборами глина — гипс, глина — гипсоносная глина — гипс, глина — мергель. В составе хемогенно-терригенных ассоциаций комплексов 13 и 14 главную роль играют наборы глина — гипсоносная глина, глина — мергель. Отложения глинисто-гипсоносной пачки формировались в открытой или полуизолированной части бассейна, удаленной от областей, куда с поверхностными водами поступал терригенный материал. Именно об этом свидетельствует широкое распространение в составе хемогенно-терригенных ассоциаций терригенных наборов типа глина — мергель и глина — гипсоносная глина и отсутствие терригенных ассоциаций в основании комплексов 12 и 13.

Глинистая галит-глауберитовая пачка, залегающая непосредственно выше глинистой гипсоносной, состоит из двух комплексов (15 и 16). По своему строению они напоминают комплексы 12 и 13. В основании комплекса 15 залегают полный хемогенно-терригенный набор. Выше следует сложная хемогенно-терригенная ассоциация, состоящая из сочетания неполных хемогенно-терригенных наборов пяти различных типов и терригенных наборов глина — мергель и глина — гипсоносная глина. Мощность комплекса 25,9 м. Второй комплекс имеет еще более значительную мощность — 29,0 м. В его составе выделяются маломощная сложная терригенная ассоциация, представленная наборами алевролит — глина и песчаник — алевролит; переходный терригенный набор типа песчаник — глина — гипсоносная глина (4,93 м) и мощная (23,9 м) сложная хемогенно-терригенная ассоциация, ведущая роль в которой принадлежит наборам глина — гипс. По-видимому, именно к началу формирования отложений глинистой галит-глауберитовой пачки создались условия, способствовавшие максимальному (за все время существования солеродного бассейна) развитию процессов хемогенного осадконакопления. Следует отметить, что даже в этот период не прекращается поступление в бассейн терригенного материала пелитовой размерности.

Верхняя, песчано-глинистая гипсоносная, пачка соленосной толщи содержит в своем составе 15 комплексов. По особенностям их строения всю пачку можно подразделить на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя часть пачки содержит пять комплексов (с 17 по 21), обнаруживающих весьма близкое строение. Так, в основании всех пяти комплексов залегают терригенные ассоциации сходного состава, в четырех нижних они представлены многократно повторяющимися наборами песчаник — глина. В верхнем, пятом, комплексе терригенная ассоциация представлена сообществами наборов алевролит — глина и песчаник —

глина. Мощности терригенных ассоциаций довольно близкие (от 2,1 до 3,5 м) и лишь в основании комплекса 17 залегает ассоциация мощностью 0,6 м. Верхние части этих пяти комплексов представлены как сложными, так и простыми хемогенно-терригенными ассоциациями, состоящими в основном из наборов типа глина—гипс в сочетании с небольшим количеством наборов глина—мергель. Терригенные и хемогенно-терригенные ассоциации в комплексах тесно связаны переходными наборами. От комплекса 17 к комплексу 21 в их составе постепенно увеличивается роль терригенных и сокращается значение хемогенно-терригенных ассоциаций (см. рис. 24).

Средняя часть верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки (комплексы 22—25) имеет довольно своеобразное строение. Комплексы 22 и 23 отличаются от ранее описанных необычным составом ассоциаций. Так, в нижней части комплекса 22, кроме обычных для терригенных ассоциаций терригенных наборов, присутствует и несколько полных хемогенно-терригенных наборов, а в верхней части комплекса 23 отмечаются единичные терригенные наборы, что для хемогенно-терригенных ассоциаций не характерно. Следует заметить, что сходный «аномальный» состав имеют и хемогенно-терригенные ассоциации комплексов 9 и 10 (кровли нижней песчано-глинистой гипсоносной пачки), а также комплекса 31, завершающего верхнюю песчано-глинистую гипсоносную пачку.

Отличительная черта комплекса 24 — сочетание в его составе мощной (24,8 м) сложной хемогенно-терригенной и маломощной (0,91 м) терригенной ассоциаций. Такая диспропорция в соотношении ассоциаций отмечалась нами ранее для некоторых комплексов в составе глауберитоносных пачек соленосной толщи. В следующем 25 комплексе, завершающем среднюю часть описываемой пачки, терригенная ассоциация отсутствует полностью и комплекс начинается непосредственно с терригенного набора типа песчаник—глина—мергель. В целом средняя часть верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки характеризуется уменьшением (снизу вверх) роли терригенных и увеличением хемогенно-терригенных ассоциаций, т. е. наблюдается картина, прямо противоположная той, которую мы отметили в нижней части пачки (см. рис. 24).

Верхняя часть верхней песчано-глинистой гипсоносной пачки состоит из 6 комплексов (с 26 по 31). В большинстве из них присутствуют внизу — терригенная, вверху — хемогенно-терригенная ассоциации, а между ними полный хемогенно-терригенный набор. И лишь в комплексе 29 отсутствует терригенная ассоциация. В остальных комплексах терригенные ассоциации чаще всего представлены сообществом наборов песчаник—глина (комплексы 27, 28, 30), реже — сочетаниями сообществ наборов алевролит—глина и отдельных наборов песчаник—алевролит—глина (комплекс 26), а также сочетаниями сообществ наборов песчаник—глина и единичных наборов песчаник—алевролит (комплекс 31). Хемогенно-терригенные ассоциации большинства комплексов этой части пачки обычно представлены сообществами наборов глина—гипс в сочетании с единичными наборами глина—мергель или гипсоносная глина—гипс. Исключение составляют комплекс 27, в котором на месте ассоциации присутствует один неразвитый набор, и комплекс 31, где в составе хемогенно-терригенной ассоциации, как мы уже отмечали, присутствуют единичные полные хемогенно-терригенные наборы. Из изложенного материала видно, что, несмотря на отдельные отклонения, в составе комплексов, слагающих верхнюю песчано-глинистую гипсоносную пачку, неуклонно увеличивается (снизу вверх по разрезу) роль терригенных ассоциаций, которые почти полностью вытесняют хемогенно-терригенные. Таким образом, намечается картина, почти зеркально отражающая характер изменения состава комплексов, слагающих предыдущую часть соленосной толщи (см. рис. 24).

Итак, мы не только рассмотрели особенности состава, но и детально проанализировали внутреннее строение соленосной толщи гипс-глауберит-галитового типа Нарынской впадины. Изучение закономерностей взаимоотношения различных пород друг с другом позволило выделить часто повторяющиеся совокупности — наборы пород. Всего в соленосной толще намечено 9 основных и 18 второстепенных типов наборов пород. Установлено, что пространственно они размещены не беспорядочно, а группируются в ассоциации двух типов (терригенные и хемогенно-терригенные), которые закономерным образом связываются друг с другом в довольно крупные и многократно повторяющиеся в разрезе комплексы.

Прослеживаются ли выявленные особенности и закономерности в других соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа? Остановимся сначала на строении соленосной толщи Джумгольской впадины, обнажающейся в районе Кичиккульской антиклинали.

В разрезе по северному крылу Кичиккульской антиклинали в соленосной толще намечаются три характерные пачки (снизу вверх): песчано-глинистая гипсоносная, глинистая глауберитоносная и мергельно-глинистая гипсоносная.

Мощность, м

Песчано-глинистая гипсоносная пачка представлена в основном темно- и светло-коричневыми в различной степени карбонатными глинами, переслаивающимися с буровато-серыми и серыми гипсоносными глинами и разнообразными гипсовыми породами. Здесь встречаются маломощные прослои песчаных, иногда с рассеянными гравийными зернами, бурых глин и бурых плохо сортированных песчаников, а также небольшое количество маломощных прослоев бурых, сильно глинистых известняков. С подстилающими песчано-глинистыми буроцветными и перекрывающими сероцветными глауберитоносными отложениями песчано-глинистая гипсоносная пачка связана постепенными переходами, так что внутри ее (снизу вверх) постепенно уменьшается роль алевро-псаммитовых пород и возрастает мощность и количество прослоев гипсовых и гипсоносных пород 25—30

Глинистая глауберитоносная пачка представлена зеленовато- и буровато-серыми глауберитоносными бурыми, светло-коричневыми и серыми карбонатными и гипсоносными глинами глауберитовыми, а также светлыми чистыми и зеленовато-серыми глинистыми гипсовыми породами. Иногда здесь наблюдаются маломощные (2—3 см) прослои серых алевритистых глин и тонкослоистых алевролитов. В пачке выделяется две части: нижняя (более соленасыщенная) содержит 4—5 относительно мощных горизонтов существенно глауберитового состава и верхняя (менее соленасыщенная), в которой отмечается от 5 до 7 глауберитовых горизонтов несколько меньшей мощности 60—80

Мергельно-глинистая гипсоносная пачка залегает на подстилающих отложениях совершенно согласно. Представлена она светло-шоколадными, буровато- и зеленовато-серыми глинами и мергелями с прослоями глинистых известняков, гипсоносных глин и гипсов 44

Характерная особенность соленосных толщ Джумгольской и Нарынской впадин — чередование в их разрезе гипсоносных и глауберитоносных пачек. Обе толщи начинаются и завершаются гипсоносными пачками, тогда как глауберитоносные приурочены к внутренним частям разреза. В целом состав пачек, занимающих идентичное положение в разрезе этих толщ, одинаков, хотя некоторые несущественные различия и имеются. Так, в песчано-глинистой гипсоносной пачке соленосной толщи Джумгольской впадины несколько больше развиты карбонатные глинистые породы (мергели), в незначительных количествах присутствуют сильно глинистые известняки. Более широко распространены песчаные глины, а алевролиты встречаются довольно редко. В окраске пород этой пачки преобладают бурые и коричнево-бурые тона. Аналогичная же часть разреза соленосной толщи Нарынской впадины преимущественно сероцветная со слабым коричневатым оттенком. Все эти различия объясняются тем, что в Нарынской впадине был описан разрез, характеризующий внутреннюю удаленную от областей питания

часть седиментационного бассейна, а в Джумгольской — разрез, близкий к окраине солеродного бассейна, о чем свидетельствует быстрое выклинивание и замещение соленосных отложений на красноцветные терригенные уже на южном крыле Кичуккульской антиклинали (см. рис. 3). Рассмотрим несколько подробнее особенности строения соленосной толщи Джумгольской впадины.

Здесь также хорошо прослеживаются два типа ассоциаций наборов пород (терригенная и хемогенно-терригенная), которые образуют закономерные построенные комплексы. Наиболее разнообразные по составу наборов и наиболее мощные терригенные ассоциации приурочены к нижней части комплексов из песчано-глинистой гипсоносной и мергельно-глинистой гипсоносной пачек, в то время как хемогенно-терригенные ассоциации, как правило, маломощные и состоят из ограниченного числа наборов. В комплексах из глинистой глауберитоносной пачки терригенные ассоциации имеют явно подчиненное значение, а большей мощностью и разнообразием отличаются хемогенные ассоциации.

В составе терригенных ассоциаций соленосной толщи Джумгольской впадины присутствуют те же основные наборы, что и в терригенных ассоциациях соленосной толщи Нарынской впадины. Это наборы типа песчаник — глина, песчаник — алевролит и алевролит — глина. Они образуют аналогичные сообщества однотипных наборов, которые в кичуккульском разрезе встречаются значительно реже, чем в разрезе по р. Макмал. Наборы двух первых типов главным образом распространены в песчано-глинистой гипсоносной пачке, изредка они наблюдаются в мергельно-глинистой гипсоносной и почти полностью отсутствуют в глинисто-глауберитоносной, для которой характерны наборы алевролит — глина.

Наряду с описанными в терригенных ассоциациях соленосной толщи Джумгольской впадины выявлены и новые типы наборов. Среди основных выделяются наборы песчанистая глина — глина, песчанистая глина — мергель, а также алевролитовый мергель — мергель. Все они встречаются не только разрозненно, но и образуют сообщества однотипных наборов. Наборы типа песчанистая глина — глина и песчанистая глина — мергель пространственно, как правило, тесно связаны друг с другом и встречаются в одних и тех же частях соленосной толщи. В основном они приурочены к песчано-глинистой гипсоносной пачке, хотя отмечаются и в двух других. Что касается наборов алевролитовый мергель — мергель, то они распространены по всему разрезу соленосной толщи, но наиболее широко представлены в гипсоносных пачках. В строении наборов песчанистая глина — глина и песчанистая глина — мергель много общего и по существу они отличаются только степенью карбонатности своих верхних элементов. Нижние же элементы представлены глинами слабо карбонатными, бурыми и коричнево-бурыми, массивными и неслоистыми, содержащими переменное количество плохо окатанного и плохо отсортированного обломочного материала песчаной и алевролитовой размерности, а также небольшую примесь гравийных зерен. Мощность этих элементов колеблется от 10—15 см до нескольких десятков сантиметров. Верхние элементы представлены коричневатобурыми, иногда буровато-серыми, слабо- и существенно карбонатными, массивными, реже тонкослоистыми глинами. Мощности верхних элементов наборов, как правило, в 2—3 раза больше мощностей нижних элементов, хотя иногда встречаются наборы и с обратным соотношением. В составе сообществ наборы обоих типов обычно имеют небольшую (несколько десятков сантиметров) мощность.

Нижние и верхние элементы наборов алевролитистый мергель — мергель тесно связаны друг с другом. Представлены они буровато-коричневыми, реже буровато-серыми, массивными, неслоистыми мергелями.

В мергелях нижнего элемента присутствует обломочный материал песчано-алевритовой и алевритовой размерности, количество которого по направлению от подошвы к кровле постепенно сокращается. Мощность наборов этого типа весьма непостоянна и даже в пределах одного сообщества может изменяться от нескольких до первых десятков сантиметров. Пространственно наборы алевритистый мергель — мергель тесно связаны с второстепенными наборами типа мергель — известняк или наборами мергель — алевритистый мергель — известняк, встречающимися в изученном разрезе в единичных количествах и являющимися своеобразными разновидностями наборов алевритистый мергель — мергель.

Так же, как и в Нарынской впадине, в соленосной толще Джумгольской впадины терригенные и хемогенно-терригенные ассоциации тесно связаны хемогенно-терригенными переходными наборами, сочетающими в себе черты строения и состава как верхних наборов терригенных, так и нижних наборов хемогенно-терригенных ассоциаций. Чаще всего такую роль в кичиккульском разрезе выполняют наборы типа песчаник (песчанистая глина) — гипсоносная глина, а также песчаник — глина — мергель.

Хемогенно-терригенные ассоциации гипсоносных пачек соленосной толщи Джумгольской впадины по своему составу и строению не отличаются от аналогичных ассоциаций нижней и верхней песчано-глинистых гипсоносных пачек соленосной толщи Нарынской впадины. Наиболее распространены здесь основные наборы: глина — гипс и гипсоносная глина — гипс. Рассмотрим характерный пример строения хемогенно-терригенной ассоциации, взятый из верхней части песчано-глинистой гипсоносной пачки.

Мощность, м

1. Сообщество наборов глина — гипс. Нижние элементы наборов представлены глинами буровато-коричневыми, массивными или тонкополосчатыми за счет миллиметровых слоев зеленовато-серого цвета. Мощность этих элементов 30—40 см. Верхние элементы сложены гипсом слабо глинистым, серым, массивным. Их мощность 2—4 см. Завершает сообщество набор, в котором верхний элемент (мощность 26 см) представлен гипсом бурым, сильно глинистым, с рассеянной примесью обломочного материала алевритовой размерности	2,75
2. Сообщество из двух наборов гипсоносная глина — гипс. Нижние элементы — гипсоносная глина обычно зеленовато-серая массивная (соответственно 62 и 15 см). Верхний элемент набора слабо глинистый, массивный средне- и мелкозернистый гипс (соответственно 6 и 25 см)	0,78
3. Сообщество наборов глина — гипсоносная глина. Глина карбонатная, зеленовато-серая, тонкослоистая; гипсоносная глина также зеленовато-серая, с рассеянными среднезернистыми агрегатами гипса	2
4. Набор глина — мергель. Глины буровато-коричневые, массивные, внизу слабо карбонатные, вверху существенно карбонатные, плотные, оскольчатые (мергели). В мергелях верхней части набора отмечается незначительная примесь гипса в виде единичных мелких зерен	0,7
5. Сообщество наборов глина — гипсоносная глина. Нижние элементы представлены глинами слабо карбонатными массивными и тонкослоистыми (15—40 см). Верхние элементы образованы зеленовато-серыми, массивными гипсоносными глинами, мощность которых изменяется от 2—3 до 30 см	3,3
6. Глины серые, палево-серые, карбонатные	2,2
Общая мощность этой хемогенно-терригенной ассоциации 11,73 м.	

В Джумгольской впадине, так же как и в Нарынской, хемогенно-терригенные ассоциации глауберитоносной пачки несколько отличаются по составу входящих в них наборов от описанных в гипсоносной, хотя наборы некоторых типов (например, глина — гипсоносная глина или глина — гипс) распространены довольно широко.

Главные особенности состава и строения хемогенно-терригенных ассоциаций, развитых в глинистой глауберитоносной пачке соленосной толщи Джумгольской впадины, можно хорошо проследить на следующем примере. Соляные породы (особенно тенардитового и глауберитового состава) в поверхностных условиях быстро разрушаются и их

непосредственное изучение весьма затруднено. Предлагаемые ниже описание дается по небольшому «свежему» обрыву в одном из овражков на правом берегу р. Кичуккул (в зоне выхода на поверхность отложений глинистой глауберитоносной пачки). Этот обрыв образовался при оползании в весенний период толщи рыхлых продуктов коры выветривания, в результате чего для изучения стали доступными относительно слабо выветрелые глауберитоносные отложения. Описание дается снизу вверх.

Мощность, м

1. Набор алевролит — глина. Алевролит светло-коричневый, тонкослоистый (0,03 м). Глина слабо карбонатная, светло-коричневая, плотная (0,1 м)	0,13
2. Сообщество наборов мергель — глауберитоносная глина. Мергели светло-коричневые, оскольчатые. Глауберитоносные глины, рыхлые. Глауберит встречается в виде рассеянных кристаллов и агрегатов. Мощности нижних (мергельных) элементов наборов не превышают нескольких сантиметров, а верхних (глауберитоносных глин), как правило, составляют первые десятки сантиметров	1,5
3. Набор глина — глауберитоносная глина. Глина карбонатная, зеленовато-серая, тонкослоистая (0,24 м). Глауберитоносная глина карбонатная, зеленовато-серая, с прожилками и отдельными включениями глауберита (0,36 м)	0,6
4. Набор мергель — глауберитоносная глина — глауберитовая порода. Нижний элемент — мергели светло-коричневые, оскольчатые (0,3 м). Средний элемент — глауберитоносная глина темно-серая, с рассеянными включениями агрегатов глауберита и секущими прожилками, выполненными глауберитом (0,9 м). Верхний элемент — глауберитовая порода массивная, в основании тонко-полосчатая (доли сантиметра) за счет послыдного распределения примеси глины, а сверху с угловатыми обломками глины (0,46 м)	1,66
5. Набор гипсоносная глина — глауберитовая порода. Гипсоносная глина карбонатная, палево-серая, с рассеянными агрегатами и гнездами глауберита (1,73 м). Глауберитовая порода массивная, с включениями в виде небольших желвачков карбонатной глины (0,35 м)	2,08
6. Набор гипсоносная глина — гипс. Гипсоносная глина зеленовато-серая, массивная, сверху с примесью мелких кристалликов гипса (0,08 м). Гипс белый, мелкозернистый, массивный (0,05 м)	0,13
7. Набор глина глауберитоносная — глауберитовая порода. Глина глауберитоносная карбонатная, зеленовато-серая, с большим количеством разрозненных включений глауберита (0,12 м). Глауберитовая порода массивная (0,19 м)	0,31
8. Сообщество наборов глина — глауберитовая порода. Нижние элементы представлены глинами карбонатными, зеленовато-серыми, массивными, оскольчатыми. Их мощность колеблется от 0,06 до 0,71 м, причем преобладают маломощные. Верхние элементы сложены массивными глауберитовыми породами, мощность которых колеблется от 0,03 до 0,22 м. В нижней части сообщества глауберитовые породы чистые, а в верхней с заметной примесью карбонатно-глинистого вещества	2,93
9. Сообщество из двух наборов типа глина — гипсоносная глина. Глины карбонатные, светло-шоколадные, тонкослоистые, с примесью алевроитового материала (соответственно 0,53 и 0,9 м). Гипсоносные глины карбонатные, зеленовато-серые, с рассеянными включениями мелкокристаллического гипса и секущими прожилками, выполненными тонковолокнистым гипсом (1,5 и 0,21 м)	2,33
10. Набор глина — известняк. Глина карбонатная, светло-коричневая, массивная, с примесью обломочного материала алевроитовой размерности (0,07 м). Известняк сильно глинистый, пелитоморфный, светло-серый, массивный (0,08 м)	0,15
11. Набор глина — гипсоносная глина. Глина карбонатная палево-серая, оскольчатая (0,27 м). Гипсоносная глина карбонатная, палево-серая, с линзочками (3×8 см) мелкозернистого гипса (0,11 м)	0,37
12. Набор глина — мергель — глауберитоносная глина. Глина карбонатная, зеленовато-серая, массивная (0,12 м). Мергель серый, оскольчатый (0,19 м). Глауберитоносная глина серая, рыхлая, с разрозненными включениями глауберита (0,38 м)	0,69
13. Набор глауберитоносная глина — глауберитовая порода. Глауберитоносная глина, серая, неслоистая (0,27 м). Глауберитовая порода глинистая, массивная (0,5 м)	0,77
14. Сообщество наборов глина — глауберитовая порода. Мощности нижних элементов наборов, представленных карбонатной глиной зеленовато- и палево-серого цвета, колеблются от 0,4 до 0,7 м, а верхних элементов, сложенных массивными в различной степени глинистыми глауберитовыми породами, изменяются от 0,3 до 0,5 м	6

Вышележащая часть (~30 м) глинистой глауберитоносной пачки закрыта осыпью и мощной корой выветривания.

Из приведенного примера отчетливо видно, что наряду с хорошо известными (по разрезу на р. Макмал) основными наборами, такими как алевролит—глина, глина—гипсоносная глина, гипсоносная глина—гипс, в составе глинистой глауберитоносной пачки соленосной толщи Джумгольской впадины присутствуют и новые наборы. Наибольший интерес имеют основные (образующие сообщества) наборы типа мергель—глауберитоносная глина, глауберитоносная глина—глауберитовая порода, глина—глауберитовая порода. Здесь уместно напомнить, что, приведенный пример характеризует особенности взаимоотношения глауберитовых и глауберитоносных пород с другими породами соленосных отложений более подробно, чем это можно видеть по разрезу на р. Макмал в Нарынской впадине, где наборы с глауберитовыми породами выделялись условно, в виду невозможности их непосредственного изучения. Имеющийся по Джумгольской впадине материал позволяет предполагать, что мощные многометровые пласты существенно глауберитового состава, выделявшиеся в разрезе по р. Макмал как глауберитовые породы могут представлять сообщества наборов типа мергель—глауберитоносная глина, глауберитоносная глина—глауберитовая порода, глина—глауберитовая порода. Такое заключение несомненно правомерно, поскольку по всем другим основным наборам хемогенно-терригенные ассоциации соленосных толщ Нарынской и Джумгольской впадин принципиально не отличаются друг от друга.

Таким образом, соленосные толщи, развитые в Нарынской и Джумгольской впадинах, имеют не только близкий состав, что позволяет отнести их к одному гипс-глауберит-галитовому типу, но и характеризуются одними и теми же особенностями строения, наиболее ярко выраженными наличием однотипных наборов пород, ассоциаций и комплексов.

Соленосная толща Восточно-Чуйской впадины также относится к гипс-глауберит-галитовому типу. Ее состав в целом охарактеризован довольно подробно (Щербина, 1956; Каржув, 1961; Турдукулов, 1964; Ибрагимов и Турдукулов, 1965; Малышева, 1968; и др.). В то же время особенности внутреннего строения соленосной толщи еще во многом остаются невыясненными.

Нижняя наиболее мощная и соленасыщенная часть толщи большинством исследователей относится к серафимовской свите, а верхняя—гипсоносная—к низам джелдысуйской. Низы соленосной толщи обнажаются только в ядре Серафимовской антиклинали, где она вскрыта вплоть до подстилающих ее красноцветных отложений рядом глубоких скважин. В разрезе скв. 1-А Н. М. Сардонниковым (Петросьянц, 1966) в составе этой части соленосной толщи намечается три пачки (снизу вверх).

Интервал
глубин, м

1. Слабо осолоненные глины. Чередование зеленых, коричневых известковых глин, с включениями глауберита и галита 930,0—865,0
2. Глины с преобладанием глауберита, темно-серые изредка коричневые, переходящие в зеленовато-серые, с алевроитовой примесью глины, с включениями глауберита, гипса и ангидрита. Содержание сульфатных минералов колеблется от 30 до 40%. Распределены они неравномерно в виде прослоев, линз, отдельных скоплений и единичных кристаллов. Среди сульфатных минералов преобладают ангидрит и глауберит 865,0—560,0
3. Глины с преобладанием гипса и галита 560,0—9,0

Необходимо отметить, что в районе Серафимовской антиклинали соленосные отложения в значительной степени дислоцированы. Как показывают замеры, проведенные в штольне на левом берегу р. Джелдысу и в других прилегающих к этому району местах, слои верхней части

соленосных отложений залегают с углами падения 40—50°. По данным Л. Н. Вертунова и др. (1968), для нижней части этих отложений в скв. 1-А устанавливаются еще бóльшие (достигающие 70°) углы падения слоев. Если принять для первой пачки соленосной толщи средний угол залегания слоев 60°, то можно предположить, что ее нормальная мощность не превышает 32 м. Если же для двух вышележащих пачек принять средний угол падения в 50—55°, то их нормальная мощность будет соответственно 180 м для второй и 340 м для третьей части. Таким образом, суммарная нормальная мощность соленосных отложений, вскрытых скв. 1-А, по-видимому, не превышает 552 м. Верхняя (гипсоносная) часть толщи залегают на глауберитоносных отложениях совершенно согласно и на северном крыле Серафимовской антиклинали (правый берег р. Джельдысу напротив устья р. Сарыджигач) ее мощность не превышает 88 м. Суммарная мощность всей соленосной толщи в настоящее время точно не установлена, поскольку не существует разрезов (ни по скважинам, ни по обнажениям), где бы одновременно можно было проследить ее кровлю и подошву. Различного рода сопоставления приводят к большому разнообразию значений, максимальных мощностей, достигающих, по мнению некоторых авторов, 2000—2500 м. Наиболее обоснованными нам представляются выводы исследователей, считающих, что мощность нижней части соленосной толщи (серафимовская свита) не превышает 850—900 м (Ибрагимов, Турдукулов, 1966; и др.). Отсюда следует, что суммарная мощность всей соленосной толщи, по-видимому, не более чем 900—1000 м.

Из приведенных самых общих данных видно, что в строении соленосной толщи Восточно-Чуйской впадины можно наметить три (несколько отличающиеся по составу) части: нижнюю — собственно глинистую и слабозасоленную, среднюю — галит-глауберитоносную и верхнюю — гипсоносную. Соленосные толщи Нарынской и Джумгольской впадин в целом имеют такое же строение. И в Нарынской, и в Восточно-Чуйской впадинах устанавливается одинаковая общая последовательность в смене вверх по разрезу глауберитовых отложений глауберит-галитовыми или галитовыми. Впервые на эту особенность строения соленосных отложений некоторых межгорных впадин Тянь-Шаня указали Д. П. Ишнязов и др. (1971), выделившие обратный тип стратификации соленосных отложений.

В настоящее время трудно дать подробную характеристику внутреннего строения всей соленосной толщи Восточно-Чуйской впадины, хотя отдельные детали чередования пород по разрезу можно отметить. Рассмотрим фрагмент разреза средней части соленосной толщи, описанный нами в 1976 г. на правом борту долины р. Сарыджигач по искусственному обнажению вдоль временной дороги.

	Мощность, м
1. Глауберитоносные глины. На поверхности обнажены буровато-зеленые глины, с редкими неправильной формы гнездами и линзами (2,5—3,5 см) рыхлого среднезернистого прозрачного мирабилита	0,2
2. Глинистая глауберитовая порода. В обнажении представлена кристаллически-зернистым прозрачным рыхлым мирабилитом (60—50%), в котором более или менее равномерно распределено карбонатно-глинистое вещество	0,15
3. Глауберитовая порода. В обнажении — мирабилитовая порода массивная, белая, с зональным распределением прозрачных и мутных микрослойков, по простиранию переходящая в рыхлую глинисто-мирабилитовую породу	0,6
4. Глины карбонатные, бурые, оскольчатые	0,02
5. Глауберитоносные глины. В обнажении — глины желтовато-зеленые, с мелкими рассеянными агрегатами мирабилита и одной линзочкой (4×30 см) глинистого мирабилита	0,07
6. Глины карбонатные, красновато-бурые, оскольчатые	0,08
7. Глауберитовые глины, аналогичные глауберитоносным глинам слоя 5	0,06
8. Пачка глин карбонатных коричневых и красновато-бурых, переслаивающихся с глинами глауберитоносными (аналогичными глауберитоносным глинам слоя 5)	3,1

9. Мергели светло-коричневые массивные	0,4
10. Глины карбонатные, коричневато-бурые, с отдельными линзами и неправильной формы прослоями глин зеленовато-серых	1,9
11. Глины карбонатные, зеленовато-серые, тонкослоистые, залегают на бурых глинах с разрывом, выполняя отдельные карманы глубиной до 25 см. По неровной поверхности контакта прослеживается тонкий (1—1,5 мм) слоев глинистого гипса	0,3
12. Глауберитовые глины. В обнажении — глины зеленовато-серые, рыхлые, с большим количеством псевдоморфоз гипса по глаубериту. Иногда встречаются небольшие агрегаты гипса неправильной и линзовидной формы	1,0
13. Глауберитовые глины (аналогичные слою 12), переслаивающиеся с глинами карбонатными, бурыми, массивными	0,98
14. Глинистые глауберитовые породы (аналогичные слою 2), переслаивающиеся с глауберитовыми породами (аналогичными слою 3)	4,0
15. Глины карбонатные, зеленовато-серые. В средней части присутствуют два прослоя (30 и 40 см) массивных глинистых гипсов, разделенных пластом гипсоносных глин зеленовато-серых	6,0

Из приведенного разреза видно, что глауберитовые и карбонатно-глинистые породы пространственно тесно связаны друг с другом, образуя многократно и последовательно повторяющиеся в разрезе наборы пород типа глина — глауберитовая глина (слои 4—7 и 12, 13) и глауберитовые глины — глауберитовые породы (слои 1—3 и 14). Как уже отмечалось, такие наборы встречаются в глауберитовых частях соленосных толщ Джумгольской и Нарынской впадин.

Соленосная толща Иссык-Кульской впадины, также имеющая гипс-глауберит-галитовый состав, изучена в настоящее время очень слабо. В литературе известны лишь краткие сведения о ее строении (Вертунов, Бацман, Малышева, 1964). Установлено, что толща представлена зеленовато-серыми карбонатными глинами с прослоями глауберитовых и гипсоносных глин. В незначительном количестве присутствуют прослои глинисто-глауберитовых и ангидрит-гипсовых пород. Мощность соленосной толщи в районе г. Рыбачье (по данным скв. 41 и 5-П) не превышает 300—350 м.

К толщам гипс-глауберит-галитового типа мы относим и соленосные отложения, развитые в северо-западной части Ферганской впадины. В состав этой толщи включаются не только отложения, содержащие галитовые породы (бардамкульская свита), но и залегающие непосредственно выше гипсоносные (кызылджарская свита). Ее мощность оценивается по-разному. О. Ф. Нейман-Пермякова (1929) определяла ее в 400 м, И. В. Пауре (1932) — 600 м, а Н. П. Васильковский (1935) — 900—2300 м. В настоящее время установлено, что мощность нижней (галитовосной) части соленосной толщи колеблется в пределах 800—900 м, а верхней (гипсоносной) изменяется от 1600 до 1700 м (Воронков, Плещенко, 1965; Гриднев, 1971; и др.). Суммарная же мощность толщи достигает 2400—2600 м. Состав соленосной толщи изучался многими геологами (Федотьев, 1946; Гриднев, 1956; Приходько, Грамм, 1958; и др.), но наиболее подробно соляные и соленосные породы исследованы В. В. Герасимовой (1960), которая выделила и описала разнообразные галитовые, ангидритовые, гипсовые, глауберитовые и галопелитовые (соляные глины) породы. Она впервые установила широкое распространение глауберита, приуроченного главным образом к глинистым породам. Кроме того, в толще были выявлены и глауберитовые породы, слагающие прослои мощностью до 0,3—0,5 м. В целом соленосная толща Ферганской впадины по своему составу несколько отличается от соленосных толщ Нарынской, Джумгольской, Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадин, однако, широкое распространение во всех этих толщах глауберитовых и глауберитовосных пород позволяет относить их к одному гипс-глауберит-галитовому типу.

Для того, чтобы представить особенности внутреннего строения соленосной толщи рассмотрим небольшой фрагмент разреза (мощностью

около 300 м), охватывающий как существенно галитовую, так и перекрывающую гипсоносную часть (рис. 25). Анализируя характер распределения по разрезу пород терригенной и хемогенной групп, нетрудно убедиться, что соленосная толща состоит из следующих друг за другом довольно крупных пачек, нижние горизонты которых представлены породами только терригенного, а верхние — терригенного и хемогенного состава. В терригенных горизонтах присутствуют глины (в той или иной степени карбонатные или гипсоносные), алевритовые глины, а иногда и глинистые алевролиты. В верхней, гипсоносной, части толщи вместе с другими терригенными породами встречаются и песчаники. Хотя специально внутреннее строение терригенных горизонтов не изучалось, можно с уверенностью сказать, что они являются ассоциациями своеобразных терригенных наборов, а пачки соответствуют комплексам наборов пород, верхние горизонты которых представляют собой хемогенно-терригенные ассоциации наборов пород. Анализ особенностей строения хемогенно-терригенных ассоциаций показывает, что так же, как и в других соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа, здесь наиболее широко распространены наборы типа глина — гипс, гипсоносная глина — гипс, глина — гипсоносная глина. Эти наборы присутствуют практически во всех комплексах (исключая комплекс III) (см. рис. 25). В составе хемогенно-терригенных ассоциаций выявлены (в небольших количествах) наборы с участием глауберит-содержащих пород типа глина — глауберитоносная глина.

Вместе с тем в хемогенно-терригенных ассоциациях соленосной толщи Ферганской впадины присутствуют и некоторые другие, ранее не описывавшиеся наборы. Среди них наиболее распространены наборы глина — каменная соль, гипс — каменная соль, глинистый гипс — гипс и глинистая каменная соль — каменная соль. Все они являются основными и образуют сообщества однотипных и многократно повторяющихся в разрезе наборов. Примеры строения некоторых таких сообществ приведены в табл. 3.

Кратко остановимся на особенностях состава и строения хемогенно-терригенных ассоциаций, распространенных в изученной части соленос-

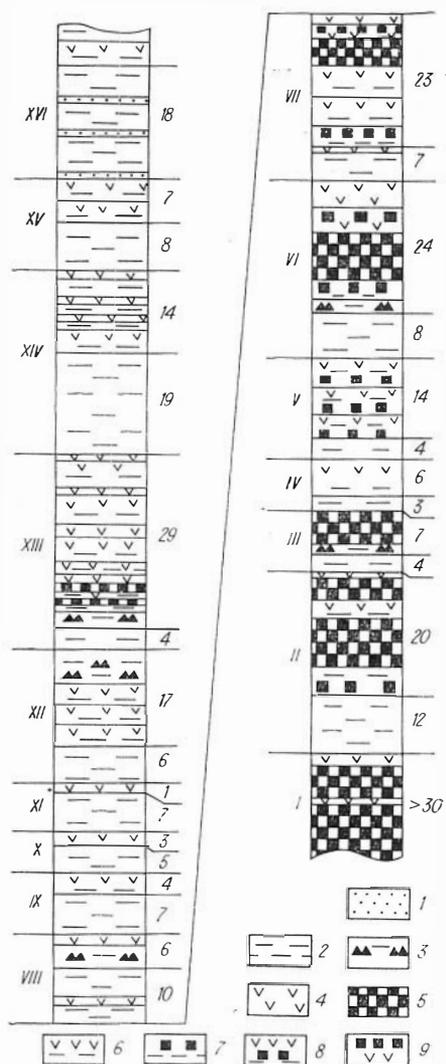


Рис. 25. Строение верхних горизонтов глауберит-галитовой и нижних горизонтов гипсоносной частей соленосной толщи Ферганской впадины (северо-восточный склон гряды Ак-Бель).

1 — песчаники; 2 — карбонатные глины; 3 — глауберитоносные глины; 4 — ангидрит-гипсовые и гипсовые породы; 5 — каменная соль; 6 — глины, переслаивающиеся с гипсовыми породами; 7 — глины с прослоями каменной соли; 8 — глины с прослоями каменной соли и гипса; 9 — гипсовые и галитовые породы, переслаивающиеся друг с другом. Цифры слева от колонок обозначают номера комплексов, а справа — мощность ассоциаций (м), входящих в эти комплексы.

Таблица 3

Примеры строения сообществ наборов различного типа (соленосная толща Северо-Западной Ферганы)

№ ком- лекса	Сообщества наборов	Мощность элементов наборов, см		Мощность наборов, см
		первого	второго	
II	Глина — гипс	60	17	77
		2	3	5
		2	8	10
		2	5	7
		6	11	17
		4	14	28
		24	3	27
		1	1	2
		2	3	5
		2	18	20
		7	17	24
		8	1	9
		6	3	9
		3	40	43
		2	1	3
		2	9	11
		2	1	3
7	3	10		
4	10	14		
10	2	12		
8	3	11		
16	12	28		
VII	Гипс — камен- ная соль	15	10	25
		25	10	35
		10	3	13
		20	10	30
		15	3	18
5	5	10		
X	Глинистый гипс — камен- ная соль	5	1	6
		3	5	8
		4	7	13
		11	1	12
		8	5	13
		74	5	79
		71	4	75
		16	3	19
25	4	29		

ной толщи. Здесь присутствуют хемогенно-терригенные ассоциации четырех типов: галитового, глауберит-галитового, глауберитового и гипсового.

Ассоциации галитового типа приурочены к комплексам I, II, V и VII. Нижние части ассоциации представлены разнообразными хемогенно-терригенными наборами с участием глинистых, гипсовых и галитовых пород. В средней и верхней частях в основном развиты хемогенные наборы с галитовыми и гипсовыми породами.

Ассоциации глауберит-галитового типа выявлены в комплексах III, VI и XIII. Характерная черта их строения — присутствие глауберитоносных пород и наборов в базальной части ассоциаций; средняя же часть ассоциаций имеет существенно галитовый состав. Комплексы с ассоциациями галитового и глауберит-галитового типа в разрезе соленосной толщи чередуются друг с другом.

Ассоциации глауберитового типа приурочены к комплексам, располагающимся в средней части

разреза (VIII и XII). В них широко распространены глауберит- и гипсодержащие породы и наборы и полностью отсутствуют галитовые породы. Ассоциации гипсового типа отличаются развитием только гипсовых и гипсодержащих пород и наборов. Они тесно связаны с глауберитовыми ассоциациями. Таким образом, вверх по разрезу хемогенно-терригенные ассоциации галитового и глауберит-галитового типа сменяются сначала ассоциациями глауберитового, а затем и гипсового типов, вследствие чего верхняя часть соленосной толщи представлена комплексами с хемогенно-терригенными ассоциациями только гипсового типа.

Характерной особенностью строения всех хемогенно-терригенных ассоциаций независимо от их состава, является наличие в нижней части хемогенно-терригенных и терригенных наборов и присутствие пласта гипсовых пород (мощностью от нескольких десятков сантиметров до 4 м) в их кровле.

Рассматривая особенности строения соленосной толщи Северо-Западной Ферганы, необходимо отметить, что в состав хемогенно-терригенных ассоциаций (наряду с хемогенно-терригенными) входят и

наборы только хемогенных пород типа гипс — каменная соль и глинистая каменная соль — каменная соль, не отмечавшиеся нами в других соленосных толщах. В составе терригенных ассоциаций наиболее соленасыщенной (глауберит-галитовой) части соленосной толщи Ферганской впадины отсутствуют наборы с песчаными породами. Все перечисленные особенности свидетельствуют о том, что отложения этой части толщи накапливались в наиболее изолированной и удаленной от зон питания области солеродного бассейна. В целом же соленосная толща Ферганской впадины имеет строение, аналогичное другим соленосным толщам гипс-глауберит-галитового типа.

Из выше приведенных материалов, видно, что для всех соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа характерна значительная (изменяемая сотнями метров) мощность и довольно сложное строение. В толщах этого типа устанавливается тесная связь между терригенными и хемогенными породами, образующими многочисленные и разнообразные по составу хемогенно-терригенные наборы и ассоциации; чисто хемогенные наборы встречаются значительно реже. Наряду с хемогенными и хемогенно-терригенными в соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа широко распространены терригенные наборы и ассоциации. Хемогенно-терригенные и терригенные ассоциации образуют закономерно построенные и многократно повторяющиеся в разрезе комплексы. В наиболее изученных разрезах соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа хорошо прослеживаются три крупные части: нижняя — слабозасолоненная (гипсоносная), средняя — существенно соленосная (глауберит-галитовая или галит-глауберитовая) и верхняя — гипсоносная. Таким образом, соленосные толщи Нарынской, Джумгольской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской и Ферганской впадин характеризуются не только сходным составом, но и однотипным строением.

Теперь выясним особенности строения соленосных толщ гипс-глауберит-тенардит-галитового типа. Они установлены в составе неогеновых отложений Каркаринской, Кочкорской и Кетмень-Тюбинской впадин. Внутреннее строение этих толщ пока еще изучено довольно слабо.

Соленосная толща Каркаринской впадины по особенностям состава может быть подразделена на две части: нижнюю — глауберит-тенардит-галитовую и верхнюю — гипсоносную. Ее суммарная мощность достигает 700 м (Дзенс-Литовский и др., 1964), а верхней гипсоносной не превышает 100—150 м. В глауберит-тенардит-галитовой части преобладают галитовые породы, мощные пласты которых приурочены к нижним и средним горизонтам. Здесь же широко распространены тенардитовые породы, слагающие небольшие (от десятков сантиметров до 2,8 м) пласты и линзы. Глауберитовые породы встречаются в значительно меньших количествах. Обычно глауберит присутствует в виде примеси в глинах и в карбонатных глинах. Кроме того, в рассматриваемой части соленосной толщи выявлено несколько пачек алевролит-глинистого состава, к которым приурочено небольшое количество маломощных прослоев песчаников и два пласта кремнисто-глинистых сланцев (Дзенс-Литовский и др., 1964).

На рис. 26 приведен схематизированный разрез глауберит-тенардит-галитовой части соленосной толщи, составленный по материалам В. А. Шурыгина, И. К. Смешливого, Р. З. Мингалиева. Разрез дает лишь общее представление о ее внутреннем строении, детали которого пока еще остаются невыясненными.

В верхней гипсоносной части хемогенные породы широкого развита не имеют. К нижним ее горизонтам приурочено небольшое количество маломощных прослоев гипсовых пород, а к верхним — тонкоплитчатых глинистых известняков. По всему разрезу распространены гипсоносные глины и мергели, отмечается также присутствие алевролитистых глин, глинистых алевролитов и песчаников.

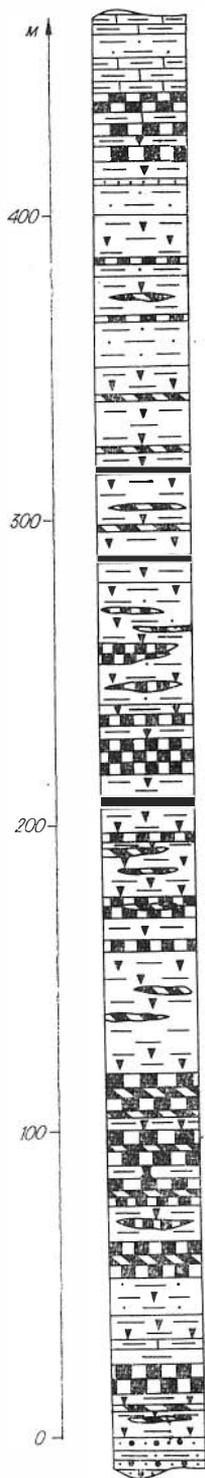


Рис. 26. Схематический разрез соленосной толщи Чуль-Адырской антиклинали (составлен по данным В. А. Шурьгина, И. К. Смешливого и Р. З. Мингалиева).

1 — песчаники грубо- и среднезернистые; 2 — песчаники мелкозернистые; 3 — алевролиты, песчаные и алевритистые глины; 4 — глины карбонатные; 5 — кремнисто-глинистые сланцы; 6 — мергель; 7 — глауберитосодержащие глины и глины с примесью глауберита; 8 — тенардитовые породы; 9 — галитовые породы.

На правом берегу р. Каркара, ниже устья ручья Кайнатпа-Туз, нами изучен разрез гипсоносной части соленосной толщи мощностью 98,4 м. На рис. 27 приведена его послойная характеристика. Анализ полученного материала показал, что здесь, так же как и в соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа, намечается две группы наборов пород: терригенная и хемогенно-терригенная.

Терригенная группа представлена основными (образующими сообщества) наборами типа песчаник — глина, песчаник — алевролит (алеvритистая глина), алевролит (алеvритистая глина) — мергель, глина — гипсоносная глина (мергель — гипсоносная глина). Наиболее распространены наборы: глина — гипсоносная глина, глина — мергель и песчаник — глина. Остальные типы встречаются значительно реже и образуют малочисленные (из 2—3 наборов) и единичные сообщества. Примеры строения сообществ, сложных основных наборами, приведены в табл. 4.

Среди хемогенно-терригенной группы выделены следующие основные наборы: глина — известняк, мергель — известняк и глина — гипс, причем только первый и последний образуют многочисленные сообщества.

Рассматривая особенности пространственного размещения наборов терригенной и хемогенно-терригенной групп, нетрудно убедиться, что в целом характер их взаимоотношений такой же, как и в соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа. Они образуют две различные по составу входящих в них наборов ассоциации: терригенную и хемогенно-терригенную, тесно связанные в многократно повторяющиеся комплексы. Нижние части этих комплексов представлены только терригенными наборами (терригенная ассоциация), а верхние — состоят из наборов преимущественно хемогенно-терригенной и терригенной групп (хемогенно-терригенная ассоциация). В описываемом разрезе в верхах терригенных ассоциаций часто присутствуют наборы типа глина — мергель, являющиеся характерными членами и хемогенно-терригенных ассоциаций. Это обстоятельство наглядно подчеркивает тесную связь между нижней и верхней частью комплексов, между которыми порой невозможно однозначно провести границу.

Можно, таким образом, отметить, что строение гипсоносной части соленосной толщи Каркаринской впадины существенно не отличается от строения аналогичных по составу частей соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа. О деталях строения нижней — глауберит-тенардит-галитовой — части в настоящее время судить трудно. Несомнен-

но, что здесь так же, как и в соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа хемогенные и терригенные породы тесно связаны друг с другом, однако состав и строение образуемых ими наборов и ассоциаций пока еще не изучен. Имеющиеся в настоящее время материалы по строению соленосной толщи Кетмень-Тюбинской впадины дополняют приведенные выше данные и позволяют установить основные черты строения соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа.

Соленосная толща Кетмень-Тюбинской впадины (как и Каркаринской) может быть подразделена на нижнюю глауберит-тенардит-галитовую и верхнюю гипсоносную части. К нижней приурочены отложения галитового, тенардитового, глауберитового и гипсового состава. Здесь же встречены единичные линзы астраханитовых пород. Верхняя часть представлена песчано-глинистыми гипсоносными отложениями. По данным Б. Е. Дмитрука, мощность нижней части достигает 630 м, а верхней изменяется от 300 до 800 м.

Толща имеет хорошо выраженное циклическое строение. Каждый цикл состоит из двух элементов: нижнего терригенного, представленного глинами, с прослоями песчаников и алевролитов, и верхнего хемогенно-терригенного, сложенного разнообразными глинами, с прослоями гипсовых, глауберитовых, галитовых и других хемогенных пород. Б. Е. Дмитруком в нижней части, соленосной толщ

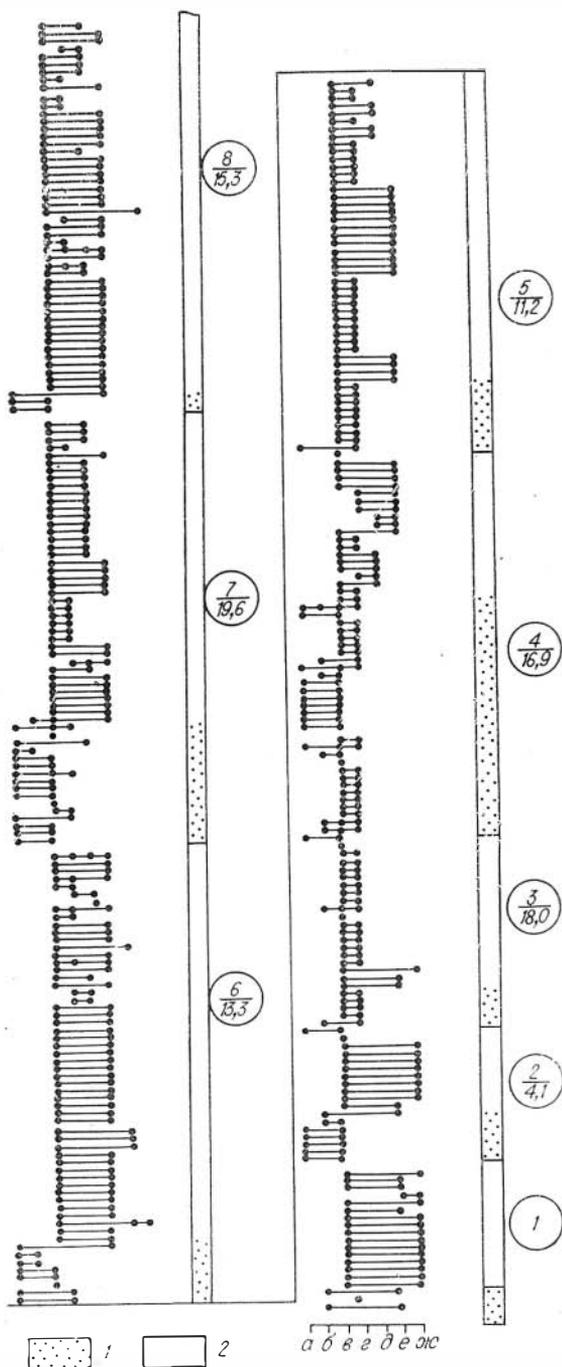


Рис. 27. Схема строения верхней части соленосной толщи Каркаринской впадины по р. Каркара.

1 — терригенные ассоциации; 2 — хемогенно-терригенные ассоциации. Отрезки соответствуют различным наборам пород, точки — элементам наборов: а — песчаники, б — алевролиты и песчанистые глины, в — карбонатные глины, г — мергели, д — глинистые известняки, е — гипсоносные глины, ж — гипсы. В кружочках справа от колонок номера комплексов (числитель) и их мощность (знаменатель).

Таблица 4

Примеры строения сообществ наборов различных типов (соленосная толща Каркаринской впадины)

№ комплекса	Сообщества наборов	№ наборов	Мощность элементов наборов, см		Мощность наборов, см		
			первого	второго			
1	2	3	4	5	6		
1	Глина — гипс глинистый	193	25	5	30		
		194	4	3	7		
		195	2	12	14		
		196	11	8	19		
		197	3	3	6		
		198	8	26	34		
		199	8	7	15		
		200	6	6	12		
		201	15	17	32		
2	Песчаник — глина	209	22	37	59		
		210	9	10	19		
		211	7	5	12		
		212	2	5	7		
		213	6	2	8		
	Глина — гипс глинистый	221	18	50	68		
		222	8	4	12		
		223	3	2	5		
		224	5	8	13		
		225	5	8	13		
		226	7	2	9		
		4	Песчаник — глина	273	18	16	34
				274	5	21	26
275	1			15	16		
276	5			22	27		
277	6			5	11		
278	9			10	19		
5	Глина — мергель	314	13	32	45		
		315	19	16	35		
		316	10	57	67		
		317	2	3	5		
		318	1	5	6		
		319	1	3	4		
		320	5	2	7		
		321	4	6	10		
		Глина — мергель	326	12	47	59	
			327	8	7	15	
	328		3	10	13		
	329		2	17	19		
	330		16	3	19		
	331		17	4	21		
	332		7	1	8		
	333		2	1	3		
	334		1	3	4		
	335		16	12	28		
	Глина — гипсоносная глина		336	3	2	5	
			337	1	9	10	
			338	3	4	7	
			339	3	2	5	
			340	5	4	9	
		341	8	2	10		
		342	9	5	14		
		343	8	19	27		
		344	31	5	36		
		345	9	6	15		
		346	3	7	10		
		347	4	18	22		

1	2	3	4	5	6
6	Глина — гипсоносная глина	388	13	2	15
		389	3	2	5
		390	4	1	5
		391	16	3	19
		392	12	8	20
		393	6	5	11
		394	5	3	8
		395	6	4	10
		396	4	3	7
		397	7	1	8
		398	8	7	15
		399	4	3	7
		400	7	13	20
		401	8	8	16
402	20	13	33		
7	Глина — мергель	452	4	15	19
		453	64	27	91
		454	8	12	20
		455	40	11	51
		456	12	21	32
		457	11	18	29
		Глина — известняк	463	90	5
464	4		8	12	
465	13		3	16	
466	8		11	19	
467	11		6	17	
468	13		5	18	
469	7		3	10	
470	8		10	18	
471	4		5	9	
472	2		4	6	
473	11		1	12	
474	5		3	8	
475	3		4	7	

выделено 6 таких циклов. По своему составу и строению они ничем не отличаются от комплексов пород, состоящих соответственно из терригенных и хемогенно-терригенных ассоциаций. Мощности терригенных ассоциаций колеблются от 13 до 41 м, а хемогенно-терригенных — от 19 до 145 м. Особенности внутреннего строения ассоциаций в настоящее время еще детально не изучены и поэтому можно дать лишь общую характеристику их состава.

В терригенных ассоциациях преобладают породы пелитового класса, а алевро-псаммитовые распространены ограниченно. Полное отсутствие хемогенных пород с солевой минерализацией позволяет предполагать (по аналогии с охарактеризованными толщами), что наиболее распространены в терригенных ассоциациях наборы типа глина — мергель и песчаник — глина. В составе хемогенно-терригенных ассоциаций также преобладают породы пелитового класса, представленные в различной степени карбонатными, гипсоносными и глауберитоносными глинами. Хемогенные породы и здесь занимают подчиненное значение. Наиболее распространены среди них галитовые. Мощность отдельных пластов каменной соли обычно не превышает 1,5—2,5 м и лишь изредка достигает 4—4,5 м. Каменная соль либо темная, глинистая, либо песчаная за счет чередования слоев глинистой темной и чистой белой соли. Мощность темных слоев изменяется от 0,5 до 1,5—2 см, а светлых — от 1—2 до 3—5 см. Глауберитовые породы встречаются значительно реже, хотя и присутствуют практически во всех комплексах. Еще реже наблюдаются тенардитовые породы, единичные маломощные

прослой которых обнаружены только в нижних комплексах соленосной толщи. Как правило, тенардитовые породы находятся в тесном контакте с глауберитовыми и галитовыми. Астраханитовые породы встречаются только в виде небольших линз в пластах каменной соли. Породы гипсового состава в хемогенно-терригенных ассоциациях нижней части соленосной толщи присутствуют довольно часто, но крупных пластов не образуют. Обычно они слагают тонкие (1,5—3 см) слойки, чередующиеся с прослоями карбонатных или гипсоносных глин мощностью от 4 до 9—10 см. Основная масса гипсовых пород приурочена к верхней части соленосной толщи, где они нередко образуют прослой мощностью в несколько десятков сантиметров.

Среди толщ гипс-глауберит-тенардит-галитового типа (с точки зрения особенностей внутреннего строения) наименее изученной остается соленосная толща Кочкорской впадины. Известно, что в районе месторождения Чон-Туз она состоит из серии пластов и линз галитового состава, переслаивающихся с глауберитоносными и гипсоносными глинами. Здесь же присутствуют маломощные прослой глауберитового состава. К востоку от этого месторождения в логу Шабырколь среди глауберитоносных отложений выявлено несколько линз тенардитовых пород. Галитовые породы присутствуют в небольшом количестве только в нижней части обнажающегося разреза толщи. Имеющиеся самые общие сведения позволяют лишь предполагать, что как по составу, так и по строению соленосная толща Кочкорской впадины, принципиально не отличается от соленосных толщ, развитых в Каркаринской и Кетмень-Тюбинских впадинах. На примере этих двух впадин видно, что для соленосных толщ гипс-глауберит-тенардит-галитового типа характерна значительная мощность и наличие двух резко отличающихся по составу частей: нижней глауберит-тенардит-галитовой и верхней гипсоносной. У этих частей сложное внутреннее строение, основой которого являются многократно повторяющиеся по разрезу закономерные построенные комплексы. Каждый комплекс состоит из двух ассоциаций—терригенной внизу и хемогенно-терригенной сверху. Все терригенные ассоциации имеют близкий состав и строение, а хемогенно-терригенные весьма существенно различаются между собой. В составе хемогенно-терригенных ассоциаций верхней гипсоносной части наиболее распространены наборы типа глина—гипсоносная глина и глина—гипс. Имеющиеся материалы свидетельствуют о значительно меньшем распространении пород гипсового состава в хемогенно-терригенных ассоциациях глауберит-тенардит-галитовой части соленосной толщи. Следовательно, можно ожидать, что и наборы с этими породами будут встречаться здесь реже. В то же время в нижней части соленосной толщи несомненно присутствует большое количество разнообразных по составу и строению наборов с такими хемогенными породами, как галитовые, глауберитовые, тенардитовые и астраханитовые, отсутствующие сверху. Необходимо отметить, что в настоящее время остается не совсем ясен состав и строение отложений, залегающих в самом основании соленосных толщ Каркаринской, Кочкорской и Кетмень-Тюбинской впадин. Мы можем лишь предполагать, что (как и в других межгорных впадинах Тянь-Шаня) здесь располагаются слабо засолоненные гипсоносные отложения.

Особенности строения отложений гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа можно рассмотреть на соленосных толщах Узек-Дагской впадины и месторождений Аккала и Кушканатау в Южном Приаралье. В разрезе этих толщ можно выделить три различающиеся по составу части: нижнюю—терригенную, среднюю—существенно хемогенную и верхнюю—вновь терригенную (Никшич, 1932; Рейнеке, 1932; Рубанов, 1977; и др.).

Нижние терригенные части представлены карбонатными и глауберитоносными глинами, иногда песчанистыми или алевроитистыми, с небольшим количеством маломощных (первые сантиметры) прослоев гипсовых и реже глауберитовых пород. Изредка встречаются линзовидные и пластовые тела песчаного состава мощностью от нескольких сантиметров до 2 м. В кровле нижней терригенной части соленосной толщи Аккалинского месторождения распространены глины с примесью мирабилита. Мощности нижних терригенных частей соленосных толщ небольшие и крайне непостоянные: на Аккалинском месторождении — около 10 м, на Кушканатауском — колеблется от 0,5 до 23 м, а в Узек-Дагской впадине — не превышает нескольких десятков сантиметров.

Средняя часть соленосных толщ имеет сложный состав и строение. В настоящее время наиболее полно изучена хемогенная часть соленосной толщи Кушканатауского месторождения. Она состоит из двух соляных пачек, разделенных маломощной (менее 2 м) пачкой гипсоносных глин и глин с полигалитом (Рубанов, 1977). Нижняя соленосная пачка имеет значительно меньшую площадь распространения, чем верхняя и выявлена только в северной наиболее погруженной зоне, причем максимальная ее мощность не превышает 5—6 м. Максимальная мощность верхней соленосной пачки достигает 10 м. По особенностям распространения соляных пород различного состава можно наметить три группы разрезов соляных пачек (рис. 28). Первая группа характерна для северных наиболее соленасыщенных районов месторождения. Наряду с астраханитовыми породами здесь широко представлены астраханит-галитовые и галитовые, приуроченные, как правило, к верхам соляных пачек. Южнее протягивается полоса, где преобладающая роль принадлежит астраханитовым породам, в незначительной степени присутствуют галитовые, астраханит-галитовые и астраханит-мирабилит-тенардитовые породы. Вдоль южной юго-восточной и юго-западной периферии месторождения протягивается область, где мощность соляных пачек сокращается до 1,75—5 м и они в основном слагаются породами мирабилит-тенардитового состава.

Строение существенно хемогенной части соленосной толщи Узек-Дагской впадины также непостоянно на всей площади ее распространения. По данным В. И. Рейнеке (1932), на востоке впадины она представлена серией крупных линз, приуроченных примерно к одному горизонту и следующих друг за другом в северо-западном направлении. Линзы сложены породами мирабилитового, мирабилит-тенардитового и тенардитового состава. Галитовые породы занимают подчиненное положение и встречаются иногда в виде небольших по мощности пластов в нижней части. Постепенно по направлению с юго-востока на северо-запад роль галитовых пород возрастает, увеличивается и мощность хемогенной части толщи. Ее нижние горизонты представлены тут каменной солью, а верхние — мирабилитовыми и тенардитовыми породами, с прослоями каменной соли и изредка гипса и гипсоносных глин. По данным М. Л. Вороновой (1954), в наиболее погруженной центральной зоне Узек-Дагской впадины хемогенная часть соленосной толщи представлена в основном галитовыми породами, содержащими сверху единичные прослои и линзы астраханитового и каинитового состава. Мощность этой части соленосной толщи Узек-Дагской впадины колеблется от 1,3 до 8 м.

Особенности изменения состава и строения соленосной толщи Аккалинского месторождения на площади пока еще не изучены. В разрезе хемогенной части толщи, имеющей мощность 28 м, И. В. Рубанов (1977) выделяет две отличающиеся по составу зоны: внизу — сульфатную (мощность 5,75 м), представленную мирабилитовыми породами с прослоями глин, и сверху — хлоридную, состоящую из шести пластов (мощностью от 0,7 до 2,2 м) каменной соли, разделенных глауберито-

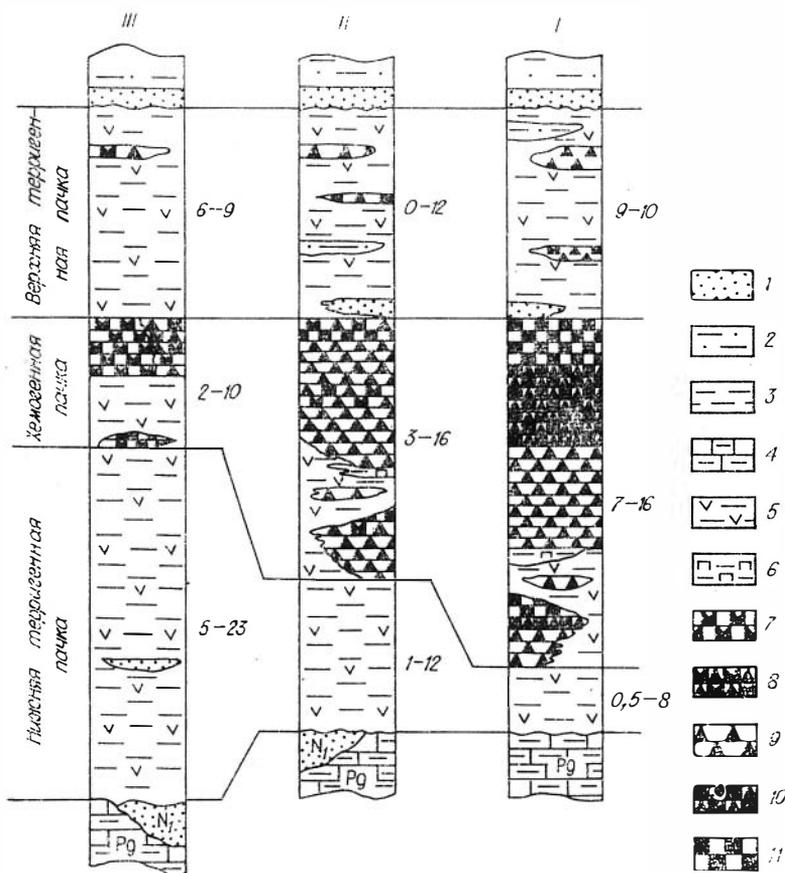


Рис. 28. Разрезы различных зон соленосной толщи месторождения Кушканатау (составлены по материалам М. Н. Слюсаревой и Л. И. Филатовой).

Зоны: I — астраханит-галитовая, II — астраханитовая, III — мирабилит-тенардитовая. 1 — пески и песчанки; 2 — алевритовые и песчано-алевритовые глины; 3 — карбонатные глины; 4 — мергели; 5 — гипсоносные и глауберитовые глины; 6 — полигалит-глинистые породы; 7 — мирабилит-тенардитовые породы; 8 — астраханит-мирабилит-тенардитовые породы; 9 — астраханитовые породы; 10 — галит-астраханитовые породы; 11 — галитовые породы.

и гипсоносными глинами (мощности прослоев глин колеблются от 1,3 до 2,2 м).

Верхние терригенные части соленосных толщ гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа имеют довольно простое строение и однородный состав. Здесь в основном развиты карбонатные (в той или иной степени алевритистые или песчанистые), гипсоносные и реже глауберитовые глины. В Кушканатауской толще к различным горизонтам верхней терригенной части, мощность которой изменяется от 2—3 до 10 м, приурочены маломощные (от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м) невыдержанные по простиранию линзы астраханитовых и астраханит-мирабилит-тенардитовых пород. На Аккалинском месторождении рассматриваемая часть соленосной толщи имеет мощность 27 м. Она представлена внизу пачкой гипсо- и глауберитовых глин (12,4 м), а сверху пачкой карбонатных и гипсоносных глин мощностью 14,9 м. В кровле нижней пачки залегают два пласта: нижний (0,6 м) мирабилит-тенардитового и верхний (1 м) астраханитового состава. В Узек-Дагской впадине аналогичная часть разреза (17—19 м) представлена слабо загипсованными глинами с прослоями глауберитовых глин и глинистых глауберитов в основании.

Таким образом, можно заметить, что соленосные толщи гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа обычно имеют небольшую (первые десятки метров) мощность, а площадь их распространения не превышает нескольких десятков квадратных километров. Для них характерно трехчленное строение, при котором терригенные породы слагают нижнюю и верхнюю части, а хемогенные приурочены главным образом к внутренним частям соленосных толщ. Устанавливается определенная зональность и в распространении хемогенных пород различного состава. В периферических зонах развиты породы мирабилитового состава, слагающие небольшие по мощности прослои и линзы, в то время как внутренние, наиболее соленасыщенные и мощные, зоны сложены галитовыми, астраханит-галитовыми и астраханитовыми породами при незначительном участии пород мирабилитового состава. Особенности внутреннего строения соленосных толщ гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа позволяют предположить, что они формировались в течение единого крупного цикла соленакопления, хотя, возможно, и не строго одновременно во всех трех районах.

Соленосные толщи гипс-галитового типа выделены нами в составе неогеновых отложений Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадин. В настоящее время не имеется материалов, непосредственно характеризующих их строение. И все же, поскольку они приурочены к впадинам, история и характер развития которых (по крайней мере на неогеновом этапе) существенно не отличались от общих тенденций формирования межгорных впадин Тянь-Шаня, содержащих толщи гипс-глауберит-галитового и гипс-глауберит-тенардит-галитового типов, можно предположить, что основные черты, присущие толщам этих двух типов (циклическое строение и тесная связь терригенных и хемогенных пород), несомненно найдут отражение и в строении соленосных толщ гипс-галитового типа.

Из приведенных в настоящей главе материалов видно, что еще далеко не все соленосные толщи неогенового возраста, развитые на территории Средней и Центральной Азии, изучены в равной степени детально. Наиболее слабо изученными остаются особенности взаимоотношений хемогенных пород друг с другом. И все же общая структура толщ, закономерности размещения тех или иных пород по разрезу, характер взаимоотношений пород различных групп, классов (а в ряде случаев и подклассов) выясняются довольно определенно. Все это позволяет нам подойти к вопросу о выделении и типизации соленосных формаций неогенового возраста на территории Средней и Центральной Азии.

Глава VI

ТИПЫ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Проблеме формационного анализа неогеновых отложений Средней и Центральной Азии в последние годы уделяется значительное внимание. Она затрагивалась всеми исследователями, изучавшими неогеновые осадочные серии и историю геологического развития как отдельных регионов, так и всей территории Средней и Центральной Азии в неогеновое время. В той или иной мере рассматривались и вопросы выделения соленосных формаций среди неогеновых отложений. Их анализировали А. Г. Бабаев, В. А. Буш, С. П. Ваальбе, Л. Н. Вертунов, Л. Б. Вонгаз, Н. Н. Гриднев, Г. Х. Дикенштейн, А. Х. Ибрагимов, М. С. Ибрагимов, А. А. Иванов, Д. П. Ишниязов, С. М. Корневский,

В. В. Косминский, К. Н. Кравченко, М. Мирахмедов, К. Н. Никифорова; А. А. Николаев, Н. П. Петров, В. И. Попов, В. Н. Разумова, И. В. Рубанов, Н. М. Сардонников, В. М. Сеницын, Ф. Е. Сеницын, Н. М. Страхов, С. С. Шульц, В. М. Цейслер, А. Л. Яншин и др.

Мнения по поводу типов неогеновых соленосных формаций и их объема весьма противоречивы, что связано с различным подходом авторов к их выделению. До сих пор исследователи при обособлении формаций основывались главным образом на генетическом (фациально-генетическом, ландшафтно-тектоническом, климатическом или историко-тектоническом) подходе.

Фациально-генетический подход наиболее полно отражен в работах В. И. Попова (1954, 1966, 1968). Согласно его определению, «геологической формацией называется естественноисторическое сообщество генетически связанных сопряженных горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице геологической среды (т. е. фации), которая возникает в той или иной фазе (этапе, стадии) развития данного региона земной коры (Попов, 1966, с. 11). В соответствии с этим В. И. Попов первоначально отнес все соленосные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня к большой группе молассовых формаций верхнеобийского типа (Попов, 1954). В последующем он выделил в ряде межгорных впадин Тянь-Шаня и на западе Средней Азии галогенные формации (Попов, 1968). По его представлениям, здесь распространены так называемые комплексы «ранних и поздних (центрально-) озерных и солончаковых галогенных (эвапоритовых) формаций», а также «ранних и поздних лагунных галогенных (эвапоритовых) формаций». Среди первого комплекса выделены ранние и поздние озерные гипсовые формации, развитые в Нарынской и Ферганской впадинах, и ранние и поздние озерные сульфат-галитные формации, установленные в большинстве межгорных впадин (Иссык-Кульской, Кочкорской, Нарынской, Ферганской), а также в Кушканатау и в Узун-Су. Формации второго комплекса отмечены в низовьях Амударьи (Кушканатау), где обособлена сульфат-галитная лагунная (озерная?) галогенная формация. Необходимо отметить, что каждую конкретно выделяемую формацию В. И. Попов называет по-разному, имея в виду, по-видимому, различные части соленосных толщ. Так, среди соленосных отложений Нарынской впадины им выделены: постплатформенная миоценовая верхнеобийская центрально-озерная гипсоносная и постплатформенная миоценовая верхнеобийская озерная (лагунная?) сульфат-галитная формации. В Кушканатау в составе соленосных отложений, у которых мощность не более 38—40 м и площадь около 66 км² (6 × 11 км), различаются две формации: постплатформенная акчагыльская центрально-озерная глауберитовая и акчагыльская лагунная (озерная?) сульфат-галитная с гипсом и тенардитом. Из этих материалов видно, что В. И. Попов считает все галогенные формации неогенового возраста Средней Азии озерными и в редком случае лагунными.

В отличие от этих представлений многие другие исследователи, стоящие на генетических принципах, весь комплекс соленосных отложений отдельных впадин рассматривают в качестве единых формаций. В основу их выделения, по мнению Н. М. Страхова (1962), должен быть положен ландшафтно-тектонический принцип. Миоценовые галогенные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня Н. М. Страхов (1962) относит к формациям континентального типа, поскольку «образование солей здесь происходило в более или менее крупных озерных водоемах, аналогичных современным соляным озерам» (с. 276). Он считает, что здесь преимущественно развиты соленосные галит-глауберитовые формации. Их характерные особенности: 1) развитие главным образом прибрежно-озерных отложений с включением пролювиальных и делювиальных осадков; 2) фациальное замещение от центра впадин к пери-

ферии соленосных отложений сначала на гипсоносные, затем на засоленные гипсоносно-глинистые и, наконец, на глинистые и песчано-глинистые образования; 3) изобилие сульфатных минералов, в том числе таких, как глауберит, тенардит, а иногда и астраханит; 4) отсутствие заметных скоплений калиевых минералов; 5) обилие в слагающих галогенные формации породах карбонатного материала; 6) присутствие наряду с кальцитовым карбонатным парагенезом магnezияльного, образовавшегося на наиболее высоких степенях осолонения; 7) стадийное развитие процесса галогенеза во впадинах, выразившееся в том, что водоемы вначале были пресными, затем постепенно осолонялись, с последовательным образованием гипсо- и соленосных отложений, а в конце опреснялись, что вызывало смену соляных пород на гипсовые, а затем последних на глинисто-мергельные с остатками пресноводной фауны (Страхов, 1962, с. 276—282).

Основываясь на том же ландшафтно-тектоническом принципе, Н. М. Страхов считает, что соленосные отложения Узек-Дагской впадины могут быть отнесены к галогенным формациям заливного типа. Они образовались, по его мнению, в обособленной синклинали депрессии с активной тектонической жизнью.

Аналогичных представлений о галогенных формациях, развитых на территории Средней и Центральной Азии, придерживается А. А. Иванов (Иванов, Воронова, 1972). Он также считает, что соленосные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня следует выделять в континентальные галито-глауберитовые формации, а соленосная толща Узек-Дагской впадины является формацией морских заливов. К последнему типу им относится и соленосная толща Кушканатау, образовавшаяся в заливообразном солеродном бассейне акчагыльского моря.

Соленосные толщи межгорных впадин Тянь-Шаня в виде единых галогенных или эвапоритовых формаций выделяют Д. П. Ишниязов (1971), А. Г. Бабаев (1977), А. Х. Ибрагимов (1977), И. В. Рубанов (1977). Они считают их континентальными.

Анализируя формационную принадлежность осадочных серий неогенового возраста с позиций историко-тектонического развития, многие исследователи отмечали, что для неотектонических впадин Средней и Центральной Азии характерен одинаковый возрастной интервал выполнения отложений и их единый формационный облик. Эти отложения в большинстве случаев выделялись в молассы. Детальная характеристика строения молассовых комплексов рассматривалась в работах В. И. Попова (1954), Б. А. Петрушевского (1955), М. И. Варенцова и др. (1964), Д. А. Туголесова и А. Л. Яншина (1966), В. А. Буша и др. (1970), Н. И. Гриднева (1971), В. М. Цейслера (1977). Эти авторы отмечают, что в нижней части комплексов развиты красноцветные молассы, с которыми тесно связаны соленосные отложения, а в верхней — сероцветные грубообломочные молассы.

Заметим, что до настоящего времени специальных исследований по типизации неогеновых соленосных формаций на основе парагенетического подхода, разработанного Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым по существу не проводилось. Даже в работах, авторы которых подчеркивали, что они придерживаются взглядов Н. С. Шатского, в конечном счете, осадочные формации (в том числе и галогенные) выделялись в виде крупных геологических тел в значительной мере декларативно, путем простого упоминания, что горные породы в них парагенетически связаны друг с другом. Это приводило к установлению тех же самых галогенных формаций континентальных галогенных или молассовых без более детального их подразделения.

Вместе с тем в последние годы все более пристальное внимание обращается на необходимость изучения внутреннего строения осадочных формаций и составляющих их парагенезов пород. М. А. Жарков

(1974, с. 5) писал, что «в настоящее время уже нельзя просто декларировать наличие какой-то осадочной формации как парагенетического сообщества пород. Необходимо расшифровывать этот парагенез: изучить отдельные типы пород, элементарные наборы и ассоциации пород, литологические комплексы и характер их пространственного размещения в формации, нужно доказать парагенетическое единство этих таксономических единиц внутри формации, определить их структурные связи и таким путем установить границы изучаемой конкретной формации».

Важность такого анализа была отмечена еще Н. С. Шатским (1960), который подчеркнул необходимость выделения внутри осадочных формаций более крупных закономерных породных ассоциаций. Он указывал, что «...среди пород формаций, вероятно, не во всех, но во многих или большинстве случаев, можно различать не один, а два или больше парагенезов, не одну, а несколько парагенетических групп, как, пожалуй, следует именовать эти парагенезы внутри формаций. Каковы соотношения между группами, какие они образуют сочетания и как изменяются эти сочетания во времени и в геологическом пространстве — все это вопросы, имеющие существенное значение в изучении формаций» (с. 15—16).

Развивая это положение, И. В. Хворова (1963) указала на необходимость выделения элементарных породных ассоциаций не только для того, чтобы дать характеристику внутреннего строения осадочных формаций, но и чтобы детализировать механизм и условия осадконакопления таких закономерных сонахождений горных пород.

Выясняется, что внутри соленосных формаций присутствуют различного ранга парагенезы пород. М. А. Жарков и Т. М. Жаркова (1969) описали в соленосных формациях хлоридного типа элементарные наборы пород и показали, что они, многократно повторяясь друг с другом, образуют ассоциации наборов. Нами (Благовидов, 1977) также выяснено, что в неогеновой соленосной формации Нарынской впадины распространены парагенезы пород различного таксономического уровня: наборы пород, сообщества, ассоциации и комплексы, на основе которых можно понять структуру соленосной формации и установить ее границы.

Все сказанное позволяет заключить, что для выделения какой-либо конкретной осадочной формации (а для наших целей — неогеновых соленосных формаций Средней и Центральной Азии) «недостаточно вообще подчеркнуть ее целостность как парагенетического сообщества пород; следует расшифровать парагенезы горных пород и показать их соподчиненность» (Жарков, Жаркова, 1969, с. 75). Другими словами, для того, чтобы выделить ту или иную геологическую формацию, необходимо изучить всю цепь иерархически соподчиненных парагенезов от самых элементарных надпородных единиц — наборов до сообществ, ассоциаций и комплексов, выяснить особенности их пространственного взаимоотношения и таким путем наметить формацию как единую парагенетически тесно связанную совокупность горных пород.

Постараемся в первую очередь систематизировать имеющийся материал по парагенезам пород, выделяющихся в неогеновых соленосных толщах Средней и Центральной Азии.

В предыдущей главе на примере соленосных толщ гипс-глауберит-галитового и гипс-глауберит-тенардит-галитового типов подробно рассмотрены многократно повторяющиеся в разрезе (закономерные) сочетания пород различного состава, именуемые наборами пород. Такие наборы можно рассматривать как элементарную надпородную единицу в таксономическом ряду внутрiformационных подразделений. Всего нами описано 47 типов наборов пород, объединяемых по особенностям своего состава в три группы — терригенную, терригенно-хемогенную и хемогенную. Терригенная группа объединяет наборы только терри-

генных пород (21 тип). В состав хемогенно-терригенной группы входят наборы, состоящие из хемогенных и терригенных пород (22 типа). В хемогенную группу включены наборы хемогенных пород (4 типа). Необходимо отметить, что приведенные цифры не полностью отражают картину соотношения различных типов наборов пород в описываемых соленосных толщах, поскольку хемогенные наборы изучены несколько менее подробно, нежели наборы двух других групп. Для правильного понимания роли тех или иных наборов в общей иерархии внутрiformационных подразделений важен не только, да и, пожалуй, не столько их состав, сколько характер взаимоотношения наборов друг с другом. Установлено, что одни наборы встречаются разрозненно и рассеяны по всему разрезу или отдельным его частям, а другие, многократно и последовательно повторяясь, образуют своеобразные совокупности однотипных наборов, именуемые нами сообществами наборов пород.

Из 47 описанных типов наборов пород только 26 образуют такие сообщества. Наборы этих типов составляют абсолютное большинство от всех выделенных наборов. Например, в соленосной толще Нарынской впадины (разрез по р. Макмал) наборы, входящие в сообщества, составляют 80% от общего числа выделенных в этом разрезе наборов. Аналогичная зависимость наблюдается и в других соленосных толщах. Все это позволяет нам считать наборы, образующие сообщества, основными, наиболее характерными для тех или иных соленосных отложений, а наборы, встречающиеся только разрозненно, — второстепенными. Среди основных присутствуют наборы хемогенной, хемогенно-терригенной и терригенной групп. Второстепенные наборы в настоящее время выявлены лишь в составе хемогенной группы. Связано ли это с недостаточной изученностью хемогенных наборов или со своеобразием их строения сейчас судить трудно. Нужно отметить, что большинство выявленных второстепенных наборов занимает вполне определенное место в общей структуре соленосных толщ, являясь связующими звеньями между внутрiformационными подразделениями более высокого ранга.

Среди изученных нами сообществ встречаются различные не только по составу, но и по мощности и количеству наборов пород (см. табл. 3, 4). Достаточно сказать, что наряду с сообществами из 2—5 наборов довольно часто наблюдаются сообщества из 10—15 и более наборов, а мощность их колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров.

Следующую таксономическую ячейку в иерархическом ряду внутрiformационных подразделений занимают ассоциации наборов пород, являющиеся парагенетической совокупностью различных по составу наборов и сообществ наборов пород. В соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня намечаются терригенные и хемогенно-терригенные ассоциации. В состав первых входят наборы только терригенной группы, в состав вторых — в основном хемогенно-терригенные и хемогенные наборы, с которыми нередко тесно связаны терригенные наборы типа глина (мергель) — гипсоносная глина, глина (мергель) — глауберитоносная глина и глина — мергель.

Как терригенные, так и хемогенно-терригенные ассоциации могут быть простыми, состоящими из наборов какого-либо одного типа и сложными, образованными из нескольких наборов различного типа, или из нескольких сообществ, или из сочетания сообществ и отдельных наборов (см. рис. 22, 23, 27). Мощности ассоциаций самые различные, чаще всего несколько метров, но иногда достигают и первых десятков метров, как, например, в Кетмень-Тюбинской или Ферганской впадинах. Обычно мощности самих соленосных толщ в этом случае бывают значительные.

Терригенные и хемогенно-терригенные ассоциации, чередуясь в разрезе, образуют закономерно построенные комплексы. Каждый такой

комплекс состоит из двух ассоциаций: терригенной внизу и хемогенно-терригенной сверху. Связь этих двух ассоциаций в единое целое осуществляется через переходный второстепенный набор. Как правило, нижняя половина этого набора наследует свой состав и строение от предшествующих терригенных наборов, а его верхняя часть содержит элементы, широко распространенные в наборах вышележащей хемогенно-терригенной ассоциации. Очень часто в переходной между двумя ассоциациями зоне присутствуют сообщества терригенных наборов типа глина — мергель, являющиеся характерным элементом хемогенно-терригенных ассоциаций, и лишь иногда наблюдаемые в терригенных. Это обстоятельство также свидетельствует о тесной связи двух различных по составу ассоциаций, объединяемых в единый комплекс. В верхней части хемогенно-терригенных ассоциаций залегают неполные или оборванные наборы, что позволяет довольно уверенно отделять один комплекс от другого. Мощности комплексов чаще всего измеряются десятками метров.

Таким образом, соленосные толщи гипс-глауберит-галитового и гипс-глауберит-тенардит-галитового типов представляют собой сложные парагенетические совокупности иерархически соподчиненных элементов (наборов пород, сообществ, ассоциаций и комплексов). Такие совокупности можно рассматривать как единые соленосные формации.

Необходимо выяснить, на основе каких принципов можно в настоящее время провести типизацию неогеновых соленосных формаций. Вопрос этот вызывает значительные разногласия у многих исследователей, поскольку типизация осадочных формаций вообще проводится по-разному, причем чаще всего используется тектонический принцип. Если основываться на определении Н. С. Шатского, что формации — естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых парагенетически тесно связаны друг с другом, а парагенезы пород — это не только определение формаций, но и метод их изучения, то, по-видимому, наиболее обоснованно подходить к типизации осадочных формаций на основе сравнительного анализа парагенезов пород различного ранга. Рассмотрим возможность такой типизации на примере неогеновых соленосных формаций.

Ранее было показано, что неогеновые соленосные отложения Средней и Центральной Азии по составу слагающих их пород подразделяются на четыре типа: гипс-глауберит-галитовый, гипс-глауберит-тенардит-галитовый, гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовый и гипс-галитовый. Более или менее достаточный материал по парагенезам пород имеется по соленосным толщам первого типа. Нами установлено, что в различных соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа (Нарынская, Джумгольская, Восточно-Чуйская, Иссык-Кульская и Ферганская впадины) распространены сходные наборы, сообщества, ассоциации и комплексы; для них отмечается не только близкий состав различных парагенезов, но и однотипное строение. Проведенные исследования показали, что в этих толщах не наблюдается полностью идентичного списка парагенезов пород различного ранга. Так, в Джумгольской впадине выделены наборы типа мергель — глауберитоносная глина, глауберитоносная глина — глауберитовая порода, глина — глауберитовая порода, не выявленные в Ферганской впадине, зато в последней присутствуют наборы глина — каменная соль, гипс — каменная соль, глинистая каменная соль — каменная соль, не зафиксированные пока еще в других межгорных впадинах. В составе соленосной толщи Ферганской впадины хорошо прослеживаются сообщества и ассоциации галитового и глауберит-галитового типа, наличие которых в других впадинах сейчас можно лишь предполагать.

Все эти отличия связаны, по-видимому, с неодинаковой степенью изученности соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа, а также

с тем, что в настоящее время собран материал, освещающий различные части соленосных толщ. В целом же по парагенезам пород все эти соленосные толщи могут быть отнесены к формациям одного типа.

Гораздо меньшее количество данных имеется для сравнительной характеристики по парагенезам пород соленосных толщ гипс-глауберит-тенардит-галитового типа. Выявленные в них наборы пород, сообщества, ассоциации и комплексы оказались аналогичными развитым в соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа. Что же касается парагенезов с глауберитовыми, галитовыми, тенардитовыми и астраханитовыми породами, то они остались не изученными. Ранее было отмечено, что в нижней части соленосных толщ гипс-глауберит-тенардит-галитового типа несомненно присутствуют разнообразные по составу наборы с этими породами. Они, по-видимому, образуют сообщества и, возможно, входят в состав хемогенно-терригенных ассоциаций, являющихся частью некоторых циклов, хорошо намеченных Б. Е. Дмитриком в соленосной толще Кетмень-Тюбинской впадины (отвечающих, по нашему мнению, крупным комплексам). Очевидно, что все парагенезы пород в толщах гипс-глауберит-тенардит-галитового состава тесно связаны друг с другом и эти толщи могут быть обособлены в качестве единых формаций. Вместе с тем остается неясным, можно ли рассматривать их как самостоятельный тип или они являются разновидностью какого-то более крупного типа соленосных формаций. Имеющиеся в нашем распоряжении фактические материалы не позволяют объединить гипс-глауберит-галитовые и гипс-глауберит-тенардит-галитовые формации в единый тип, главным образом потому, что они различаются по составляющим их парагенезам: наборам хемогенной и хемогенно-терригенной групп, а также по составу и строению хемогенно-терригенных ассоциаций. Однако окончательно решить этот вопрос в настоящее время не представляется возможным. Это связано с тем, что соленосные толщи межгорных впадин Тянь-Шаня изучены еще, как много раз отмечалось, крайне слабо. Вполне вероятно, что в последующем даже в тех впадинах, где установлены только отложения гипс-глауберит-галитового состава, будут выявлены тенардитовые породы. В этом случае все соленосные толщи межгорных впадин Тянь-Шаня, естественно, придется отнести к одному и тому же типу. Поскольку таких данных сейчас не имеется, мы считаем более правильным каждый из указанных типов соленосных формаций выделять в виде самостоятельного. Еще более проблематична формационная принадлежность соленосных отложений гипс-галитового типа, развитых в межгорных впадинах Центральной Азии (Турфанской, Кучарской и Цайдамской). Данных о слагающих эти толщи парагенезах вообще не имеется. Можно предположить, что в них будут присутствовать парагенезы с гипсовыми, галитовыми, а также глинистыми и другими терригенными породами, так как только породы такого состава выявлены в этих толщах. Вполне вероятно, что во впадинах Центральной Азии могут присутствовать породы глауберитового, а возможно, и тенардитового состава, потому что история развития этих впадин в целом близка к истории развития большинства межгорных впадин Тянь-Шаня. Пока таких материалов нет, поэтому приходится условно выделять соленосные толщи гипс-галитового состава в самостоятельный тип формаций.

Парагенезы пород соленосных толщ гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа еще не изучены, но по составу пород они резко отличаются от всех ранее рассмотренных. Здесь развиты породы мирабилитового, астраханитового, каинитового, полигалит-глинистого состава, которые, как правило, отсутствуют в неогеновых соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня. Наличие указанных пород может свидетельствовать о том, что в соленосных толщах Узек-Дагской впадины, Кушканатау и Аккалы развиты существенно иного типа на-

боры пород, сообщества, ассоциации и комплексы. Это подтверждается также и особенностями строения соленосных толщ, в частности, присутствием во внутренних их участках зон, сложенных астраханит-галитовыми и астраханитовыми породами, наличие пачек глин с полигалитом и прослоев каннитовых и астраханитовых пород в галитовых пластах, а также крупных линз мирабилит-тенардитового состава с маломощными пластами галита в основании. Все это позволяет, хотя и предположительно, считать, что соленосные толщи гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового состава могут соответствовать соленосным формациям самостоятельного типа.

Таким образом, среди неогеновых соленосных серий по парагенезам пород удастся, несмотря на недостаточное количество данных, наметить 4 типа соленосных формаций: гипс-глауберит-галитовый, гипс-глауберит-тенардит-галитовый, гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовый и гипс-галитовый.

Однако принцип типизации соленосных формаций по парагенезам пород не единственно возможный. По существу на основе выявления парагенезов пород различного ранга и установления их взаимоотношения друг с другом можно обособить конкурентную геологическую формацию и выяснить ее внутреннее строение. Использование же парагенезов при типизации не всегда дает желаемый результат и поэтому, вероятно, более правильно типизировать соленосные формации, сравнивая их в целом как единые геологические тела, обращая главное внимание на закономерности их внутреннего строения. К сожалению, такого материала по всем соленосным толщам в настоящее время не имеется, и подобная типизация описываемых объектов возможна лишь в будущем.

Еще одним достаточно широко распространенным принципом, на основе которого неоднократно предпринимались попытки типизировать соленосные формации, является характер их взаимоотношения с подстилающими и покрывающими осадочными сериями. Впервые он был применен В. К. Крумбейном (Krumbein, 1951). Анализируя распространение соленосных формаций в Северной Америке, он выделил четыре типа соотношений соленосных отложений с вмещающими их толщами: 1) в основании и в кровле залегают карбонатные породы; 2) соленосные толщи подстилаются карбонатными, а перекрываются красноцветными отложениями; 3) ниже соленосной формации залегают красноцветы, а выше — карбонатные породы; 4) соленосные толщи подстилаются и перекрываются красноцветными сериями. Н. С. Шатский (1965) считает, что подобный принцип типизации галогенных формаций весьма перспективен, поскольку он позволяет подойти к их всесторонней классификации.

Возможность типизации галогенных формаций по их взаимоотношению с подстилающими и перекрывающими отложениями использована А. А. Ивановым (Иванов, Левицкий, 1960; Иванов, Воронова, 1972), который выяснил, что на территории Советского Союза и Северной Америки широко распространены формации всех четырех типов, но наиболее широко развит первый.

Следует отметить, что рассматриваемый принцип позволяет выяснить положение соленосных формаций не только среди окружающих осадочных серий, но (что самое важное) и в вертикальных, и в горизонтальных рядах формаций того или иного региона. В этом отношении указанный принцип вряд ли можно использовать для типизации самих соленосных формаций, поскольку он не учитывает ни особенности внутреннего строения формаций, ни состав и взаимоотношение слагающих их парагенезов. По всей вероятности, на основе выяснения закономерностей пространственного положения соленосных формаций более обо-

снованно выделять не отдельные типы, а целые группы или классы соленосных формаций.

Рассмотрим, какие группы соленосных формаций можно выделить в неогеновых отложениях Средней и Центральной Азии, если проанализировать пространственные взаимоотношения различных типов соленосных формаций с окружающими их осадочными сериями.

Более или менее определенно устанавливается пространственное положение соленосных формаций гипс-глауберит-галитового типа. В пределах Нарынской впадины соленосная формация подстилается красно- и буроцветными песчано-глинистыми отложениями низов нарынской свиты (или верхов киргизской). На крайнем западе отчетливо прослеживается постепенное уменьшение мощности соленосной формации и замещение соленосных отложений на буроцветные песчано-глинистые. Такая же картина устанавливается и на востоке впадины (см. рис. 7). Во внутренних зонах соленосные отложения вверх по разрезу постепенно сменяются пестро- и сероцветными мергельно- и песчано-глинистыми образованиями средней подсвиты нарынской свиты. Песчано-глинистые отложения нарынской свиты вверх по разрезу переходят в мощную сероцветную толщу существенно конгломератового состава (шарпылдакская свита). Таким образом, гипс-глауберит-галитовая соленосная формация в Нарынской впадине подстилается и замещается красноцветными терригенными отложениями, а перекрывается пестро- и сероцветными преимущественно мергельно-глинистыми образованиями, которые еще выше по разрезу сменяются характерной грубообломочной, в целом сероцветной серией.

Аналогичными осадочными толщами ограничены соленосные формации этого же типа и во всех других впадинах, где они развиты. Например, в Джумгольской впадине соленосная формация подстилается красноцветными терригенными отложениями кокомеренской свиты. Здесь достаточно отчетливо устанавливается замещение соленосных отложений на красноцветные грубообломочные образования кичиккульской свиты (см. рис. 3). Перекрывается формация, как и в Нарынской впадине, пестро- и сероцветными в основном мергельно-глинистыми отложениями (верхи кичиккульской и джумгольской свиты). Еще выше располагаются в целом сероцветные грубообломочные толщи. Подобный же состав окружающих соленосную формацию осадочных толщ в общем виде отмечается и в Восточно-Чуйской впадине. Подстилающая толща здесь представлена шоколадно-бурыми и шоколадными глинами, алевролитами и песчаниками (киргизская свита), а перекрывающая — пестро- и сероцветными мергельно-глинистыми отложениями (верхняя подсвита джелдысуйской свиты). Над ними залегает мощная серия грубообломочных пород, внизу красно-бурая, а выше сероцветная (сарыгагачская, чуйская и шарпылдакская свиты). В Ферганской впадине соленосная формация (как и в предыдущих) подстилается грубообломочными красноцветными отложениями, а перекрывается пестроцветными преимущественно мергельно-глинистыми образованиями акбельской свиты, которые выше по разрезу сменяются серо- и буроцветными все более грубообломочными породами (супетаусская и кайраккумская свиты).

Из этих материалов видно, что соленосные формации гипс-глауберит-галитового типа в межгорных впадинах Тянь-Шаня занимают одинаковое пространственное положение среди окружающих их осадочных серий. В этом отношении все они могут быть отнесены к одной и той же группе.

Соленосные формации гипс-глауберит-тенардит-галитового типа залегают среди таких же вмещающих осадочных серий, что и гипс-глауберит-галитовые. Это хорошо выясняется на примере Каркаринской впадины. Здесь соленосная формация подстилается песчано-глинисты-

ми красноцветными отложениями кызыл-булакской свиты, а перекрывается серо- и пестроцветными мергельно-глинистыми отложениями айгыр-жалской свиты. Аналогичные условия залегания гипс-глауберит-тенардит-галитовых формаций наблюдаются в Кочкорской и Кетмень-Тюбинской впадинах. Следовательно, если основываться на особенностях пространственного положения, то соленосные формации выше рассмотренных типов необходимо объединять в единую группу.

В состав этой же группы, по-видимому, должны входить и соленосные формации гипс-галитового типа, развитые в Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадинах. Все они подстилаются красноцветными отложениями, а перекрываются серо- и пестроцветными мергельно-глинистыми и грубообломочными.

Уместно напомнить, что единство состава и строения комплексов палеоген-неогеновых отложений, выполняющих межгорные впадины Средней и Центральной Азии, отмечалось многими исследователями (Шульц, 1948₁, 1950; Петрушевский, 1955; Кравченко, 1958, 1964; Попов, 1954, 1964; Крестников, 1961; Туголесов, Яншин, 1966; Буш и др., 1968, 1970; Цейслер, 1977; и др.). Очень часто эти комплексы обособлялись в виде орогенных молассовых. Все это показывает, что одинаковые условия залегания осадочных формаций наблюдаются во многих межгорных впадинах Средней и Центральной Азии, поэтому там сохраняются сходные соотношения соленосных формаций разного типа с окружающими осадочными сериями. Таким образом, принцип типизации формаций по их взаимоотношению с подстилающими и перекрывающими отложениями позволяет наметить лишь крупные группы формаций, характерные для всех межгорных впадин. Одной из них может являться группа, объединяющая соленосные формации гипс-глауберит-галитового, гипс-глауберит-тенардит-галитового и гипс-галитового типов. Обращает на себя внимание тот факт, что наблюдаемые в межгорных впадинах Средней и Центральной Азии соотношения соленосных формаций с окружающими толщами нельзя отнести ни к одному из типов соотношений, намеченных В. К. Крумбейном (Krumbein, 1951). В рассмотренных впадинах фиксируется новый тип соотношений, который не отмечался в других регионах соленакпления.

Имеющиеся данные показывают, что характер взаимоотношений соленосных формаций гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа с окружающими осадочными сериями принципиально отличается от рассмотренных в межгорных впадинах. Обращает на себя внимание факт несогласного залегания соленосных формаций этого типа на подстилающих осадочных толщах. Они, как правило, выполняют эрозионные котловины в палеогеновых или миоценовых отложениях и поэтому состав нижележащих осадочных серий может быть самым различным. Так, в Аккале и Кушканатау они представлены зеленоцветной глинистой толщей, а в Узек-Дагской впадине серо- и зеленоцветными глинистыми и песчано-глинистыми отложениями. Сама соленосная толща к бортам эрозионной котловины выклинивается. Перекрывается она либо сероцветными слабо сцементированными песчаниками и песками (Кушканатау и Аккала) либо серо- и пестроцветными песчаниками и глинами (Узек-Даг). В целом пространственное положение соленосных формаций гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа характеризуется большим своеобразием. В этом отношении они несомненно принадлежат совершенно иной группе соленосных формаций, связанных главным образом с серо- и зеленоцветными терригенными отложениями. Следует вновь подчеркнуть, что соотношения такого рода не учтены в классификации К. В. Крумбейна. О них упоминает А. А. Иванов (Иванов, Воронова, 1972), отмечая случаи несогласного, ингрессивного залегания галогенных формаций на значительно более древних породах.

Таким образом, на территории Средней и Центральной Азии среди неогеновых отложений можно выделить две крупные группы соленосных формаций, к одной из которых принадлежат формации гипс-глауберит-галитового, гипс-глауберит-тенардит-галитового и гипс-галитового типов, а к другой — гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа. Первую группу (вслед за Н. М. Страховым и А. А. Ивановым) можно назвать галит-глауберитовой, поскольку она объединяет выделенные континентальные неогеновые формации. Во вторую группу входят формации, которые Н. М. Страхов и А. А. Иванов считают образовавшимися в заливообразных солеродных бассейнах.

Глава VII

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕОГЕНОVOГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В СРЕДНЕЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Специфику неогенового соленакопления на территории Средней и Центральной Азии лучше всего можно понять, если рассмотреть закономерности пространственного размещения соленосных отложений на всем евразийском континенте. С этой целью нами построена литолого-палеогеографическая схема Евразии для миоценовой эпохи (рис. 29). Она составлена в основном по материалам «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967)», «Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1961), карт палеогеографии Азии из монографии «Геологическое развитие Японских островов» (1968). Кроме того, использованы палеогеографические карты и данные В. М. Сеницына (1959, 1962, 1965), Н. М. Страхова (1960), О. М. Адаменко (1976), О. В. Бажанова и др. (1971), А. Н. Балуховского и В. Е. Хаина (1975), С. Ф. Бискэ (1975), Э. Вадаса (1964), Н. М. Джиноридзе (1973, 1976), Н. М. Джиноридзе и В. М. Раевского (1977), А. Е. Довжикова (1977), А. Гансера (1967), С. М. Корневского (1973), С. М. Корневского и др. (1977), В. А. Крашенинникова (1971), В. Н. Крестникова (1961), В. В. Меннера и др. (1976), С. А. Несмеянова (1977), В. П. Поникарова и др. (1973), В. И. Раевского и Н. М. Джиноридзе (1977), М. Г. Руттена (1972), Н. П. Сырнева (1977), В. П. Телегина (1977), А. Т. Турдукулова (1963₁), В. Е. Хаина (1975), И. С. Чумакова (1977), И. С. Чумакова и Ю. А. Нубаряна (1977), С. С. Шульца (1948₁, 1954), А. Л. Яншина (1953), В. Е. Бишопа (Bishop, 1975), А. Гинзбурга и др. (Ginzburg e. a., 1975), Р. Салема (Salem, 1976), П. Зонненфельда (Sonnenfeld, 1974), Р. Вольфорта (Wolfart, 1967), П. А. Зиглера (Ziegler, 1975), Дж. Д. Риаса (Rios, 1968), Р. Саида (Saïd, 1962), Хсю и др. (Hsü e. a., 1973) и других.

Общая палеогеографическая и палеоклиматическая обстановки осадконакопления в неогеновую эпоху достаточно полно были расшифрованы Н. М. Страховым и В. М. Сеницыным. Н. М. Страхов обрисовал на территории Евразии огромную область засушливого климата, обнимающую юг Европы, Аравию и Центральную Азию. Он отметил, что «наличие в этой области аридных условий доказывается нахождением каменной соли во впадинах Эбро, Дуэро и Тахо (Испания), в Верхней Силезии и Сандомирских горах; южнее галогенные отложения известны в Галиции, Буковине, Молдавии и Валахии. С внутренней стороны Карпатской дуги мощные соляные и гипсовые соли обнаружены в миоцене Семигорья Трансильвании. В Италии к миоцену относятся накопления гипсов и солей в Пьемонтско-Лигурийской впадине, на адриатическом склоне Апеннин, в Тоскане, в окрестностях

Рима, наконец в Калабрии и Сицилии (здесь гипсы имеют мощность до 100 м и им подчинены месторождения серы). В плиоцене Европы гипсообразование резко сокращается по площади, удерживаясь лишь кое-где в Испании, в Тоскане и в Албании.

В Африке гипсы миоценового возраста встречены в Алжире, Тунисе и Северном Египте, откуда протягиваются вдоль побережья Красного моря вплоть до 24° с. ш. На азиатской стороне Суэцкого залива гипсы также широко распространены в частности на Синайском полуострове и южнее; к этому же времени относятся соляные месторождения Йемена. В плиоцене, в противоположность Европе, галогенные отложения в Африке по-прежнему развиты почти во всех названных районах.

В западной части Азии огромная полоса миоценовых гипсовых и отчасти галитовых отложений тянется от Сирии через Месопотамию до Персидского залива; по возрасту она отвечает предкарпатской галогенной серии. Северо-восточнее гипсовые и соляные месторождения встречены в Армении, Азербайджане, Иране (к югу от Каспия), на Краснодарском плато, в Копетдаге, в межгорных депрессиях Тянь-Шаня (глауберит-галитовая формация В. Н. Щербины), наконец в Таримской котловине. По северной окраине аридной области гипсовые включения встречены в составе аральской свиты Тургайского плато». (Страхов, 1960, с. 164—165).

Неогеновая засушливая область со всех сторон была окружена гумидными площадями. В Европе они намечаются по распространению сероцветных и угленосных отложений в Германии и Польше, а также в Юго-Западном Приуралье; в Азии по развитию таких же сероцветных и угленосных серий в Присаянье и на Северо-Востоке СССР. Юго-восточнее аридной области гумидные площади устанавливаются по развитию латеритных кор выветривания и наличию крупных месторождений бокситов и железных руд в Индии и в Юго-Восточной Азии.

По существу аналогичные области аридного и гумидного климата на территории Евразии выделяет В. М. Сеницын (1965).

Обращает на себя внимание одна немаловажная особенность палеогеографии неогенового периода в Евразии. Она заключается в том, что юго-западная часть евразийского континента от Средиземного моря до южных районов Русской платформы и Приаралья была занята преимущественно морскими эпиконтинентальными водоемами, а остальная территория континента представляла собой сушу, в пределах которой осадконакопление осуществлялось либо во внутриконтинентальных озерных водоемах и котловинах, либо на аллювиально-озерных низменностях.

Имеющиеся данные позволяют более детально рассмотреть особенности осадконакопления внутри аридной климатической области, к которой приурочены все эвапоритовые бассейны. В миоценовую эпоху область аридной седиментации отчетливо подразделялась на две крупные палеогеографические зоны: западную и восточную. Западная зона охватывала территорию юга Европы, Средиземное море, северную оконечность Африки, а также западную часть Азии в пределах Ближнего Востока. Значительные площади этой территории регулярно покрывались морскими водами и именно здесь на протяжении миоцена возникла серия связанных между собой морских бассейнов, некоторые из них периодически становились эвапоритовыми. Восточная зона простиралась от Аральского моря, Афганистана и Пакистана на западе до прибрежных районов Китая на востоке. Она целиком располагалась на суше, в основном занятой высокими равнинами и горными хребтами; морских бассейнов здесь не существовало, а эвапоритовое осадконакопление происходило либо во внутриконтинентальных озерных водоемах, либо на аллювиально-озерных равнинах.

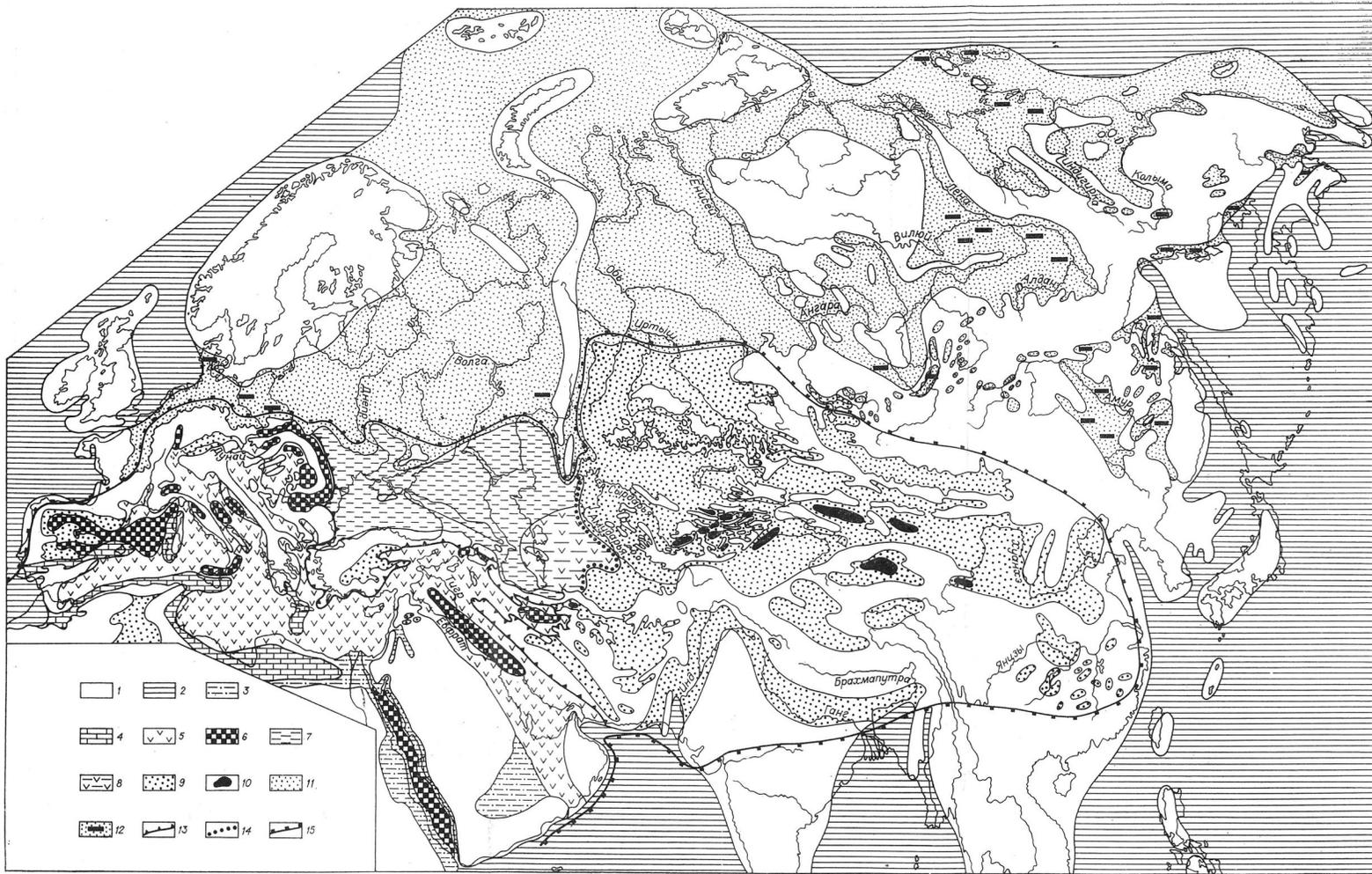


Рис. 29. Литолого-палеогеографическая схема Евразии. Миоценовая эпоха. Составили В. В. Благовидов и М. А. Жарков.

1 — области сноса; 2 — океаны и бассейны открытого моря; области распространения отложений (3—12) внутриконтинентальных морских эвапоритовых бассейнов (3—6); 3 — преимущественно терригенных, 4 — преимущественно карбонатных, 5 — сульфатонесных и, возможно, соленосных, 6 — соленосных; опресненных морских бассейнов: 7 — с пониженной соленостью, 8 — с повышенной соленостью; континентальных бассейнов (9—12); 9 — красно-, пестро- и сероцветных терригенных, 10 — соленосных, 11 — сероцветных терригенных, 12 — сероцветных угленосных; 13 — северо-восточная граница области развития внутриконтинентальных морских эвапоритовых бассейнов; 14 — восточная граница области развития опресненных морских бассейнов; 15 — границы области засушливого (аридного) климата.

В связи с тем, что аридная область Евразии охватывала две палеогеографические зоны (морские эпиконтинентальные бассейны на западе и высокоприподнятую сушу на востоке), условия галогенной седиментации здесь существенно различались между собой, что и приводило к формированию на рассматриваемой территории разнообразных по составу соленосных серий.

Западная палеогеографическая зона, в свою очередь, хорошо подразделяется на две провинции: юго-западную, которую условно можно назвать Средиземноморско-Месопотамской, и северо-восточную, или Черноморско-Каспийскую. Первая провинция объединяет все внутренние морские бассейны, которые в миоценовую эпоху становились эвапоритовыми, тогда как вторая охватывает опресненные морские бассейны, длительное время существовавшие южнее Русской равнины.

В Средиземноморско-Месопотамской провинции регулярно возникали благоприятные условия для соленакопления в изолированных и удаленных от открытого моря участках эпиконтинентальных морей. Здесь в настоящее время установлены следующие солеродные бассейны: Дуэро, Эбро, Калатаюд-Теруэль и Тахо в Испании; Балеарский на северо-западе Средиземного моря; Тосканийский, Марко, Сицилийско-Калабрийский, По и Пьемонт в Италии; Динаридский в Югославии; Рейнский во Франции; Трансильванский, Закарпатский, Восточно-Словацкий и Предкарпатский, расположенные на территории, прилегающей к Карпатам; Красноморский, Месопотамско-Персидский и Центральном-Иранский на Ближнем Востоке; Нахичеванский, Приараксинский и Арагац-Спитаксарский в Закавказье. Кроме того, некоторые исследователи отмечают существование большого количества более мелких бассейнов соленакопления: Русильонского и Ронского на юге Франции, Мелилья на севере Марокко, Мурешского, Арадского, Беюшского, Бая-Маре, Слэникского и других в Румынии, на акватории Мертвого моря (Калинко, 1973; Sonnenfeld, 1974; Hsü e. a., 1973). Еще большую площадь занимали районы накопления гипсоносных осадков. Они распространены почти на всей территории Средиземного моря, в том числе в пределах Тирренского, Адриатического, Ионического, Эгейского и Кипрского морей (Hsü e. a., 1973; Ginzburg e. a., 1975; Sonnenfeld, 1974; Чумаков, Нубарян, 1977), в Турции, Иране, а также на территории Персидского залива.

В целом Средиземноморско-Месопотамская провинция характеризовалась исключительно широким накоплением эвапоритовых отложений. Однако галогенная седиментация, как правило, осуществлялась периодически в отдельных изолированных участках, а на протяжении значительных отрезков времени здесь существовали морские бассейны нормальной солености. Только изредка при изоляции всей системы внутренних морей от океана, как это наблюдалось в мессинское время, эвапоритовые осадки распространялись очень широко.

Состав соленосных отложений, накапливавшихся во внутренних бассейнах Средиземноморско-Месопотамской провинции, зависел от поступления в солеродные зоны морских вод нормальной солености и континентальных вод суши. Характер циркуляции вод во всей системе внутренних морей для времени позднего миоцена был достаточно детально рассмотрен П. Зонненфельдом (Sonnenfeld, 1974). Он считает, что поступление океанических вод осуществлялось главным образом из Атлантического океана. Когда приток вод из океана прекращался, в бассейны поступали солоноватые воды понтокаспийского моря. Это сочетание притоков морских вод нормальной солености и опресненных вод Черноморско-Каспийского бассейна существенно влияло на эвапоритовое осадконакопление. По существу П. Зонненфельд приходит к выводу, что океанические воды питали только морские бассейны западной и южной частей Средиземноморья (Албаранское, Балеарское, Адриати-

ческое, Ионическое и Кипрское моря, а также прилегающие к ним эвапоритовые водоемы), тогда как бассейны Эгейского моря, Предкарпатья, Закарпатья, Закавказья и Турции питались солоноватыми водами Понто-Каспийского моря. Проникновению опресненных вод в западную и южную части Средиземноморья препятствовали горные сооружения Средиземноморского хребта, протягивающегося от Кипра на запад, а также карбонатные массивы, расположенные западнее Эгейского моря между Грецией и о. Крит.

Вместе с тем следует отметить, что такая картина вырисовывается, если анализировать особенности пространственного размещения осадков миоценового возраста только в западной и северной частях рассматриваемой провинции, без учета территории Ближнего Востока. Если же рассмотреть всю провинцию в целом совместно с Красноморским, Месопотамско-Персидским и Центральном-Иранским солеродными бассейнами, то можно прийти к существенно иным выводам. В частности, можно заключить, что морские воды нормальной солености во внутренние морские бассейны могли поступать не только из Атлантического океана, но и из Индийского. Несомненно, что притоки вод из Индийского океана питали Красноморский, Месопотамско-Персидский и Центральном-Иранский бассейны. Два последних соединялись серией проливов с Нахичеванским, Приараксинским и Арагац-Спитаксарским солеродными бассейнами в Закавказье, и поэтому более вероятно, что в них поступали морские воды из Индийского океана, а не из Черноморско-Каспийского опресненного моря (Балуховский, Хаин, 1975; Благоев и др., 1977). В свою очередь, воды Индийского океана через проливы, располагавшиеся на юге Турции, могли проникать в Эгейское море, а отсюда в Закарпатский, Трансильванский и даже Предкарпатский и Восточно-Словацкий бассейны.

Это заключение подтверждается и составом соленосных отложений, развитых в солеродных бассейнах Средиземноморско-Месопотамской провинции. Во многих из них распространены калийно-сульфатные соляные толщи (Жарков, 1971; Иванов, Воронова, 1972) характеризующиеся присутствием, кроме каменной соли, сильвиновых и карналлитовых пород, а также сульфатных калийных солей (кизеритовых, полигалитовых, каинитовых, леонитовых, лангбейнитовых и др.). Толщи такого состава установлены как в западных солеродных бассейнах (Сицилийско-Калабрийском, Динаридском, По), так и в северных (Трансильванском, Закарпатском, Восточно-Словацком, Предкарпатском). Калийно-сульфатные серии могли формироваться за счет испарения океанских вод нормальной солености, но в изолированных водоемах, из которых не мог осуществляться обратный отток концентрированных рассолов. Существенное влияние могли оказать и пресные воды суши. Во всяком случае знаменательно, что наблюдается одинаковый состав солей в различных солеродных бассейнах, что указывает на сходные условия их образования. Этого могло бы не произойти, если бы питание бассейнов происходило из разных источников: с одной стороны, из опресненного моря, а с другой — из океана.

В пределах Красноморского, Месопотамско-Персидского, Центральном-Иранского, Нахичеванского и Арагац-Спитаксарского солеродных бассейнов развиты соляные толщи хлоридного состава, в которых легкорастворимые соли представлены преимущественно каменной солью и реже наблюдаются сильвиновые и (или) карналлитовые породы. Они формировались за счет морских вод нормальной солености. Об этом свидетельствует последовательная смена (при прослеживании от Индийского океана к солеродным зонам) карбонатных толщ сульфатно-карбонатными, а затем и соляными. Однако связи этих солеродных бассейнов с океаном были более широкими и свободными, чем в других бассейнах Средиземноморья.

Средиземноморско-Месопотамская провинция на протяжении плиоцена по-прежнему была занята внутренними морскими бассейнами, которые иногда становились эвапоритовыми; в целом же количество галогенных бассейнов значительно сократилось. Общие палеогеографические условия осадконакопления в галогенных бассейнах принципиально мало изменились по сравнению с миоценовой эпохой. Как и раньше, питание их осуществлялось водами либо Атлантического, либо Индийского океанов. В бассейнах накапливались преимущественно гипсоносные осадки и реже соленосные отложения.

В Черноморско-Каспийской провинции в неогеновом периоде существовали морские бассейны, которые в основном длительное время были опресненными. Особенности палеогеографического развития этой территории неоднократно освещались в литературе. Последнее капитальное обобщение всех имеющихся материалов выполнили А. Н. Балуховский и В. Е. Хаин (1975). Останавливаться поэтому подробно на палеогеографических особенностях осадконакопления в бассейнах этой провинции нет необходимости. Следует лишь осветить некоторые своеобразные черты условий эвапоритовой седиментации, резко отличающиеся от существовавших в морских бассейнах Средиземноморско-Месопотамской провинции.

Во-первых, необходимо отметить, что, несмотря на наблюдаемые изменения в конфигурации Южно-Русского и Туранского морей, они на протяжении всего неогена оставались главнейшими палеогеографическими элементами. Во-вторых, юго-восточная часть Туранского моря регулярно превращалась в обширную лагуну или серию лагун, которые были либо опресненными, как это наблюдается для аквитанского, бурдигальского, гельветского и тарханского времени, либо засолялись, и тогда в них накапливались гипсоносные отложения (чокракское, караганское время среднего миоцена), а в некоторые этапы в отдельных заливах или остаточных озерах — и соленосные отложения (поздний плиоцен). Важно подчеркнуть, что сульфатные осадки в миоцене и соленосные в плиоцене формировались за счет вод опресненного морского бассейна. Именно вследствие этого в солеродных бассейнах (Узек-Дагском, Кушканатауском и Аккалинском) накапливались гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовые соленосные толщи, содержащие иногда прослойки пород полигалит-глинистого и каинитового состава, а также примесь силвина в каменной соли. Такие соленосные толщи не формировались ни в одном солеродном бассейне Средиземноморско-Месопотамской провинции, и это еще раз подтверждает, что они не могли питаться водами опресненных морей Черноморско-Каспийской провинции, как это считает П. Зонненфельд (Sonnenfeld, 1974).

Н. М. Страхов (1962), А. А. Иванов и М. Л. Воронова (1972) отнесли Узек-Дагский солеродный бассейн (в палеогеографическом отношении) к заливообразному, возникшему в обособленном и далеко вдающемся в сушу заливе Туранского моря. Этот бассейн, по их данным, находится в одном ряду с современным заливом Кара-Богаз-Гол Каспийского моря. В аналогичных заливах или, возможно, в остаточных озерах бывших заливов происходило, по их мнению, формирование соленосных толщ Аккалинского и Кушканатауского месторождений. Вместе с тем И. В. Рубанов (1977) приводит веские доказательства о несходстве строения соленосных толщ Узек-Дагской впадины, а также Кушканатау и Аккалы, с разрезом соленосных отложений в Кара-Богаз-Голе, и на этом основании предполагает, что они образовались в пределах изолированных морей-озер, питавшихся водами впадавших в них рек.

И. В. Рубанов (1977, с. 138—139) следующим образом восстанавливает условия соленакопления в Кушканатауской и Аккалинской котловинах. «После регрессии сарматского моря... широкое распростра-

нение получили эрозионно-денудационные процессы, вследствие чего была выработана обширная и глубокая (до 200 м) котловина, простиравшаяся от северо-восточных участков современного Арала на юго-запад до Каспия... На юго-востоке котловина-впадина полого сливалась с равнинными пространствами Кызылкумов и Каракумов, на западе четко ограничивалась крутыми обрывами чинков Устюрта. Дно местами было переуглублено отдельными более мелкими котловинами. Амударья, протекая по низменным Каракумам, сбрасывала воды то в Каспий, то доносила их до территории, занятой современным Аралом, вследствие этого временами здесь создавалась новая акватория, водно-солевой режим которой зависел от течения реки... В один из... перерывов или сокращений в водном питании акчагыльского моря на дне его начал формироваться тонкий пласт мирабилита... Вначале мирабилит осаждался при сравнительно низкой общей солености воды... Глубина моря в наиболее пониженных его участках достигала нескольких десятков метров (вероятно, не менее 40—60 м), температура зимой приближалась к нулю... Поэтому, осаждавшийся на дне моря мирабилит летом не растворялся, а формировался в соляную залежь. Волновое перемешивание не достигало дна моря в глубоководных его участках, вследствие чего максимальные среднегодовые температуры воды здесь не поднимались выше 10—18°... Дальнейшая концентрация рассола в акчагыльском море-озере привела к осаждению галита... В Кушканатауской котловине процесс соленакопления протекал по-другому: она вдавалась глубоко в континент и это затрудняло питание соляной залежи материнскими рассолами, данный участок моря-озера перешел в стадию сухого, поэтому стратификация солей здесь стала обратной — внизу астраханит, а сверху галит...»

Признавая обоснованность такой палеогеографической обстановки соленакопления в пределах Кушканатауской и Аккалинской котловин, а также, возможно, и в Узек-Дагской впадине, вместе с тем следует отметить некоторые особенности состава соленосных отложений, в частности наличие пород полигалит-глинистого и каинитового состава, а также присутствие включений сильвина в каменной соли, свидетельствующих о том, что водоемы, в которых происходило соленакопление, питались не только речными, но и морскими водами. По всей вероятности, они были связаны с Туранским морем, либо являлись остаточными бассейнами, сохранившимися в глубоких эрозионных котловинах после его отступления. Очевидно, что в эти водоемы поступали и речные пресные воды. М. Л. Воронова (1954) считает, что формирование солей в Узек-Дагской впадине находилось на стадии, которая может наступить в заливе Кара-Богаз-Гол при его изоляции от Каспийского моря.

В связи с проводимым анализом палеогеографических условий соленакопления в западной зоне аридной области Евразии необходимо остановиться на термическом режиме в неогеновом периоде на этой территории. В. М. Сеницын (1965), детально рассмотревший этот вопрос, пришел к выводу о том, что как в миоцене, так и в плиоцене средние температуры самого холодного месяца во всей аридной области колебались от +5 до +10°С, а самого жаркого — от +20 до +30°С и выше. Другими словами, климат здесь был достаточно теплым даже в зимние месяцы года. Между тем имеющиеся материалы по составу соленосных и некоторых других отложений свидетельствуют о том, что колебания температур в течение года были гораздо более контрастными, нежели предполагает В. М. Сеницын. Наличие соленосных толщ гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа, в которых широко развиты породы мирабилитового состава, требуют для своего образования температур, близких к нулю при максимальных среднегодовых температурах вод не выше 10—18° (Жеребцова, 1977; Рубанов, 1977). Связа-

но это с тем, что «в водах озер сульфатного типа сульфатно-натриевого подтипа... в процессе осеннего охлаждения и зимнего вымораживания за счет резкого понижения растворимости сульфата натрия происходит выделение его в твердую фазу в виде мирабилита» (Жеребцова, 1977, с. 126). Выпавшие сульфатные соли, чтобы сохраниться, должны быть изолированы от притоков вод в весенний и летний периоды, иначе они будут растворены. Значит, для образования мирабилитовых залежей необходимы пониженные и отрицательные температуры. Можно поэтому сказать, что в западных районах Средней Азии, где в Узек-Дагской впадине, Кушканатауской и Аккалинской котловинах накапливались соленосные толщи с мирабилитом, климат на протяжении всего года был не умеренно теплым, а резко континентальным: с длинным жарким летом и короткой холодной зимой, когда температуры могли понижаться значительно ниже нуля.

Несколько иной климат существовал на остальной территории Западной половины аридной области Евразии в южных районах Европы, на Ближнем Востоке и в пределах Средиземного моря. Известно, что наряду с эвапоритовыми отложениями здесь во многих участках развиты лигниты. Они установлены на западе Турции, на о. Крит, в Греции и Македонии, на юге Трансильвании и в Венгрии, в Испании. Такое присутствие отложений аридного и гумидного климата на одной и той же территории может свидетельствовать, по мнению П. Зонненфельда (Sonnenfeld, 1974), о своеобразных климатических условиях на всей территории Средиземноморья, характеризующихся очень резкими контрастами между продолжительным сухим летом и короткой дождливой зимой. Подобная смена климатических условий в течение года могла приводить к накоплению в летний период эвапоритовых осадков во внутренних морях, а в зимний — лигнитовых отложений в континентальных бассейнах на суше.

Палеогеографическая обстановка соленакопления в восточной зоне аридной области Евразии в неогеновом периоде была принципиально иной. Вся эта территория представляла собой высокоприподнятую сушу, состоящую из высоких равнин, протяженных горных хребтов и расположенных между ними межгорных впадин. Осадконакопление здесь происходит во внутриконтинентальных седиментационных бассейнах. В миоцене на огромных пространствах Азии от Аральского моря, Афганистана и Пакистана до восточных районов Китая и от Тянь-Шаня на севере до Гималаев на юге преобладало накопление красноцветных терригенных осадков. Они формировались на аллювиально-делювиальных низменностях, у подножий холмисто-увалистых предгорий, в многочисленных крупных и мелких озерах, в предгорных и межгорных депрессиях.

Условия образования солеродных бассейнов в такой палеогеографической обстановке были всесторонне расшифрованы В. Н. Щербиной (1952, 1956) и Н. М. Страховым (1962). Соленосные осадки накапливались в крупных бессточных озерах типа конечных озер р. Чу. «В этих водоемах, находившихся в обстановке жаркого и сухого климата и питавшихся речными водами, длительное время происходило изохорическое (или близкое к нему) испарение, обусловившее накопление в воде озер значительного количества сульфатных и хлоридных солей Са, Mg, Na, K и выпадение части этих солей в твердый осадок. Озера имели весьма отчетливую гидрохимическую зональность. Наиболее засоленными являлись участки озер, удаленные от источников питания (устья рек) и от береговой линии... Периферические части озер, прилегающие к береговой линии озер и расположенные ближе к источникам водного питания, характеризовались меньшей соленостью, и в них формировались гипсоносные отложения. Наиболее опресненными являлись прибрежные части озер и участки, прилегающие к устьям рек,

впадавших в озера; здесь отлагались мергелистые, глинистые, песчаные и конгломератные несоленосные и негипсоносные породы...» (Шербина, 1956, с. 132).

Н. М. Страхов (1962, с. 282) отмечает, что галогенез в континентальных озерах развивался стадийно. Вначале озера были пресными. Затем в процессе осолонения началось образование гипсоносных отложений, которое сменилось накоплением соленосных осадков, содержащих глауберит, галит и иногда тенардит и астраханит. Конечная стадия существования озер характеризовалась прогрессивным опреснением, что вызывало смену соляных пород на гипсовые, а последних — на глинисто-мергелистые.

Нами было показано, что в континентальных солеродных бассейнах Тянь-Шаня и Центральной Азии накапливались соленосные толщи трех типов: гипс-глауберит-галитового, гипс-глауберит-тенардит-галитового и гипс-галитового. Наиболее широко были развиты озера, в которых формировались толщи первого типа. Образование всех перечисленных типов обуславливалось исключительно речным водным питанием, а также длительным испарением слабоминерализованных речных и грунтовых вод в бессточных водоемах.

Условия, благоприятные для континентального соленаккумуляции, на востоке аридной области Евразии в течение неогена возникали в нижнем миоцене, когда солеродные озера стали формироваться в межгорных впадинах Тянь-Шаня, и в позднем миоцене — раннем плиоцене. На протяжении последнего этапа солеродные водоемы существовали только в Центральной Азии (Турфанский, Кучарский и Цайдамский).

Таким образом, условия эвапоритовой седиментации в неогеновой аридной области Евразии существенно менялись в зависимости от палеогеографической обстановки, а это, в свою очередь, приводило к формированию различных по составу соленосных серий. В западной палеогеографической зоне, где находились внутренние морские бассейны, накапливались соленосные толщи либо хлоридного, либо калийно-сульфатного состава, а в заливах опресненных морей при дополнительном поступлении речных пресных вод — соленосные отложения гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового состава с полигалит-глинистыми и каинитовыми породами. В восточной палеогеографической зоне существовали континентальные солеродные бассейны, в которых накапливались соляные толщи гипс-галитового, гипс-глауберит-галитового или гипс-глауберит-тенардит-галитового составов.

Основной причиной, вызвавшей палеогеографическую зональность в неогене, была различная палеотектоническая история этих территорий. Неогеновый период почти для всего евразийского континента был временем «всеобщей активации тектонических движений, преимущественно восходящих» (Балуховский, Хаин, 1975, с. 93). С этого периода в Евразии наступил этап орогенного развития. Однако он по-разному проявился в регионах Альпийской геосинклинальной области, в пределах Скифской и Туранской молодых платформ, а также на территории Тянь-Шаня и прилегающих районов Азии.

Средиземноморско-Месопотамская палеогеографическая провинция почти в точности соответствует Альпийской эпигеосинклинальной орогенной области. В начале неогена здесь сформировались системы складчатых горных сооружений, включающие Пиренеи, Альпы, Динариды, Карпаты, Большой Кавказ, Копетдаг, Памир и др. Были заложены крупные депрессии, межгорные и предгорные прогибы, грабены и котловины, многие из которых превратились в морские внутренние бассейны. В таких отрицательных тектонических элементах и стали располагаться затем солеродные бассейны (Предкарпатский, Месопотамский, Трансильванский, Рейнский, По, Динаридский и др.). По существу, в этап эпигеосинклинального орогенеза в Альпийской области (или

Средиземноморско-Месопотамской провинции) заложена система внутренних морских эвапоритовых бассейнов.

Черноморско-Каспийская палеогеографическая провинция охватывает область Скифской и Туранской молодых платформ. На этой территории господствовал платформенный режим с преобладанием слабых погружений и поэтому здесь длительное время в неогене существовали морские бассейны. Они были опресненными и только в окраинной юго-восточной их части (по границе с воздымающимися районами Кызылкумов и Копетдага) возникали условия для соленакопления.

Районы Тянь-Шаня и Центральной Азии входили в область эпиплатформенного орогенеза. «Основной чертой новейшего орогенеза Тянь-Шаня является дифференцированность и большая амплитуда тектонических движений, достигающая 10—15 тыс. м... Орогенез сопровождается складчатостью, образованием сводовых поднятий типа очень крупных горст-антиклиналей, имеющих расчлененный горный рельеф, и возникновением глубоких внутренних и внешних впадин» (Буш и др., 1968). Именно такие палеотектонические условия способствовали образованию бессточных водоемов, в которых могли формироваться континентальные соленосные отложения.

Можно, таким образом, заключить, что сочетание благоприятных палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических условий привело в неогене к возникновению на территории Евразии грандиозного пояса соленакопления. В пределах этого пояса существовали различные по конфигурации и размерам морские и континентальные солеродные бассейны, в которых накапливались разнообразные по составу соленосные отложения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неогеновые соленосные отложения на территории Средней и Центральной Азии накапливались в пределах протяженного пояса, простирающегося от Каспийского моря на западе до центральных районов Китая на востоке. Они установлены в настоящее время в Узек-Дагской впадине, в низовьях Амударьи (Кушканатауское и Аккалинское месторождения), в межгорных впадинах Тянь-Шаня (Ферганской, Кетмень-Тюбинской, Джумгольской, Кочкорской, Восточно-Чуйской, Нарынской, Атбашийской, Иссык-Кульской, Каркаринской), а также на территории Центральной Азии в Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадинах.

Анализ материалов по стратиграфическому положению соленосных отложений позволяет наметить на рассматриваемой территории три этапа соленакопления в неогеновом периоде. Наиболее древний этап охватывал ранний и средний миоцен. В это время формировались соленосные отложения бардамкульской и кызылджарской свит (Ферганская впадина), кетменьтюбинской (Кетмень-Тюбинская впадина), кичиккульской (Джумгольская впадина), шабыркольской (Кочкорская впадина), серафимовской и джелдысуйской (Восточно-Чуйская впадина) свит, нижнеларынской подсвиты (Нарынская впадина), чульдырской свиты (Каркаринская впадина), а также соленосные толщи Иссык-Кульской, Атбашийской впадин, свит таошуюань (Турфанская впадина), хунсяогао (Цайдамская впадина), теренской (Кучарская впадина).

Второй этап соответствовал позднему миоцену — раннему плиоцену, когда формировались соленосные отложения свит гуангоу (Цайдамская впадина), бугурской толщи (Кучарская), среднеларынской подсвиты (Нарынская), нижнеджуанарыкской подсвиты (Кочкорская), низов джумгольской свиты (Джумгольская) и соленосной толщи в Аксай-Тоюнской впадине.

Третий этап соответствовал времени позднего плиоцена, в течение которого соленакопление происходило только на западе Средней Азии в районах Западного Копетдага и Южного Приаралья (Узек-Дагская впадина и месторождения Кушканатау и Аккала).

Состав неогеновых соленосных отложений отличается большим разнообразием. Они сложены породами хемогенной и терригенной групп, среди которых различаются классы пород карбонатного, сульфатного, хлоридного, сульфатно-хлоридного, пелитового и алевро-псаммитового составов. Наиболее разнообразны сульфатные и сульфатно-хлоридные породы: ангидритовые, ангидрит-гипсовые, гипсовые, мирабилитовые, мирабилит-тенардитовые, тенардитовые, глауберитовые, астраханитовые, астраханит-мирабилит-тенардитовые, каинитовые, ангидрит-галитовые, глауберит-галитовые, астраханит-галитовые и тенардит-галитовые. Хлоридные породы представлены только галитовым подклассом. Среди

терригенной группы наиболее распространены породы карбонат-глинистого, гипс-глинистого, глауберит-глинистого, галит-глинистого, глауберит-галит-глинистого и полигалит-глинистого составов. Породы алевро-псаммитового класса в соленосных толщах межгорных впадин Тянь-Шаня и Центральной Азии встречаются довольно часто, а в соленосных толщах западных районов Средней Азии распространены значительно меньше.

Сравнение неогеновых соленосных толщ Средней и Центральной Азии по составу слагающих их пород показало, что их можно классифицировать главным образом по составу сульфатных и сульфатно-хлоридных пород. На этом основании удалось наметить четыре типа соленосных толщ: гипс-галитовый, гипс-глауберит-галитовый, гипс-глауберит-тенардит-галитовый и гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовый. К первому типу относятся соленосные толщи Турфанской, Кучарской и Цайдамской впадин. Второй объединяет соленосные толщи Ферганской, Джумгольской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской и Нарынской межгорных впадин Тянь-Шаня. К третьему в настоящее время можно отнести соленосные толщи Кетмень-Тюбинской, Кочкорской и Каркаринской впадин. Четвертому типу принадлежат соленосные отложения Узек-Дагской впадины и месторождений Кушканатау и Аккала. На западе Средней Азии располагаются соленосные толщи гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового состава. В пределах межгорных впадин Тянь-Шаня наиболее широко распространены гипс-глауберит-галитовые и меньше гипс-глауберит-тенардит-галитовые толщи. Во впадинах Центральной Азии в настоящее время развиваются соленосные толщи гипс-галитового типа.

Наиболее всесторонне особенности внутреннего строения выяснены для соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа. Они характеризуются значительной мощностью и довольно сложным строением. В толщах этого типа устанавливается тесная связь между терригенными и хемогенными породами, образующими многочисленные и разнообразные по составу хемогенно-терригенные наборы и ассоциации; чисто хемогенные наборы встречаются значительно реже. Наряду с хемогенными и хемогенно-терригенными в соленосных толщах гипс-глауберит-галитового типа широко распространены терригенные наборы и ассоциации. Хемогенно-терригенные и терригенные ассоциации образуют закономерно построенные и многократно повторяющиеся в разрезе комплексы. В наиболее изученных разрезах соленосных толщ гипс-глауберит-галитового типа хорошо прослеживаются три крупные части: нижняя слабозасоленная (гипсоносная), средняя — существенно соленосная (глауберит-галитовая или галит-глауберитовая) и верхняя — гипсоносная.

Соленосные толщи гипс-глауберит-тенардит-галитового типа также имеют значительную мощность. В них различаются две части: нижняя — глауберит-тенардит-галитовая и верхняя — гипсоносная. У обеих сложное внутреннее строение, основой которого являются многократно повторяющиеся по разрезу закономерно построенные комплексы. Каждый комплекс состоит из двух ассоциаций — терригенной внизу и хемогенно-терригенной сверху. Все терригенные ассоциации имеют близкий состав и строение, а хемогенно-терригенные весьма существенно различаются между собой. В составе хемогенно-терригенных ассоциаций верхней гипсоносной части наиболее распространены наборы типа глина — гипсоносная глина и глина — гипс. Породы гипсового состава в хемогенно-терригенных ассоциациях глауберит-тенардит-галитовой части соленосных толщ развиты меньше, но здесь присутствуют в большом количестве разнообразные по составу и строению наборы с такими хемогенными породами, как галитовые, глауберитовые, тенардитовые, а иногда и астраханитовые.

Соленосные толщи гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа обычно имеют небольшую (первые десятки метров) мощность, а площадь их распространения не превышает нескольких десятков квадратных километров. Для них характерно трехчленное строение, при котором терригенные породы слагают нижнюю и верхнюю части, а хемогенные приурочены главным образом к внутренним частям соленосных толщ. Устанавливается определенная зональность и в распространении хемогенных пород различного состава. В периферических зонах развиты породы мирабилитового состава, слагающие небольшие по мощности прослойки и линзы, в то время как внутренние (наиболее соленасыщенные и мощные) зоны сложены галитовыми, астраханит-галитовыми и астраханитовыми породами при незначительном участии пород мирабилитового состава.

Внутреннее строение соленосных толщ гипс-галитового типа остается не изученным.

Соленосные толщи неогенового возраста, развитые на территории Средней и Центральной Азии, представляют собой сложные парагенетические совокупности иерархически соподчиненных элементов: наборов пород, сообществ, ассоциаций и комплексов. Такие совокупности можно рассматривать как единые соленосные формации. Всего выделяется 4 типа соленосных формаций: гипс-галитовый, гипс-глауберит-галитовый, гипс-глауберит-тенардит-галитовый и гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитовый. Анализируя пространственные взаимоотношения соленосных формаций с вмещающими их осадочными сериями, удаётся заметить более крупные таксономические единицы (классы или группы) соленосных формаций. Так, устанавливается, что формации гипс-глауберит-галитового, гипс-глауберит-тенардит-галитового и гипс-галитового типов подстилаются и замещаются по простиранию красноцветными терригенными отложениями, а перекрываются пестроцветными мергельно-глинистыми. Это позволяет объединить данные соленосные формации в одну группу, которую мы условно называем галит-глауберитовой. К самостоятельной группе относятся формации гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа, пространственно тесно связанные с серо- и зеленоцветными преимущественно терригенными отложениями.

Неогеновые солеродные бассейны Средней и Центральной Азии формировались в пределах единого пояса соленакопления, протягивающегося от Атлантического океана на западе до Тихого океана на востоке. Этот пояс располагается в аридной области Евразии, хорошо отмеченной Н. М. Страховым (1960). В палеогеографическом отношении она подразделяется на две зоны: западную, где располагалась система связанных между собой внутренних морских бассейнов, и восточную, которая охватывала области высокоприподнятой суши, состоящей из высоких равнин, протяженных горных хребтов и расположенных между ними межгорных впадин. Западная зона подразделяется на две провинции: Средиземноморско-Месопотамскую и Черноморско-Каспийскую. Условия эвапоритовой седиментации в неогеновой аридной области Евразии существенно менялись в зависимости от положения солеродных бассейнов в палеогеографических зонах и провинциях, что приводило к формированию различных по составу соленосных серий. В западной палеогеографической зоне, во внутренних морских бассейнах накапливались соленосные толщи либо хлоридного, либо калийно-сульфатного состава, а в заливах опресненных морей при дополнительном поступлении речных пресных вод — соленосные отложения гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового состава с полигалит-глинистыми и каинитовыми породами. В восточной палеогеографической зоне существовали континентальные солеродные бассейны, в которых накапливались соляные толщи гипс-галитового, гипс-глауберит-галитового или гипс-глауберит-тенардит-галитового типов.

Основной причиной, вызвавшей палеогеографическую зональность в неогене, была различная палеотектоническая история этих территорий. Начавшийся в неогене орогенный этап развития по-разному проявился в регионах Альпийской геосинклинальной области, в пределах Скифской и Туранской молодых платформ и на территории Тянь-Шаня и прилегающих районов Азии. Средиземноморско-Месопотамская провинция соответствовала Альпийской эпигеосинклинальной орогенной области, Черноморско-Каспийская провинция охватывала область с платформенным режимом, а восточная палеогеографическая зона входила в состав области эпиплатформенного орогенеза. Именно такое сочетание благоприятных палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических условий привело к возникновению в неогене на территории Евразии грандиозного пояса соленакопления, в пределах которого формировались разнообразные по составу соленосные отложения в морских и континентальных бассейнах.

- Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск, «Наука», 1976. 184 с.
- Али-Заде А. А. Акчагыл Туркменистана. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961. 300 с.
- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука», 1966, с. 6—32.
- Андрусов Н. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г.— «Изв. геол. ком.», 1914, т. 33, № 8, с. 849—887.
- Аргентов К. И. О геологических исследованиях в Семиреченской области в 1909 году (предварительный отчет).— «Горный журнал», 1911, № 1—4, с. 38—62.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклиального обрамления. Ч. 2. Мезозой и кайнозой. М.—Л., «Госгеолтехиздат». 1961. 57 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4. Палеогеновый и четвертичный периоды. М., ГУГК, 1967. 55 л.
- Бабаев А. Г. Послепалеозойские эвапориты Средней Азии.— В кн.: Проблемы соленаккопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 285—289.
- Бажанов В. С. Верхнекайнозойские страусы из пределов Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы по наземным позвоночным Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, с. 5—11. (Труды Ин-та зоологии АН КазССР, т. XV).
- Бажанов О. В., Бочарова Н. И., Диденко-Кислицина Л. К., Костенко Н. Н. Неогеновая система. Зайлийский район, южная и северная Джунгария.— В кн.: Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. М., «Недра», 1971, с. 472—493.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Схема стратиграфии третичных отложений юго-востока Казахстана и севера Киргизии в свете палеонтологических данных.— В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. II. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, с. 5—16.
- Балашев Е. В. Стратиграфия и основные этапы геологической истории Чуйской впадины.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия. М., Гостехиздат, 1961, с. 205—220. (Труды ВНИГНИ, вып. 30).
- Балуховский А. Н., Ханн В. Е. Неогеновый период. Палеогеография.— В кн.: Палеогеография СССР. Т. 4. М., Недра, 1975, с. 64—93.
- Батырчаев И. Е. Физико-химическое изучение соляных источников месторождения Кетмень-Тюбе и возможность их практического использования.— В кн.: Труды молодых научных работников АН Киргизской ССР. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1958, с. 29—42.
- Бевза Ю. В. Генезис хребтов и впадин Северо-Западного Тянь-Шаня.— В кн.: Сборник статей аспирантов Киргизского государственного ун-та. Физ.-мат. и ест. наук, Вып. 1. Фрунзе, изд. Кирг. гос. ун-та, 1967, с. 71—81.
- Бектуров А. Б., Мун А. И., Беремжанов Б. А. Физико-химическое изучение соляных источников месторождения Чуль-Адыр. Сообщение 1.— «Вестник АН КазССР», 1955, № 12, с. 85—92.
- Бельская Т. Н. К палеогеографии Ферганской депрессии в конце палеогена.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1954, № 6, с. 61—74.

Белявский Н. А. Мезокайнозойские отложения южных склонов Восточного Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 61, № 1, с. 99—102.

Бергман А. Г. Сульфатные ресурсы Средней Азии.— В кн.: Сульфат натрия в СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 44—47.

Бергман А. Г., Щербина В. Н. Тяньшанская третичная соленосная галит-сульфатная провинция.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 72, № 6, с. 1083—1086.

Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск, «Наука», 1975. 268 с.

Благовидов В. В. Континентальные соленосные формации Средней Азии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 162—165.

Благовидов В. В. Особенности неогенового соленакпления на территории СССР.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 38—43.

Благовидов В. В. Некоторые особенности строения и условий образования неогеновой галогенной формации Нарынской впадины Тянь-Шаня.— В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 61—85.

Благовидов В. В., Климов М. А., Кузнецов В. Г. Строение и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 243—257.

Бобко П. С., Каратыгин Б. П. Результаты опытных работ на Кушканатауском соляном месторождении.— В кн.: Гидрогеология соляных месторождений и вопросы подземного выщелачивания соляных залежей. Л., «Недра», 1967, с. 273—290. (Труды ВНИИГ, вып. 53).

Богданович К. И. Геологические исследования в Восточном Туркестане.— В кн.: Труды Тибетской экспедиции 1889—1900 гг. Ч. 2. Спб., 1892, с. 3—18.

Босов В. Д. Литологическая характеристика зон неогеновой аккумуляции Таджикской депрессии.— В кн.: Труды Ин-та геологии АН ТаджССР. Т. VII, Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1963, с. 118—152.

Буш В. А., Вонгаз Л. Б., Дикенштейн Г. Х., Кравченко К. Н. Орогенезы Тянь-Шаня.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968, с. 87—93.

Буш В. А., Вонгаз Л. Б., Кравченко К. Н., Сардонников Н. М., Синицын Ф. Е. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня.— «Геотектоника», 1970, № 6, с. 42—54.

Вадас Э. Геология Венгрии. М., Мир, 1964. 532 с.

Варенцов М. И. Центральная Азия.— В кн.: Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971, с. 472—501.

Варенцов М. И., Кравченко К. Н. Тектонические особенности нефтегазоносных впадин Китая.— В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 240—252.

Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Ван Де-кунь. Тектоника межгорных впадин Центральной Азии в связи с их нефтегазоносностью.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М. «Наука», 1964, с. 69—94.

Васильковский Н. П. Геология гор Супе-Тау, Ак-Бель и Ак-Чеп.— В кн.: Труды Таджикской базы. Т. IV. Геология и геохимия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, с. 171—204.

Вахрамеева В. А. К минералогии и петрографии соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол.— В кн.: Материалы по изучению районов современного соленакпления. Л., Госхимиздат, 1956, с. 67—86. (Труды ВНИИГ, вып. 32).

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Спб., 1913. 208 с.

Вертунов Л. Н. Аутигенные минералы и некоторые вопросы палеогеографии кайнозойских формаций Иссык-Кульской впадины.— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент. Изд-во Ташкентского гос. ун-та, 1964, с. 109—112.

Вертунов Л. Н., Бацман В. Ф., Малышева Ж. М. Глауберитовые породы в неогеновых отложениях Иссык-Кульской впадины.— В кн.: Труды Фрунзенского политехнического ин-та. Геология, горное дело. Вып. 19. Фрунзе, изд. ФПИ, 1964, с. 42—44.

Вертунов Л. Н., Бацман В. Ф., Макеев В. П. Новые данные о геологическом строении Серафимовской антиклинали.— В кн.: Труды Фрунзенского политехнического ин-та. Геология, горное дело. Вып. 19. Фрунзе, изд. ФПИ, 1964, с. 35—41.

- Вертунов Л. Н., Малышева Ж. М., Макеев В. П., Айкимбаев С. А. Новые данные о соленосной свите Серафимовской антиклинали.— В кн.: Труды Фрунзенского политехнического института. Геология, горное дело, вып. 24. Фрунзе, «Мектеп», 1968, с. 36—40.
- Вонгаз Л. Б. Некоторые закономерности развития подвижного пояса Средней и Высокой Азии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 4, с. 8—23.
- Воронова М. Л. К вопросу обнаружения полигалита и каинита в сульфатной соленосной толще Узун-Су.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 99, № 3, с. 449—451.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы.— «Докл. АН СССР», 1935, т. 2, № 3, 4, с. 278—281.
- Вялов О. С. Краткий очерк меловой и третичной истории Ферганы.— «Изв. гос. геогр. об-ва», 1936, т. 68, вып. 5, с. 620—626.
- Габрильян А. М. Литология, палеогеография и вопросы нефтегазоносности верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1957. 397 с.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., Мир, 1967. 352 с.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972. 300 с.
- Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география. Азиатская часть. М., Географгиз, 1963. 572 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М., Мир, 1968. 719 с.
- Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л., «Наука», 1976. 128 с.
- Герасимова В. В. Геолого-литологическая характеристика и условия формирования соленосной свиты Северо-Западной Ферганы.— В кн.: Петрография галогенных пород. Л., Госхимиздат, 1960, с. 169—215.
- Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичности района оз. Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
- Грамм М. Н. Остракоды неогеновых отложений Северо-Западной Ферганы.— «Изв. Узб. ФАН СССР», 1940, № 6, с. 85—88.
- Грамм М. Н. О гипсоносной свите гор Ак-Чеп, Ак-Бель, Супе-Тау.— В кн.: Труды Института геологии АН УзбССР. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1951, вып. 6, с. 96—110.
- Грамм М. Н. О соленосной свите гор Ак-Бель, Кызыл-Джар.— «Изв. АН УзбССР», 1953, № 4, с. 53—66.
- Грамм М. Н. Об акчагыльских и апшеронских отложениях в низовьях р. Амударьи.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 120, № 4, с. 859—862.
- Грамм М. Н. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины.— «Узбекский геол. журн.», 1959, № 6, с. 13—21.
- Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей.— Автореф. докт. дис. М., 1962. 59 с.
- Грамм М. Н. Неогеновые отложения.— В кн.: Стратиграфия Узбекской ССР», Ташкент, «ФАН», 1966, с. 188—240.
- Гриб В. Е. Схема расчленения кайнозойских континентальных отложений Южной Ферганы.— «Докл. АН СССР», 1947, т. 58, № 7, с. 1431—1434.
- Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы.— «Записки Узб. отд. ВМО», 1956, вып. 9, с. 33—59.
- Гриднев Н. И. Литология и палеогеография кайнозойских моласс Ферганской депрессии. Ташкент, «ФАН», 1971. 266 с.
- Гриднев Н. И., Ходжиматов А. Х. Об осадках, залегающих под соленосной свитой гор Ак-Бель, Кызыл-Джар (Северо-Западная Фергана).— «Узбекский геол. журн.», 1958, № 6, с. 59—62.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1948. 521 с.
- Джиноридзе Н. М. Методические рекомендации по составлению литолого-тектонических и прогнозных крупномасштабных карт в условиях Предкарпатских калийных месторождений. Л., изд. ВНИИГ, 1976. 70 с.
- Джиноридзе Н. М. Третичные калийные бассейны.— В кн.: Месторождения калийных солей СССР. Л., «Недра», 1973, с. 183—233.

- Джиноридзе Н. М., Раевский В. И.** Основные особенности тортонского соленакопления в Карпатском регионе.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 257—261.
- Дзенс-Литовский А. И., Огибин В. И.** Геология Узек-Дагской межгорной впадины Копетдага.— В кн.: Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Т. 69, вып. 2, Л., изд. Ленинградского ун-та, 1957, с. 81—96.
- Дзенс-Литовский А. И., Смешливый И. К., Шурыгин В. А.** Мирабилитовые наледы (шоры) Чульдырского соляного месторождения.— В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии районов соленакопления. Л., Госхимиздат, 1959, с. 163—188. (Труды ВНИИГ, вып. 35).
- Дзенс-Литовский А. И., Шурыгин В. А., Мингалиев Р. З., Смешливый И. К.** Чульдырское месторождение сульфата натрия.— В кн.: Материалы по геологии районов соленакопления. М., «Недра», 1964, с. 44—55. (Труды ВНИИГ, вып. 45).
- Дикенштейн Г. Х., Еникеев П. Н., Кравченко К. Н., Сеницын Ф. Е., Шмелев И. А., Юдахин Ф. Н., Зубов Ф. П.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Киргизской ССР.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М., «Недра», 1964, с. 7—32. (Труды ВНИИГНИ, вып. 39).
- Дитмар В. И., Алешина З. И., Шмакова Е. И.** Сравнительная характеристика межгорных впадин Тянь-Шаня.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность северо-запада среднеазиатской платформы (Туранская плита). М., «Наука», 1976, с. 68—77.
- Дикенштейн Г. Х., Сеницын Ф. Е., Сардонников Н. М.** Новые данные по тектонике Восточно-Чуйской впадины.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 1, с. 95—98.
- Довжиков А. Е.** Типы орогенических режимов и их место в истории развития структур Земной коры.— «Сов. геология», 1977, № 5, с. 69—79.
- Довжиков А. Е.** История развития и некоторые особенности гор Средней Азии.— «Сов. геология», 1977, № 12, с. 58—68.
- Дружинин И. Г., Кыдынов М.** К вопросу промышленной переработки солей глауберитового типа месторождений Киргизии.— В кн.: Тезисы докладов 5-й научной конференции профессорско-преподавательского состава Киргизского государственного университета. Фрунзе, изд. Киргизского гос. ун-та, 1956, с. 27—29.
- Дружинин И. Г., Ломтева С. А., Кыдынов М.** Физико-химическая характеристика соляного месторождения Алабуга-Нарына.— «Журнал прикл. хим.», 1962, т. 55, вып. 7, с. 7—10.
- Ефремов И. А.** Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1944, № 3, с. 40—58.
- Жаркова Т. М.** Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Сборник научных трудов. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 20—30.
- Жарков М. А.** Эволюция соленакопления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.
- Жарков М. А.** Палеозойские соленосные формации Мира. М., «Недра», 1974. 392 с.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М.** Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969, с. 7—79.
- Жегалло В. И.** Изучение местонахождения гиппарионовой фауны Орток (КиргССР).— «Бюлл. МОИП. Отдел геол.», 1961, т. 36, вып. 6, с. 119—120.
- Жеребцова И. К.** К вопросу о континентальном галогенезе.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 124—128.
- Жуков Ю. В.** О находке остатков млекопитающих в коктурпакской свите хребта Кунгей Ала-Тау (Тянь-Шань).— В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 69—71.
- Заварицкий А. Н.** Введение в петрографию осадочных горных пород. М.— Л., Госнаучтехиздат, 1932. 80 с.
- Зиновьев А. А.** Некоторые физико-химические особенности соляных отложений Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис. М., 1958. 12 с.
- Ибрагимов А. Х.** Ресурсы кормовой соли Киргизии. Фрунзе. Изд-во АН КиргССР, 1955. 18 с.

- Ибрагимов А. Х.** Третичные отложения Кочкорской и Кетмень-Тюбинской впадин Тянь-Шаня.— В кн.: Труды геологического ин-та. Вып. 1. Фрунзе, Изд-во Кирг. ФАН СССР, 1955₂, с. 43—63.
- Ибрагимов А. Х., Турдукулов А. Т.** О третичных отложениях Джумгольской впадины.— «Изв. АН КиргССР. Серия естеств. и техн. наук», 1961, т. 3, вып. 4, геология, с. 51—63.
- Ибрагимов А. Х., Турдукулов А. Т.** К стратиграфии третичных палеоген-неогеновых континентальных отложений Чуйской впадины.— В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1965, с. 173—187.
- Ибрагимов А. Х., Турдукулов А. Т.** Третичные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня в северной части Киргизской ССР.— В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники северной Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1966, с. 37—68.
- Ибрагимов И. М., Талипов М. А.** К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины.— В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1965, с. 188—199.
- Ибрагимов А. Х.** О неогеновых галогенных формациях межгорных впадин Тянь-Шаня.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 268—269.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.** Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., «Недра», 1972. 328 с.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.** Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 434 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 35).
- Ишниязов Д. П., Мирахмедов М., Петров Н. П., Рубанов И. В.** Генетические типы мезозойских и кайнозойских галогенных формаций Узбекистана.— В кн.: Геологические формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые (тезисы докладов). Киев, «Наукова думка», 1971, с. 96—97.
- Калинко М. К.** Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. М., «Недра», 1973. 131 с.
- Калицкий К. П.** Нефтяные месторождения Шорсу и Камыш-Баши (Ферганской области).— «Труды геол. ком. Новая серия», 1915. 35 с.
- Калугин П. И.** Основные черты тектоники Копетдага.— В кн.: Труды Института геологии АН ТуркмССР. Т. 4. Ашхабад, 1956, с. 43—75.
- Калугин П. И.** Схема тектонического районирования Советского Копетдага.— «Изв. АН ТуркмССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук», 1966, № 4, с. 89—103.
- Карась О. И., Королева Н. П., Толстикова Н. В.** Стратиграфическое значение неогеновых моллюсков Нарынской впадины.— В кн.: Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов, Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1976, с. 117—128.
- Каржув Т. К.** К генезису волокнистого гипса в третичных отложениях предгорных районов Киргизского хребта.— «Изв. АН КиргССР. Серия естеств. и техн. наук», 1961, т. 3, вып. 4, с. 113—121.
- Кириков А. П.** О континентальных отложениях Семиречья.— «Изв. геол. ком.», 1927, т. 46, № 5, с. 453—462.
- Клейнберг В. Г.** Стратиграфия и условия накопления кайнозойских отложений Ферганы.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Ферганы. Л. Гостоптехиздат, 1957, № 6, с. 117—208.
- Кнауф В. И.** Тектоническое районирование Северной Киргизии.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 48—57.
- Койфман Л. М.** Соляные месторождения Киргизской ССР и пути их промышленного использования.— В кн.: Проблемы Киргизской АССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936, с. 161—170.
- Колесников В. П.** Средний и верхний плиоцен Каспийской области.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Неоген СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР. 1940, с. 407—476.
- Кондрашкина О. Н.** Остракоды миоценовых отложений межгорных впадин юго-восточной Казахстанской геологической провинции.— «Изв. АН СССР КазССР. Серия геол.», 1970, № 2, с. 56—60.
- Корневский С. М.** Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973. 299 с.

- Корневский С. М., Захарова В. М., Шамахов В. А.** Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат. Л., «Недра», 1977. 248 с.
- Корнилова В. С.** Миоценовые флоры Кочкорской и Текесской впадин в Тянь-Шане.— В кн.: Доклады палеоботанической конференции. Томск. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962, с. 38—39.
- Королев В. Г.** Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Труды Института геологии. Вып. 7. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1956, с. 87—94.
- Королев В. Г.** Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— «Изв. Киргизского фил. ВГО СССР», 1961, вып. 3, с. 81—102.
- Косминский В. В.** О литогенетических (палеоклиматических) формациях палеогена и неогена Средней Азии.— «Вестник ЛГУ», 1969, № 18, с. 120—128.
- Костенко Н. Н.** Стратиграфия кайнозоя Юго-Восточного Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1964, № 2, с. 3—17.
- Костенко Н. Н., Попов В. И., Теленко А. С.** Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана (пояснения редакторов схемы).— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Материалы проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. Ташкент, изд. Ташкентского гос. ун-та, 1965, с. 27—30.
- Кравченко К. Н.** Новые данные о стратиграфии Кучарского прогиба (Синьцзян).— «Сов. геология», 1958, № 8, с. 95—113.
- Кравченко К. Н.** О сопоставлении континентальных кайнозойских отложений некоторых впадин Тянь-Шаня.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М., «Недра», 1964, с. 73—77. (Труды ВНИГНИ, вып. 39).
- Кравченко К. Н.** Нефтяные и газовые месторождения Западного Китая (Турфанский бассейн).— В кн.: Геология нефти. Т. 2. Кн. 2 (нефтяные месторождения зарубежных стран). М., «Недра», 1968, с. 332—333.
- Крашенинников В. А.** Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по форамниферам. М., «Наука», 1971. 238 с.
- Крашенинников Г. Ф.** Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Недра», 1963, с. 1—16.
- Крестников В. Н.** История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозойское (верхний мел — четвертичное) время.— «Сов. геология», 1961, № 7, с. 68—94.
- Крестников В. Н., Рейснер Г. И.** Альпийская тектоника центральной части Тянь-Шаня.— «Сов. геология», 1960, № 12, с. 3—12.
- Кыдынов М.** К вопросу физико-химической изученности соляных месторождений Киргизии.— В кн.: Труды молодых научных работников АН Киргизской ССР. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1958, с. 7—27.
- Лавров В. В.** Континентальный палеоген-неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- Ли А. Б.** Особенности геологического строения Илийской, Текесской и Каркаринской впадин и проблемы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1962. 24 с.
- Лигуша В. М.** История геологического развития Южного Приаралья в мезозойское и кайнозойское время.— «Сов. геология», 1964, № 10, с. 98—112.
- Мальшева Ж. М.** К петрографии неогеновых молассовых отложений восточной части Чуйской впадины (по материалам глубокого бурения).— В кн.: Труды Фрунзенского политехнического ин-та. Геология, горное дело. Вып. 24. Фрунзе, «Мектеп», 1968, с. 41—46.
- Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин.** М., «Наука», 1965, 260 с. Авт.: А. М. Габрильян, И. Д. Зхус, Л. Т. Климова, Л. Н. Макарова, Г. И. Тихомирова, В. А. Соломоник, Л. Б. Абрамова, И. А. Трофимук, Р. Г. Никитина, И. С. Саркисян.
- Меннер В. В., Невская Л. А., Габуня Л. К., Носовский М. Ф.** Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 51 (5), 1976, с. 8—19.
- Михайлов.** Запасы каменной соли в Самгаре и Бердынкульском ущелье.— «Горный журнал», 1895, т. 3, с. 64—79.

- Мун А. И., Бектуров А. Б.** Физико-химическое изучение соляных источников месторождения Чуль-Адыр. Сообщение 2.— «Изв. АН КазССР. Серия хим.», 1956, вып. 10, с. 96—103.
- Мушкетов И. В.** Туркестан. Геологическое и орографическое описание. Спб., 1886. 743 с.
- Наливкин Д. В.** Очерк геологии Туркестана. Ташкент—Москва, 1926. 192 с.
- Наливкин Д. В.** Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру.— «Изв. геол. ком.», 1928, т. 47, № 2, с. 153—161.
- Нейман-Пермякова О. Ф.** Ак-Бель и Ак-Чеп.— «Изв. геол. ком.», т. 48, № 5, 1929, с. 625—649.
- Неймышев М. В.** Стратиграфия неогеновых отложений Кочкорской впадины в свете новых палеонтологических данных.— В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1965, с. 167—172.
- Несмеянов С. А.** Корреляция континентальных толщ. М., «Недра», 1977. 198 с.
- Несмеянов С. А., Марков В. И.** Схема корреляции верхнетретичных моласс Тянь-Шаня.— В кн.: Пятая научная отчетная конференция геологического факультета (тезисы докладов). М., Изд-во МГУ, 1970, с. 12—15.
- Несмеянов С. А., Федоренко В. А.** О стратиграфии кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 161—170.
- Несмеянов С. А., Решетов Ю. В., Шмидт Г. А.** О фауне и возрасте нового местонахождения палеогеновых млекопитающих в Киргизии.— «Бюлл. МОИП. Отдел геол.», 1977, т. 52 (2), с. 83—86.
- Никитин Д. В.** К вопросу о возрасте пестроцветных отложений Тянь-Шаня.— «Геологический вестник», 1916, вып. 2, № 1, с. 3—7.
- Никшич И. И.** От станции Казанджик до колодцев Куйляр. М.—Л., Изд-во Главного геол. развед. управления, 1931. 96 с. (Труды Главн. Геол.-разв. упр., вып. 25).
- Никшич И. И.** Геологический очерк района тенардитового месторождения к югу от ст. Узун-Су в Туркменской ССР.— «Труды Всес. геол.-разв. объединения НКТП СССР». 1932, вып. 129, с. 75—86.
- Обручев В. А.** Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Т. II. Спб., 1901. 687 с.
- Обручев В. А.** Природа Центральной Азии и ее юго-восточной окраины.— В кн.: В. А. Обручев. Избранные труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 317—343.
- Огнев В. Н.** Ак-Бель, Ак-Чеп и Супе-Тау.— В кн.: Геология Узбекской ССР. Т. 1. М.—Л., ОНТИ, 1937, с. 195—202.
- Цейве А. В.** О границе Северного и Южного Тянь-Шаня.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1937, № 3, с. 455—469.
- Петросьянц М. А.** Возраст и условия накопления соленосных отложений Восточно-Чуйской впадины.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 6, с. 103—110.
- Петрушевский Б. А.** Строение третичных отложений Тянь-Шаня.— «Бюлл. МОИП. Отдел геол.», 1948, т. 23, вып. 1, с. 53—91.
- Петрушевский Б. А.** О подразделении континентальной третичной толщи Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 75, № 2, с. 271—274.
- Петрушевский Б. А.** Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
- Плещенко И. В., Воронков А. К.** Фациально-литологическая характеристика кайнозойских молассовых и озерных формаций гор Ак-Чеп, Ак-Бель и Супе-Тау.— В кн.: Материалы проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент, изд. Ташкентского гос. ун-та, 1965, с. 31—51.
- Помазков К. Д., Сеницын Ф. Е., Сардонников Н. М., Юдахин Ф. Н.** Особенности глубинного геологического строения Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадин.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 3, с. 84—91.
- Поникаров В. П., Уфлянд А. К., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В.** Северо-Восточная Африка и Аравия.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 313—359.
- Попов В. И.** История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзбССР, 1938. 98 с.

- Попов В. И.** Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, «ФАН», 1940. 96 с.
- Попов В. И.** Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Т. 1. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1954. 524 с.
- Попов В. И.** Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций востока Средней Азии.— В кн.: Научные труды. Ташкентский государственный университет им. В. И. Ленина. Новая серия, вып. 249, геология. Ташкент, изд. Ташкентского гос. ун-та, 1964, с. 133—163.
- Попов В. И.** Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., «Недра», 1966. 208 с.
- Попов В. И.** Опыт классификации и описания геологических формаций. Часть II. Описание формаций. (Фациально-петрографические типы). Л., «Недра», 1968. 551 с.
- Попов В. И., Вертунов Л. Н.** К вопросу о стратиграфии, литологии и перспективах нефтегазоносности кайнозойских молассовых формаций в Иссык-Кульской впадине.— В кн.: Труды Фрунзенского политехнического ин-та. Геология, горное дело. Вып. 10. Фрунзе, «Мектеп», 1964, с. 27—37.
- Попов В. М.** Геологические наблюдения и полезные ископаемые в Кетмень-Тюбинском районе (Киргизия).— В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Ч. 5, Фрунзе, Изд-во АН СССР, 1935, с. 131—160. (Труды Киргизской комплексной экспедиции 1932—1933 гг., т. 2).
- Приходько П. Л., Грамм М. Н.** Некоторые данные о химическом составе солей из соленосной свиты Северо-Западной Ферганы.— «Узбекский геол. журнал», 1958, № 6, с. 63—69.
- Прокопенко Н. М.** Свинцовые месторождения гор Кавак-Тау.— В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Ч. V. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, с. 105—130. (Труды Киргизской комплексной экспедиции 1932—1933 гг., т. II).
- Пустовалов Л. В.** Петрография осадочных пород. Ч. I. М.—Л., 1940. 420 с.
- Пустовалов Л. В.** Об основных принципах классификации осадочных пород.— В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии. Л., Изд-во ЛГУ, 1962, с. 81—110.
- Пуаре И. В.** Ходжентские месторождения поваренной соли в Фергане. М.—Л., Изд-во Глав. геол.-развед. управления, 1931. 75 с.
- Раевский В. И., Джиноридзе Н. М.** Зональность размещения мезокайнозойских морских соленосных отложений.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 88—93.
- Разумова В. Н.** Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 227 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 46).
- Разумовская Э. Я.** Классификация и номенклатура соляных горных пород.— В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1962, с. 74—84. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 72).
- Региональная стратиграфия Китая.** М., ИЛ, 1960, вып. 1. 349 с.
- Резанов И. А.** Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959. 248 с.
- Рейнеке В. И.** Соляные месторождения Узун-Су.— В кн.: Известия физико-химического анализа. Т. IV, вып. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1930, с. 29—40.
- Рейнеке В. И.** Месторождение тенардита Узун-Су. М.—Л., Геологическое изд-во Всесоюз. геол.-разв. объединения, 1932, с. 3—74. (Труды Всес. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, вып. 129)
- Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии.** Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1959. 130 с.
- Романовский Г. Д.** Материалы для геологии Туркестанского края. Вып. 1. Спб., 1878.
- Рубанов И. В.** Озерно-почвенное соленакопление в Узбекистане. Ташкент, «ФАН», 1977. 158 с.
- Руттен М. Г.** Геология западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.
- Рухин Л. Б.** Классификация осадочных пород.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 15—26.
- Рыжков О. А.** К вопросу о соленосной свите гор Ак-Бель, Кызыл-Джар.— «Изв. АН УзбССР», 1954, № 5, с. 69—74.

- Рыжков О. А.** Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1959. 200 с.
- Рябинин А. Н.** Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья.— «Изв. геол. ком.», 1927, т. 46, № 3, с. 194—200.
- Садовская Н. А.** Распространение и стратиграфическое значение пыльцы и спор в кайнозойских отложениях Северо-Западной Ферганы. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1954. 12 с.
- Садовская Н. А.** Палеоклиматическое и биоритмостратиграфическое расчленение кайнозойских молассовых формаций Западной Ферганы по данным палинологического анализа.— В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 183—186.
- Сикстель Т. А.** К стратиграфии меловых и третичных отложений бассейна оз. Иссык-Куль.— «За недра Средней Азии», 1934, № 4, с. 59—62.
- Сикстель Т. А.** Растительные остатки из третичных отложений Киргизии. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзбССР, 1939. 16 с.
- Синицын В. М.** Северо-Западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. М., Изд-во АН СССР, 1957. 257 с.
- Синицын В. М.** Центральная Азия. М., Географгиз, 1959, 456 с.
- Синицын В. М.** Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
- Синицын В. М.** Древние климаты Евразии. Ч. I. Палеоген и неоген. Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1965. 167 с.
- Синицын Н. М.** Схема тектоники Тянь-Шаня.— «Вестник ЛГУ. Серия геол.», 1957, № 12, с. 5—25.
- Система минералогии.** Т. II, полутом I. М., ИЛ, 1953. 774 с. Авт.: Дж. Д. Дэна, Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель.
- Слюсарева М. Н.** Новый минерал уклонсковит.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 5, с. 1093—1095.
- Слюсарева М. Н.** Гидроглауберит — новый минерал из группы водных сульфатов.— «Записки ВМО. Вторая серия». 1969, ч. 98, вып. 1, с. 59—62.
- Смирнов Л. Н., Попов Г. И., Розьева Т., Судо М. М.** Копетдаг (Стратиграфия. Неогеновая система).— В кн.: Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Геологическое описание. М., «Недра», 1972, с. 363—373.
- Соколов Б. С.** К стратиграфии третичных и древнечетвертичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань).— «Докл. АН СССР», 1949, т. 66, № 5, с. 681—684.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
- Сырнев Н. П.** Очерк истории горообразования Гималаев.— «Бюлл. МОИП. Отдел геол.», 1977, т. 52 (3), с. 68—77.
- Тарасов С. А.** К вопросу о палеонтологическом обосновании стратиграфии отложений кайнозоя Киргизии.— В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 4, Фрунзе, «Илим», 1964, с. 128—134.
- Тарасов С. А.** Ископаемые позвоночные мела, палеогена и неогена Северо-Восточной Киргизии и их стратиграфическое значение.— «Изв. АН КиргССР», 1968, № 2, с. 62—64.
- 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, с. 52—68.
- Телегин В. П.** Галогенные отложения среднего миоцена Сирии.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. II. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 274—277.
- Теодорович Г. И.** Учение об осадочных породах. (Применительно к геологии нефти и угля). Л., Гостоптехиздат, 1958. 572 с.
- Трофимов Б. А.** Местонахождение гиппарионовой фауны в Киргизии.— «Палеонтологический журнал», 1959, № 1. 145 с.
- Туголесов Д. А., Яншин А. Л.** Неотектонические впадины.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Недра», 1966, с. 321—343.

- Турбин Л. И. К альпийской тектонике Тянь-Шаня.— В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1966, с. 3—18.
- Турбин Л. И., Александрова Н. В., Колюхов А. Г. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии.— В кн.: Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Книга 1. М., «Недра», 1972, с. 256—268.
- Турдукулов А. Т. Вопросы палеогеографии и истории геологического развития Чуйской впадины в третичный период (палеоген — неоген).— В кн.: Материалы по литологии, геохимии и оруденению осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1963, с. 109—116.
- Турдукулов А. Т. Фациально-литологическая характеристика палеоген-неогеновых отложений Чуйской впадины. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1964. 19 с.
- Федорович Б. А. Геоморфологические и сейсмоструктурные условия некоторых районов в бассейнах рек Кокомерена и Нижнего Нарына.— В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Ч. V. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1935, с. 193—216. (Труды Киргизской комплексной экспедиции 1932—1933 гг., т. II).
- Федорович Б. А., Шумов В. В., Прокопенко Н. М. Молодые эффузии оливиновых базальтов в Чу-Иссык-Кульском районе.— В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Ч. III, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1933, с. 65—78.
- Федотьев К. М. К вопросу о физико-химических условиях концентрации солей в третичных отложениях Ферганской долины.— «Бюлл. АН УзССР», 1946, № 3, с. 6—8.
- Физико-химическая характеристика природных солей месторождений Тянь-Шаня. М., «Наука». 1970. 198 с. Авт.: И. Г. Дружинин, М. Кыдынов, А. А. Зиновьев, М. Д. Лопина.
- Фортуна А. Б. Результаты спорово-пыльцевых исследований полного разреза палеоген-неогеновых отложений восточной части Иссык-Кульской впадины.— В кн.: Дисперсионные остатки ископаемых растений Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 91—93.
- Фридман Я. Д., Зиновьев А. А. Физико-химическая характеристика третичных соленосных отложений Тянь-Шаня.— В кн.: Труды Института химии Кирг. ФАН СССР. Вып. 4. Фрунзе, Изд-во АН СССР, 1951, с. 13—24.
- Хаин В. Е. Неогеновый период. Палеотектоника.— В кн.: Палеогеография СССР. Т. 4. М., «Недра», 1975, с. 93—98.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—29.
- Хвостова В. А. Тенардиты месторождения Шамшикал.— «Записки Всес. Мин. об-ва», 1948, т. 77, вып. 4, с. 317—320.
- Ходькова С. В. Петрография калийных пород Стебниковского месторождения в связи с вопросами их генезиса. Автореф. канд. дис. М., 1973. 34 с.
- Хозацкий Л. И. Наземная черепаха неогена Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, с. 39—54.
- Хуан Бо-Цинь. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952. 162 с.
- Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., «Наука», 1977. 152 с.
- Чедия О. К., Язовский В. М., Фортуна А. Б. О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении.— В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе, «Илим», 1973, с. 18—26.
- Чжан Гэн, Чжен Цин-да, Забаринский П. П. Нефтяные и газовые месторождения Китайской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1958. 112 с.
- Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным.— «Сов. геология», 1977, № 10, с. 3—14.
- Чумаков И. С., Нубарян Ю. А. О распространении соленосных отложений мессинского яруса в Эгейском море.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 235, № 6, с. 1383—1385.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 5, с. 3—23.

- Шатский Н. С.** Осадочные формации.— В кн.: Академик Н. С. Шатский. Избранные труды. Т. III. М., «Наука», 1965, с. 175—183.
- Швецов М. С.** Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
- Швецов М. С.** Основы классификации осадочных пород.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Наука», 1968, с. 17—23.
- Шнейдер Г. Ф.** К стратиграфии кайнозойских моласс Ферганы.— «Докл. АН СССР», 1947, т. 58, № 6, с. 1121—1124.
- Шнейдер Г. Ф.** О возрасте континентальных кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1953, т. 90, № 5, с. 869—870.
- Штейнванд Э. Ф.** Геологическая характеристика и полезные ископаемые маршрута Фрунзе, Кокомерен, Джумгол (Киргизия).— В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Ч. V. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1935, с. 89—104. (Труды Киргизской комплексной экспедиции 1932—1933 гг., т. II).
- Шульц С. С.** Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-Шаня (Материалы к новейшей тектонике). Л., изд. Таджико-Памирской экспедиции, 1936, с. 3—134. (Труды Таджико-Памирской экспедиции, вып. 38).
- Шульц С. С.** О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1943, № 2, с. 76—88.
- Шульц С. С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., ОГИЗ, 1948, 222 с.
- Шульц С. С.** Кочкорская впадина.— «Сов. геология», 1948, № 34, с. 28—46.
- Шульц С. С.** Третичные отложения Северной Киргизии.— В кн.: Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 490—524.
- Щербина В. Н.** Глауберит в третичных соленосных отложениях Северного Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 63, № 4, с. 441—443.
- Щербина В. Н.** О генезисе мирабилита в соляных месторождениях Северной Киргизии.— «Докл. АН СССР», 1949, т. 67, № 2, с. 357—359.
- Щербина В. Н.** Тяньшанская третичная галит-глауберитовая свита.— «Изв. Кирг. ФАН СССР», 1951, вып. 1—10, с. 84—93.
- Щербина В. Н.** Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1952. 132 с.
- Щербина В. Н.** О характере карбонатной минерализации гипсоносных и соленосных отложений третичных континентальных образований межгорных впадин Тянь-Шаня.— В кн.: Труды Института геологии АН КиргССР. Вып. 6. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1955, с. 97—126.
- Щербина В. Н.** Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных, соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1956. 166 с.
- Эберзин А. Г.** Неоген Северной Туркмении.— В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 155—259.
- Юдахин Ф. И.** Тектоническая схема восточной части Иссык-Кульской межгорной впадины по данным геофизических исследований.— В кн.: Методы, техника и результаты геофизической разведки. М., 1967, с. 107—116.
- Яковлев В. Н.** Рыбы из миоценовых отложений Киргизии.— «Палеонтологический журнал», 1959, № 3, с. 107—111.
- Яншин А. Л.** Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М., Изд-во МОИП, 1953. 736 с.
- Яржемский Я. Я.** К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа.— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 6, с. 65—73.
- Яржемский Я. Я.** Микроскопическое изучение галогенных пород. Новосибирск, «Наука», 1966. 64 с.
- Bishop W. F.** Geology of Tunisia and Adjacent Parts of Algeria and Libya.— "AAPG Bulletin", 1975, v. 59/3, p. 413—450.
- Ginzburg A., Cohen S. S., Hay-Roe H., Rosenz-Weig A.** Geology of Mediterranean Shelf of Israel.— "AAPG Bulletin", 1975, v. 59/11, p. 2142—2160.

- Hsü K. J., Cita M. B., Ryan W. B. F.** The origin of the Mediterranean evaporites.— In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 13. Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1973, p. 1203—1231.
- Krumbein W. G.** Occurens and lithological association of evaporites of United States.—“*Journ. Sedim. Petr.*”, 1951, v. 1, p. 63—81.
- Lu G. H.** The charophyta from the Kucha formation near Kucha, Sinkiang.—“*Bull. Geol. Soc. China*”, 1944, publ. 1945, v. XXIV, No 1—2, p. 47—49.
- Norin E.** Tertiary of the Tarim Basin.—“*Bull. Geol. Soc. China*”, 1935, v. 14, p. 337—347.
- Rios J. M.** Saline deposits of Spain.—“*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*” New-York, 1968, No 88, p. 59—74.
- Said R.** The geology of Egypt. Amsterdam — New-York. Elsevier Publ. Co., 1962, 378 p.
- Salem R.** Evolution of Eocene-Miocene Sedimentation Pattern in parts of Northern Egypt.—“*AAPG Bulletin*”, 1976, v. 60/1, p. 34—64.
- Sonnenfeld P.** The Upper Miocene evaporites basins in the Mediterranean region — a study in paleo-oceanography.—“*Geol. Rundsch.*”, 1974, Bd 63, H. 3, S. 1133—1172.
- Wolfart R.** Geology von Syrien und dem Libanon. Berlin — Nikolasssee. Gebrüder Borntraeger. 1967. 326 p.
- Ziegler R. A.** Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework.—“*AAPG Bulletin*”, 1975, v. 59/7, p. 1073—1097.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Краткие сведения о распространении и истории изучения неогеновых соленосных отложений	5
Глава II. Стратиграфическое положение соленосных отложений в кайнозойском разрезе отдельных регионов	15
Западный Копетдаг	—
Южное Приаралье	16
Ферганская впадина	17
Кетмень-Тюбинская впадина	21
Джумгольская впадина	22
Кочкорская впадина	25
Восточно-Чуйская впадина	32
Нарынская впадина	36
Аксай-Тоюнская впадина	40
Иссык-Кульская впадина	41
Каркаринская впадина	44
Турфанская впадина	48
Кучарская впадина	50
Цайдамская впадина	52
Глава III. Межрегиональная корреляция соленосных отложений и этапы неогенового соленакопления	54
Глава IV. Состав неогеновых соленосных отложений	62
Классификация и краткая характеристика пород неогеновых соленосных отложений	—
Типизация неогеновых соленосных отложений по их составу	70
Глава V. Особенности внутреннего строения соленосных отложений различного типа	75
Глава VI. Типы неогеновых соленосных формаций	115
Глава VII. Палеогеографические и палеотектонические условия неогенового соленакопления в Средней и Центральной Азии	125
Заключение	134
Литература	138

Владислав Васильевич Благовидов

**НЕОГЕНОВЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ
СРЕДНЕЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Ответственный редактор *Михаил Абрамович Жарков*

Редактор издательства *А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *А. А. Набточий, Л. Л. Тычкина*

ИБ № 9838

Сдано в набор 09.02.78. Подписано к печати 20.11.78. МН-10314. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,3+1 вкл. Уч.-изд. л. 15,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 77. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

Палеобиогеохимия морских беспозвоночных.

Вещественный состав фосфоритов

Пономарева А. П., Налетов Б. Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом

Верхняя юра и граница ее с меловой системой

Годовиков А. А. Кристаллохимия простых веществ

Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения

Зыкин В. С. Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины

Нижний карбон Средней Сибири

Троицкий С. Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».