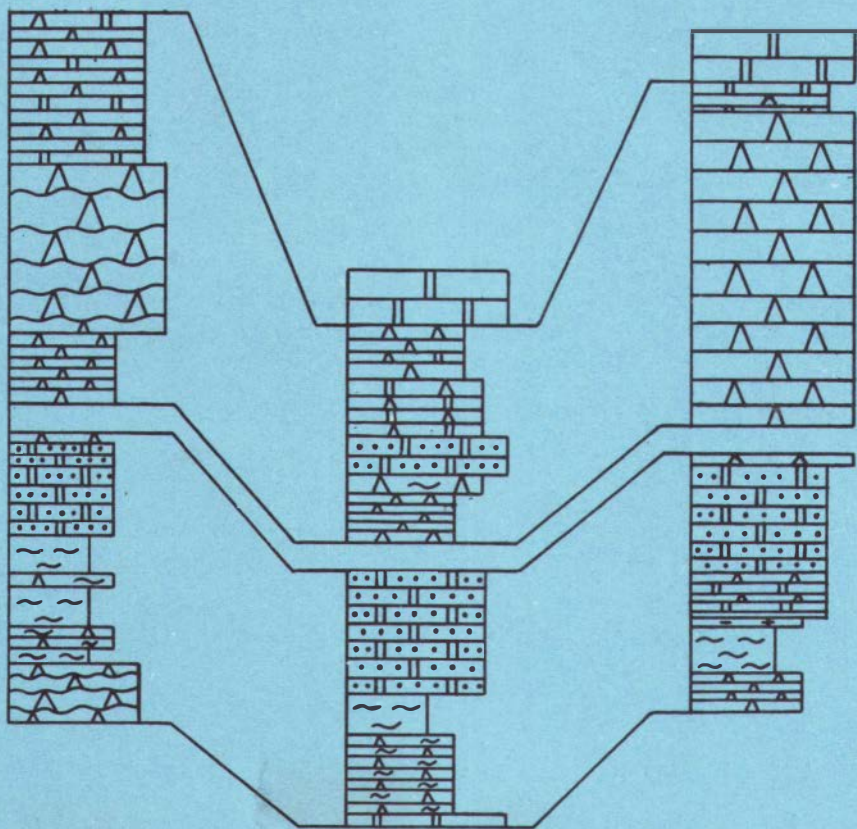


СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ



НОВОСИБИРСК 1983

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1983

Состав и строение осадочных формаций: Сб. науч. тр./ АН СССР, Сиб. отд.-ние, Ин-т геологии и геофизики. Редкол.: М.А.Жарков (отв. ред.) и др. - Новосибирск, 1983. - 100 с.

В сборнике приводятся новые данные по строению и условиям образования континентальных красноцветных, карбонатных органо-генных и сланцевых битуминозных, соленосных и фосфоритосных осадочных формаций различных районов Сибири и Средней Азии.

Приводится описание паттурных красноцветных формаций Тянь-Шаня палеоген-неогенового возраста, красноцветных кайнозойских отложений Аташтинской впадины, фосфатосных формаций Хатангской впадины, карбонатных рифогенных формаций девона Горного Алтая, тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации венда периферии Патомского нагорья, соленосных формаций нижнего кембрия Непского калиеносного бассейна. Рассматриваются вопросы палеотектонического положения позднекембрийских рифогенных формаций.

Сборник представляет интерес для геологов, занимающихся исследованиями в области формационного анализа и изучающих эвапоритовые, карбонатные, терригенные красноцветные отложения.

Р е д к о л л е г и я :

С.Ф.Бахтуров, д-р геол.-мин. наук М.А.Жарков (отв. редактор),
канд. геол.-мин. наук Г.А.Мерзляков, канд. геол.-мин. наук В.В.Параев

Р е ц е н з е н т ы :

д-р геол.-мин. наук В.С.Вышемирский (ИГиГ СО АН СССР),
д-р геол.-мин. наук В.А.Соловьев (Новосибирский гос.ун-т)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы все большее внимание уделяется детальному изучению особенностей состава и строения конкретных осадочных формаций. Объясняется это главным образом тем, что общие сведения о формациях, которые были ранее получены преимущественно при беглых маршрутных работах или в результате геологических съемок среднего масштаба уже не достаточны для глубоких сравнительно-формационных исследований и, тем более, для решения вопросов классификации тех или иных типов осадочных формаций. Между тем сейчас уже общепризнано, что от проблемы разработки классификации осадочных формаций и установления закономерностей геокронологического размещения отдельных их классов зависит выяснение эволюции осадочного породообразования в геологической истории.

Возможность использования определенных типов осадочных формаций в теоретических и практических аспектах развития геологических знаний требует специального их изучения и обобщения соответствующего материала. Именно этим целям служит настоящий сборник, в котором приводятся данные изучения красноцветных, карбонатно-сланцевых, рифогенных, соленосных и фосфоритоносных осадочных формаций Сибири и Средней Азии, полученные сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР и Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР в течение последних лет.

Сборник начинается статьей В.В.Параева, в которой приводится сравнительная характеристика палеоген-неогеновых красноцветных формаций паттумного типа, широко развитых в межгорных впадинах Тянь-Шаня.

Конкретную направленность имеют сведения о кайнозойских красноцветных отложениях Атбашинской впадины, с которыми можно познакомиться в статье А.Ю.Нехаева.

В статье А.С.Парасьян сделана попытка установить взаимосвязь фосфатосодержащих образований в мезозойских отложениях Хатангской впадины с определенными морскими фациями.

Внимание читателя, несомненно, привлечет статья Г.Н.Шатилова, в которой автор подробно рассматривает особенности строения Шенунихинского карбонатного массива нижнего девона (Горный Алтай).

Детальные сведения приведены С.Л.Осиповым по составу и строению несоляных горизонтов и пластов гаженской пачки нижней части ангарской свиты. Многие данные личных наблюдений автора в пределах Непского калиевого бассейна представляют интерес для специалистов, заинтересованных в более строгом знании геологии данного региона.

Осадочные формации с высоким или повышенным содержанием органического вещества всегда привлекали самое пристальное внимание широкого круга геологов. Именно такого плана сведения найдет читатель, ознакомившись со статьей С.Ф.Бахтурова, которая посвящена характеристике тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации периферии Патомского нагорья.

Завершается сборник статьей Е.М.Хабарова, в которой рассматриваются позднедокембрийские рифогенные формации. На отдельных конкретных примерах автор показывает, что структура и форма этих рифогенных формаций существенно зависит от их палеотектонического положения.

Изложенные в сборнике фактические данные, характеризующие состав и строение конкретных осадочных формаций, будут интересны широкому кругу геологов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАТГУМНЫХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ТЯНЬ-ШАНЯ

Межгорные впадины и прогибы, расположенные в пределах Тянь-Шаньской горной системы, выполнены мощным комплексом палеоген-четвертичных отложений, среди которых значительная доля принадлежит континентальным красноцветным образованиям. Их определенное пространственное положение и обособленность в разрезе послужили основанием для выделения в кайнозойской истории Тянь-Шаня самостоятельного крупного этапа красноцветной седиментации (Сokolov, 1949; Туголесов, Яншин, 1966; Костенко и др., 1972; и др.). Однако должного освещения в литературе этот этап своеобразного осадконакопления не получил.

В подавляющем большинстве опубликованных работ, посвященных вопросам изучения палеоген-четвертичных отложений Тянь-Шаня (Петрушевский, 1948, 1950; Шульд, 1948, 1954; Королев, 1956; Бажанов, Костенко, 1958; Вертунов, 1964; Кравченко, 1964; Ибрагимов, Талипов, 1965; Ибрагимов, Турдукулов, 1966; Буш и др., 1970; Несмеянов, Марков, 1970; Турбин и др., 1972; Закономерности..., 1973; Дитмар и др., 1976; Благовидов, 1978; Северный Тянь-Шань..., 1979; и др.), основной акцент сделан на различных аспектах общей проблемы геологии кайнозоя. В то же время недостаточное внимание уделялось характеристике красноцветных толщ, сконцентрированных в нижней части кайнозойского разреза, составляющих патгумные красноцветные формации Тянь-Шаня. Как правило, палеоген-неогеновые красноцветные отложения рассматривались в целом в виде разного рода стратиграфических подразделений (комплекса, серии, свиты), каждое со своим названием, в которых отражались либо особые признаки пород, либо их географическое местоположение, либо название давалось по иным принципам.

С.С.Шульд (1948), проведя анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня, выделяет их как киргизский красноцветный комплекс, сопоставимый с кирпично-красной свитой Ферганы верхнепалеоген-миоценового возраста. Б.А.Петрушевский (1948) эти отложения первоначально относит (по их цветовому признаку) к нижней свите третичных образований под названием красноцветная. Позже (Петрушевский, 1950) он отказывается от термина "свита" и объеди-

няет красноцветные породы в усунскую серию, названную по имени народа усунь, жившего в пределах Семиречья и Тянь-Шаня с II в. до н.э. по начальный период новой эры.

В настоящее время, решая различные стратиграфические задачи, палеоген-неогеновую красноцветную толщу в большинстве случаев разделяют на две свиты, давая им обычно географические названия в зависимости от районов их распространения. Л.И.Турбин, Н.В.Александрова, А.Г.Конюхов (1972), обобщая материал по палеогену и неогену Северо-Восточной Киргизии, внутри красноцветного комплекса на большей части рассматриваемой территории выделяют (снизу вверх) коктурпакскую и киргизскую свиты. Однако резкая неоднородность пород, значительные колебания мощности отложений существенно затрудняют корреляцию как вообще кайнозойских отложений Тянь-Шаня, так и красноцветных образований в частности. До сего времени нет единой общепринятой схемы их сопоставления.

Вопросу о стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении посвятили специальную статью О.К.Чедия, В.М.Язовский, А.Б.Фортуна (1973). Они отмечают, что в низах комплекса повсеместно залегает сулутерекская свита, представленная в основном мелкоземистыми породами. В верхней части комплекса, где доминируют грубообломочные образования, выделена (по месту нахождения стратотипического разреза) шамсинская свита. В.М.Язовский (1979) в пределах даже одной Иссык-Кульской впадины предлагает две стратиграфические схемы. В юго-западных районах впадины красноцветные отложения рассматриваются им в составе (снизу вверх) сулутерекской и шамсинской свит, а в юго-восточном ее обрамлении они подразделяются соответственно на чонкурчакскую и джетногузскую свиты.

Из приведенных данных видно, что многие существующие стратиграфические схемы для различных впадин Тянь-Шаня трудно или вовсе не сопоставимы, или мало отличаются друг от друга. Во многих случаях, акцентируя внимание на решении разного рода геологических проблем кайнозоя, тем не менее вопрос о составе и строении палеоген-неогенового красноцветного комплекса до сих пор остается далеко не выясненным. В связи с этим представляет интерес изучение паттурных красноцветных формаций широко развитых на территории Северо-Восточной Киргизии, в сложении которых уча-

ствуют главным образом континентальные красноцветные отложения палеоген-неогенового возраста. В предлагаемой работе наряду с общей характеристикой рассматриваются особенности и детали их строения по отдельным впадинам, приводится послойное описание и сравнение красноцветных толщ в конкретных естественных разрезах.

Породы палеоген-неогенового красноцветного комплекса в пределах Тянь-Шаня выполняют в основном неотектонические межгорные впадины, расположенные к северо-востоку от Таласо-Берганского разлома. Наиболее крупные из них Иссык-Кульская, Нарынская, Атбаш-Каракоминская, где процессы красноцветного осадконакопления проявились с максимальной полнотой. В целом красноцветный комплекс представляет собой ассоциацию конгломератов, брекчий, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин, тесно связанных друг с другом в виде самостоятельных смешанных и плохо сортированных образований - мусорных пород и паттумов. По литологическим признакам в большинстве разрезов он расчленяется на две толщи. В строении нижней толщи принимают участие мелкообломочные паттумные породы. Преобладают глины, мергели, нередко известняки, встречаются прослойки алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, порой отмечаются пласты базальтов. Верхняя толща сложена более грубообломочным паттумным материалом. Здесь доминируют разнозернистые песчаники, гравелитовые и конгломерато-брекчиевые образования. Глины и алевролиты встречаются в виде прослоев. Хороший пример такого строения - красноцветный комплекс Иссык-Кульской впадины.

В Иссык-Кульской впадине палеоген-неогеновые красноцветные отложения с яркими красными, кирпично-красными, буро-красными, красно-коричневыми и разными оттенками желтого цвета резко выделяются на общем фоне нижележащих темноцветных пород палеозоя и перекрывающих сероцветных образований верхнемиоцен-четвертичного комплекса. В пределах впадины они протягиваются узкой полосой между южным берегом оз. Иссык-Куль и северным склоном хр. Терской-Алатау. Площади развития красноцветных палеоген-неогеновых отложений приурочены к тектоническим блокам, расположенным вдоль альпийских разломов по контакту с палеозойскими образованиями. Обычно они имеют моноклинальное северо-западное падение и осложнены разломами либо смяты в узкие субширотные складки. Азимут падения пород составляет $340-350^{\circ}$, углы падения

20–30°, в узких складках порой имеет крутое падение до 80°.

Красноцветный комплекс Иссык-Кульской впадины по строению и составу неоднороден и существенно меняется в субширотном направлении (Параев, 1981). В западных районах впадины мощность комплекса составляет 500–600 м. В нижней части преобладают ярко окрашенные пестроцветные глинистые и карбонатные породы, перемежающиеся с паттуемыми алевролитами и песчаниками. В виде линз встречаются гравелиты и конгломераты, а также единичные пласты базальтов. Верхняя часть комплекса сложена мощной толщей песчано-гравийных пород с прослоями и линзами преимущественно мелкогалечных конгломератов. В восточных же областях впадины резко возрастает роль грубообломочных паттуемых пород типа конгломерато-брекчий, а мощность возрастает до 2000 м. Рассмотрим конкретные примеры.

Наиболее полный непрерывный разрез красноцветного комплекса в западных районах альдины наблюдался между левобережьем р. Тоссор и урочищем Суггеты. Вся территория здесь разбита разломами субширотного и меридионального простирания на ряд тектонических блоков. В пределах этих блоков на дневную поверхность выходят среднепалеозойские граниты и гранитоиды, перекрываемые различными горизонтами палеоген-четвертичных отложений. В одном из небольших саяв, протянувшемся в субширотном направлении, на мелкокристаллических гранитоидах залегает сероцветная толща валуников с хорошо окатанными обломками размером от нескольких сантиметров до глуб в 1,5–2 м. Мощность толщи около 20 м. На валуники с резким отчетливым (литологическим) контактом согласно ложатся относительно сортированные сероцветные гравийно-конгломератовые образования с включенными в них отдельными валунами и линзами галечников. Породы, в отличие от нижележащих валуников, имеют четкое горизонтальное напластование. Видимая их мощность 15 м. Вверх по саяу валуники постепенно выклиниваются, а на неровную разбитую поверхность магматических пород ложится перекрывающая их гравийно-конгломератовая толща (рис. 1).

В соседнем саяе, отделенном от первого субмеридиональным разломом, фиксируется горизонт дресвы (около 1,5 м мощности) в виде относительно рыхлых продуктов выветривания, залегающий непосредственно на красноватых хорошо раскристаллизованных гранитах. Дресва состоит из плохо ометанных обломков нижележащих по-

род, где доминируют зерна кварца и розовых полевых шпатов. Порода слабо сцементирована, с довольно отчетливыми элементами залегания. Азимут падения пород $330-350^{\circ}$, угол падения $18-25^{\circ}$. Эти продукты выветривания с резким угловым несогласием перекрываются сероцветной толщей горизонтально залегающих гравийно-конгломератовых отложений (рис. 2), которые в соседнем тектоническом блоке также с угловым несогласием ложатся на различные горизонты описываемого красноцветного комплекса. Однако непосредственного контакта и непрерывного разреза между гранитами, дресвой и обломочными породами красноцветного комплекса в данном районе не обнаружено. Они выходят здесь в виде отчетливой антиклинальной складки субширотного простирания. Породы стоят почти на "головах" с углами падения до 80° . Замок складки срезан и в ее ядре обнажается нижняя часть красноцветного комплекса.

По литологическому составу и облику пород красноцветный комплекс между левобережьем р. Тоссор и урочищем Суггеты расчленяется на ряд толщ и имеет следующее строение (снизу вверх).

Мощность, м

I. Толща ярко пестроцветных - желтых, желтовато-бурых, розоватых, красных глин, паттумных алевролитов и песчаников. Породы беспорядочно перемежаются между собой в виде небольших прослоев и линз. Они слабо каолинизированы, порой содержат тонкие милли-

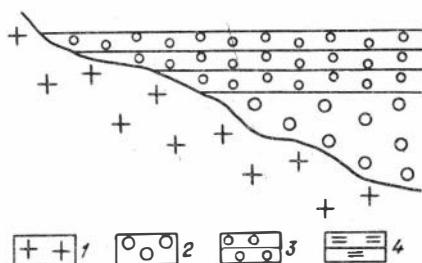


Рис. 1. Взаимоотношение неоген-четвертичных отложений с породами фундамента

1 - среднепалеозойские гранитоиды, 2 - вулканическая толща, 3 - гравийно-конгломератовая толща, 4 - дресва

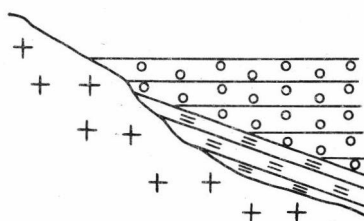


Рис. 2. Взаимоотношение пород фундамента, дресвы и неоген-четвертичных отложений. Усл. обозн. см. на рис. 1

метровые прослой соли. Красновато-розовые известковистые разновидности пород по всей толще содержат карбонатные стяжения диаметром 2-3 см в виде желваков до 30 см и даже метровых линз, густо окрашенных окислами железа в темные красно-коричневые тона. Неполная видимая мощность 25 м.

2. Песчано-гравийные паттумы светло-серые до белых. Обломочный материал по размерности слабо сортирован, угловатый или слабо окатанный. Доминируют зерна кварца и калиевых полевых шпатов. Встречаются единичные гальки кремнистых пород и гранитоидов 10

3. Песчано-гравийная паттумная толща чередующихся красно-коричневых крепко- и слабосцементированных пород. Среди обломков размером 1-3 мм преобладают кварц и полевые шпаты. Иногда отмечаются небольшие карбонатные стяжения. Выделяется шесть пластов крепко сцементированных пород мощностью 0,2-0,5 м, разделенных слабосцементированными (от 1 до 4 м) 20

4. Песчано-гравийная паттумная толща чередующихся сероцветных и красноцветных пород. Среди обломков преобладают кварц, калиевые полевые шпаты, серицитизированные породы. Цемент карбонатный. Сероцветные образования крепко сцементированные, часто косослоистые, с грубой линзовидной отдельностью. Мощность пластов от 0,2 до 1 м. Насчитывается девять таких пластов. Между собой они разделены менее крепкими красноцветными разновидностями мощностью от 0,3 до 2,5 м. Общая мощность толщи 30

5. Гравийно-конгломерато-брекчиевая паттумная толща переслаивающихся сероцветных и красноцветных образований. От ниже лежащей толщи она отделена белесовато-серыми мелкогалечными конгломератами с песчано-гравийным матриксом. Среди галек преобладают обломки кремнистых темноцветных пород. В песчано-гравийной фракции доминируют кварц, калиевые полевые шпаты, известковые плагиоклазы. Выше по разрезу следуют красноцветные паттумные породы, представленные гравелитами и гравелитовыми песчаниками, относительно слабо сцементированные глинисто-карбонатным веществом. В нижней части толщи породы соленосные. Мощность отдельных пластов колеблется в значительных пределах от 0,6 до 3 м. Сероцветные прослой состоят из более крепко сцементированных плохо сортированных гравийно-мелкогалечниковых конгломерато-брекчий. Они слагают отдельные пласты и линзы от 1 до 2,5 м. Общая мощность около 100

Видимая мощность всего непрерывного разреза здесь составляет 185 м.

На междуречье Тоссор – Тамга в нижней части красноцветного комплекса встречаются покровы базальтов, залегающие среди светло-серых глинисто-карбонатных пород. Базальты темно-серые, мелкокристаллические, с миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены белым кристаллическим кальцитом. У дневной поверхности базальты сильно разрушены, становятся рыхлыми, приобретают зеленовато-землистый цвет. В выветрелой рыхлой части кальцит, выполняющий многочисленные миндалины, сохраняется в виде причудливой формы "журавчиковобразных" стяжений. Их обломки иногда отмечаются в нижних горизонтах вышележащей красноцветной толщи.

В восточном направлении характер строения красноцветного комплекса заметно изменяется. Значительно увеличивается мощность, большую роль начинают приобретать грубообломочные образования. По материалам Л.Т.Климовой (1965), суммарная мощность киргизского красноцветного комплекса в районе пос. Джеты-Огуз достигает 2060 м. В качестве иллюстрации может послужить красноцветный разрез палеоген-неогеновых отложений, обнажающийся в тектонических блоках на междуречье Чонг-Кызылсу-Джеты-Огуз. Здесь он представляет собой довольно однообразную толщу линзообразно чередующихся коричнево-красных с различными оттенками мусорных грубообломочных пород с мелкообломочными. Обломочный материал плохой сортировки, угловатый. В песчаной и гравийной фракции резко доминируют кварц, полевые шпаты, кремнистые породы. Среди галек широко распространены обломки светло-розовых гранитов, темноцветных метаморфических и магматических пород, нередко обломки кремнистых и карбонатных образований. Все они густо перемешаны с мелкообломочно-глинистой основной массой, в различной степени пропитанной карбонатным веществом.

Примером такого строения может быть частный послойный разрез, составленный в районе курорта Джеты-Огуз на левобережье одноименной реки (снизу вверх):

Мощность, м

I. Гравелиты косослоистые с примесью мелкогалечного материала. Среди обломков (3–7 мм) резко преобладает кварц и кремнистые породы, много полевых шпатов и темноцветных пород. Редко встречается галька (1–2 см), количество которой вверх по разрезу постепенно увеличивается. Матрикс песчано-глинистый .. 0,9

2. Конгломерато-брекчии мелкообломочные с гравийно-глинистой вмещающей массой. В гравийной фракции преобладают зерна кварца. Среди более крупных (1-3 см, реже 5-7 см) встречаются обломки темноцветных магматических и метаморфических пород. Много обломков мелкокристаллических светло-розовых гранитов, кремнистых пород, иногда кварца 0,7
3. Песчано-гравелитовые паттумы с многочисленными зернами кварца, содержащие редкую гальку размером 5-10 см I,5
4. Галечно-брекчиевые гравелитовые паттумы с вкраплениями обломков (до 10 см) темноцветных пород, с небольшими линзами относительно сортированного мелкообломочного (1-3 см) и гравийно-песчаного материала 7
5. Конгломерато-брекчии с глинисто-гравийной основной массой. Преобладают обломки размером 1-10 см, редко до 30 см. Среди обломков много темноцветных пород 2
6. Галечно-брекчиевые гравелиты с небольшими по размеру (0,2 x 2 м) линзами гравелитовых песчаников либо хорошо сортированных конгломерато-брекчий 25
7. Конгломерато-брекчии с глинисто-гравийным вмещающим материалом, содержащие небольшие линзы гравелитов 2
8. Гравелитовые паттумы с примесью мелкогалечного материала 9
9. Паттумная толща конгломерато-брекчий, линзообразно перемежающихся с песчанистыми гравелитами. Мощность отдельных линз 0,2-0,6 м, протяженность от нескольких метров до 20. Преобладают обломки до 15 см 20
10. Гравийные мелкогалечные конгломерато-брекчии, с обломками 1-3, реже 5-10 см 2
11. Конгломерато-брекчии с глинисто-гравийным матриксом, с обломками размером 3-10 см 3
12. Гравийные мелкогалечные конгломерато-брекчии с обломками в 1-3 см I,5
13. Конгломерато-брекчии с обломками в 10-20 см и небольшими линзами гравийно-песчаного материала 5
14. Гравелитовые паттумы с примесью мелкогалечного материала I7
15. Конгломерато-брекчии с обломками 3-10 см. Галечниковый материал средней окатанности, много уплощенных с ориентацией по

простиранию пород, что ранее так явно не выделялось. Породы крепко сцементированы гравийно-глинистой массой. Обломки вкраплены неравномерно, а как бы концентрируются в виде не всегда явных линз 3

16. Песчано-гравелитовые паттумы с вкрапленниками гальки I-3 см. В средней части слоя отмечаются небольшой мощности (около 0,2 м) линзы конгломерато-брекчий с обломками размером 3-10 см 2,5

17. Песчаники грубозернистые с примесью гравийного материала. По составу полевошпатов кварцевые, сцементированные железисто-карбонатным материалом 0,5

18. Песчаники, аналогичные предыдущим, с небольшими линзами (в несколько см) красно-коричневых алевролитов 5

19. Гравелиты линзообразно перемежающиеся с мелкогалечниковыми конгломерато-брекчиями. Мощность отдельных линз достигает 2 м. В мелкообломочных разновидностях отмечается косая слоистость 20

20. Песчаники крупнозернистые линзообразно чередующиеся с тускло-коричневыми алевролитами. Мощность линз 0,2-0,6 м. Для алевролитов (в обнажении характерны сглаженные, округлые формы выветривания) 5

21. Конгломерато-брекчии мелкогалечные, линзообразно перемежающиеся с гравелитами. В отличие от всех ниже лежащих пород эти образования выделяются светлыми оранжево-бурыми тонами, существенно меньшим количеством обломков темноцветных пород. 15
Общая мощность данного разреза около 150

Следует заметить, что выделенные в разрезе отдельные толщи, пласты, линзы обычно литологически постепенно переходят между собой. Чаще всего такие переходы наблюдаются при смене грубообломочных пород вверх по разрезу мелкообломочными. При обратном же соотношении, когда мелкообломочный материал сменяется грубообломочным, границы, как правило, бывают резкие и определяются однозначно. Иногда отмечаются контакты и иного рода, когда границей раздела между толщами служит поверхность размыва. Подобный контакт наблюдался в скальных обнажениях красноцветного комплекса в I км вверх по первому правому притоку р. Джеты-Огуз. Здесь темно-красно-коричневые гравийно-конгломератовые образования с достаточно хорошо окатанной галькой отделены поверхно-

стью размыва от более светлых конгломерато-брекчий линзообразно соотносящихся с песчано-гравийными породами и образующие грубо косослоистую паттунную толщу. Размыв сопровождался значительным эрозионным врезом глубиной от нескольких десятков сантиметров до 1,5 м при ширине до 5 м. Кроме того, эти же две толщи разделены незначительным угловым несогласием.

Приведенные данные указывают, что палеоген-неогеновый красноцветный комплекс Иссык-Кульской впадины, распространенный в ее южной окраинной части, имеет сложное внутреннее строение и характеризуется значительными колебаниями мощности, неоднородностью литологического состава как в пространстве, так и во времени. Мощность отложений резко нарастает с запада на восток и увеличивается почти в четыре раза. В том же направлении относительно мелкообломочный материал замещается грубообломочным. Дифференциация терригенного вещества по вертикали, с накоплением тонкообломочных продуктов в нижней части разреза и концентрацией грубообломочных пород в верхней половине, особенно характерна лишь для западных районов впадины.

В 100 км юго-западнее оз. Иссык-Куль расположена другая крупная межгорная впадина - Нарынская, занимающая в основном долину р. Нарына. Среди осадочных накоплений, выполняющих эту впадину, значительная доля приходится на красноцветные отложения. Они протягиваются вдоль впадины узкой полосой субширотного направления (азимут падения около 360° , угол падения $10-20^{\circ}$), часто выходя на дневную поверхность в скальных обнажениях по берегам р. Нарына. Как и в Иссык-Кульской впадине здесь палеоген-неогеновый комплекс красноцветных пород неоднороден и по литологическим признакам расчленяется на ряд толщ.

Б.С. Соколов (1949), впервые охарактеризовавший третичные отложения Нарынской впадины, выделяет два красноцветных комплекса. По его данным, в составе нижнего комплекса участвуют древние красноцветные образования в виде элювия, а также осадки, представленные яркими пятнистыми красно-фиолетовыми глинами и бело-розовыми известняками. Они залегают на поверхности древней денудации, а от верхнего красноцветного комплекса отделены размывом. Их возраст определялся как мел - нижний палеоген. В настоящее время эти красноцветные образования относят (Турбин и др., 1972; Благовидов, 1978; и др.) к коктурпакской свите, мощ-

ность которой не превышает первых десятков метров.

Верхний красноцветный комплекс (по Соколову, 1949) расчленяется на три толщи (снизу вверх).

Мощность, м

1. Толща красноцветных и лилово-сиреневых конгломератов с хорошо окатанной галькой, содержащих прослой песчаников 90-160
 2. Толща лилово-красных кварцевых песчаников с многочисленными карбонатными стяжениями и прослоями огипсованных песков, реже песчаных глин 170
 3. Толща красных и вишнево-красных глин с прослоями тонкозернистых песчаников 175
- Суммарная мощность красноцветных отложений около 500

Несколько иной состав и строение имеют красноцветные отложения в районе г.Нарына на правом берегу одноименной реки.Здесь отчетливо выделяются следующие три толщи (снизу вверх).

Мощность, м

1. Алевролиты красно-коричневые, чередующиеся с мелко- и разнозернистыми песчаниками. Видимая мощность около 5
2. Конгломерато-брекчии мелко- и грубообломочные, красно-бурые, иногда косослоистые. Преобладают обломки темно-серых карбонатных пород и плотных красноцветных песчаников.Конгломерато-брекчии содержат линзы галечно-гравийных и песчано-гравийных паттумов. Размер линз от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Азимут падения пород около 360° , угол падения $10-20^{\circ}$ 40

3. Паттуменная толща коричнево-бурых гравелитов, разнозернистых песчаников и глинистых пород, сложно перемежающихся между собой. Азимут падения 30° , угол падения до 30° 40-50

В западном направлении в верхней части средней толщ количество прослоев и линз песчаников заметно возрастает, а мощность толщ увеличивается до 70 м. Изменяется и верхняя толща. Гравелиты присутствуют в виде отдельных тел, а основную массу пород составляют розово-бурые песчаники с прослоями красно-коричневых алевролитов, глин, реже мергелей 60

Можно отметить, что все три толщи имеют достаточно четкие (литологические) границы раздела. Кроме того, нижнюю и среднюю толщ разделяет поверхность размыва, а между средней и верхней наблюдается небольшое угловое и азимутальное несогласие.Поверх-

ность разрыва прослеживается и внутри средней толщи. Здесь наблюдается приподнятый блок плотносцементированных мелкогалечно-гравийных образований с относительно хорошо окатанными и уплотненными гальками темноцветных и розовых пород. Плоскость скольжения обнажается на высоту до 2 м и протяженность около 10 м (азимут простирания разлома 260° , угол скола 70°). В обнажении она хорошо отпрепарирована, с отшлифованным зеркалом и бороздами скольжения. На породы этого блока с хорошо выраженной эрозионной поверхностью ложатся менее крепкие разногалечные конгломерато-брекчии, но без какого-либо видимого углового или азимутального несогласия.

К востоку и западу от охарактеризованного района состав и строение красноцветного комплекса Нарынской впадины заметно меняется. В восточных районах он представлен грубообломочной патумной толщей красноцветных конгломератов.

На междуречье Ортонара и Башнура эта толща внешне и по составу слагающих пород напоминает разрез подобных отложений в районе Джеты-Отгуз. Она также представляет собой конгломерато-брекчиевые образования с глинисто-песчано-гравийным матриксом. Но в отличие от первой в составе красноцветной толщи на правом берегу р. Башнура преобладают угловатые и слабоокатанные обломки терригенных пород размером от нескольких сантиметров до 20. В нижней половине разреза присутствуют отдельные валуны до 0,5 м. Вверх по разрезу размер и количество их заметно увеличивается. Появляются глыбы до 3 м в поперечнике. Валуны и глыбы состоят большей частью из светлых кварцевых песчаников, иногда розовых и красноцветных. Среди них отмечаются крепкие сливные, либо известковистые (сухаристые) разновидности от мелко- до грубозернистых. Встречаются гравелиты аркозового состава, иногда мелкогалечные конгломераты. Среди обломков меньших размеров много черных фтанитов и темно-серых мелкокристаллических базальтоидов. Состав толщи, особенно ее верхней части, меняется и по простиранию. Количество валуно-глыбового материала в западном направлении резко сокращается и на правом борту р. Ортонара они присутствуют в единичных случаях. Мощность красноцветной конгломератовой толщи в долине р. Башнура, по данным С.С. Шульда (1948), составляет 300 м.

В крайних западных районах области, но уже в долине р.Ала-Бука (левый приток р.Нарына) строение красноцветного комплекса совсем иное. Здесь он представляет собой относительно хорошо (литологически) стратифицированную толщу, в составе которой можно выделить не только крупные подразделения, но и отдельные пласты и пачки.

На правом берегу р.Кашкасу – правый приток р.Ала-Бука, вдоль западных отрогов горы Акташ, красноцветный комплекс несогласно залегает на сильно перемятых известняках карбона и имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломераты мелкогалечные светлые, белесовато-серые, сложены главным образом хорошо окатанной галькой кварца (1,5–5 см). В большом количестве присутствуют обломки нижележащих карбонатных пород, редко фтанитов. Количество фтанитов и галек размером до 20 см в нижней части пласта несколько больше, чем в верхней. По простиранию мощность пласта меняется от 3 до 5 м.

2. Песчаники, чередующиеся с прослоями и линзами гравелитов. Породы светлые, белесоватые, темно-серые. Залегают на конгломератах нижнего пласта (иногда с поверхностью размыва) через слабосцементированные мелкозернистые кварцевые песчаники типа беликов (0,7 м). Среди песчаников отмечаются сухаристые, нередко пятнисто-полосчатые (за счет красновато-фиолетовых оттенков) разновидности. Гравелиты часто содержат в виде примеси мелкогалечный материал из темноцветных пород. Мощность прослоев и линз от нескольких сантиметров до 0,05 м 5

3. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты светлых и розовато-красных тонов представляют собой продукт размыва пород нижележащих пачек. В матриксе много "беликового" материала... 3–5

4. Песчаники кирпично-красные, сухаристые, относительно слабосцементированные. В верхней части полосчатые за счет фиолетовых оттенков, тонкопараллельные (1–3 мм) 1–2

5. Алевролиты фиолетово-красные, коричневые с тонкой (1–5 мм) плитчатой и мелкощебенчатой отдельностью. Содержат прослой и линзы (от нескольких сантиметров до 0,5 м) мелкозернистых светло-коричневых песчаников. Азимут падения 310° , угол падения 30° до 6

6. Гравелиты кварцевого, местами аркозового состава, содержат примесь мелкогалечного материала. Породы светлые, красноцветные I
7. Песчаники мелкозернистые красновато-розовые с тонкой (до 5-7 мм) плитчатой отдельностью. По составу близки к аркозовым. Азимут падения 290° , угол около 60° 0,4
8. Перерыв в обнажении 2
9. Алевролиты щебенчатые красноцветные переслаивающиеся с плотными красноцветными и сероцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками. Мощность прослоев от нескольких сантиметров до 0,4 м 5
10. Песчаники красно-коричневые среднезернистые массивные. Азимут падения 290° , угол 40° 0,9
11. Песчаники мелкозернистые, чередующиеся с тонкощебенчатыми алевролитами. Породы красноцветные 2,5
12. Гравелиты, чередующиеся с песчаниками. Породы красно-коричневые плотные. Песчаники от мелко- до грубозернистых, имеют плитчатую отдельность 27
13. Чередование тонко- и толсто плитчатых (до 30 см), мелко- и крупнозернистых розовых песчаников 6
14. Гравелиты серовато-розовые и красноватые, перемежающиеся с кирпично-красными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Гравелиты по составу близки к аркозовым, содержат примесь мелкогалечного материала. В обломках кварц, много темных и светло-серых карбонатных пород. Мощность отдельных пластов в нижней части толщи I-I,5 м, в верхней - увеличивается до 3,5 м I4
15. Песчаники розовые тонко- и толсто плитчатые, мелко- и среднезернистые, перемежающиеся между собой и с прослоями кирпично-красных щебенчатых алевролитов 6
16. Песчаники серовато-розовые, красноватые, мелко- и среднезернистые, толсто плитчатые 2,5
17. Алевролиты красноцветные, щебенчатые, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками 2
18. Перерыв в обнажении 4
19. Конгломераты мелкогалечные (1,5-2 см) с гравийным матриксом по составу близким к аркозовому. Вверх по разрезу постепенно переходят в грубо-, а затем в среднезернистые песчаники. Последние крепко сцементированные, толсто плитчатые. Иногда на поверхности напластования отмечаются волноприбойные знаки и тре-

щины усыхания с пентагонами до 5 см. В целом породы розовато-красные с азимутом падения 280° и углом 10° . Видимая мощность 1,5 м.

20. Гравелиты с обломками нижележащих красноцветов ... 0,2
 21. Песчаники розовые тонко- и толстоплитчатые, нередко косослоистые чередуются с щебенчатыми алевролитами до 5
 22. Песчано-гравелитские паттумы с линзами (0,5 м) мелкогалечных конгломератов 4
 23. Гравийно-конгломератовые паттумы розовые с галькой 1-3 см, редко до 7 см. В обломках преобладают известняки, кварц, в гравийной фракции - кварц 2,5
 24. Гравелиты с мелкогалечным материалом 2
 25. Песчаники от мелко- до грубозернистых, плотные, массивные, плитчатые. Иногда отмечается параллельная слоистость. По цвету от темных красно-коричневых до светло-серых розовых. Преобладают красные тона. В самой верхней части пачки наблюдается прослой (20 см) голубовато-серых карбонатных пород 13,5
 26. Гравелиты и грубозернистые песчаники кварцевые, порой аркозовые, косослоистые с толстоплитчатой отдельностью . . . 9
 27. Песчано-гравийные паттумы красно-розовые содержат единичные прослои голубовато-серых карбонатных пород (до 0,5 м) и фиолетово-красных загипсованных алевролитов (до 1,5 м) . . . 25
 28. Конгломераты красновато-розовые с галькой в 3-5 см. Преобладают обломки серых известняков 4
 29. Паттумная толща совершенно несортированных песчано-гравийно-конгломератовых образований. Преобладают обломки 3-7 см, единичные 10-15 см. Среди них доминируют карбонаты, кварц и кремнистые породы. Присутствуют обломки серых песчаников . . . 7,5
- Суммарная мощность разреза составляет 170,5 м. Выше согласно залегает сероцветная толща неогеновых пород.

Иные соотношения красноцветного комплекса с подстилающими образованиями устанавливаются на левобережье р.Ала-Бука. Здесь красноцветные отложения залегают не на карбонатных толщах, как это имеет место в долине р.Кашкасу, а с размывом ложатся на интрузивные породы. Как и в первом случае, в основании комплекса находится пачка базальных конгломератов, содержащих обломки древних карбонатных пород, но в отличие от "акташских" иного состава и строения. Их взаимоотношение прослеживается в долине

р.Макмал – левого притока р.Ала-Бука,вдоль южного склона хр.Чаарташ, сложенного гранитами.

В районе перевала Аирташ на крупнокристаллических (5–7 мм) розовых гранитах залегает красноцветная конгломератовая толща, в составе которой выделяются следующие пачки (сверху вниз).

Мощность, м

1. Гравелиты светло-розовые, по составу близкие к дресве гранитов. От гранитов их отделяет задернованный участок в 1,5 м. Видимая мощность 0,3

2. Конгломераты розово-серые с хорошо окатанной и относительно сортированной по размеру (3–7 см) галькой. В отдельных случаях до 20 см. Среди обломков преобладают (до 80%) серые известняки, встречаются розовые и серые кремнистые породы, а также мелкозернистые песчаники. Насыщенность галькой составляет около 50 %, в верхней части несколько меньше (до 40 %). Матриком служит мелкогалечно (1–2 см)-гравийно-песчаный материал. В гравийной фракции доминируют зерна кварца. В нижней части пласта состав матрикса ближе к аркозовому 2

3. Песчано-гравийные породы светло-серые, розоватые с грубой кривой слоистостью. По составу обломков кварцевые, либо полевошпато-кварцевые, аркозовые. Породы слабо насыщены (до 5 %) мелкой (1–3 см) хорошо окатанной галькой. Среди галек преобладают плотные мелкозернистые песчаники и кремнистые породы, в меньшем количестве серые известняки 1–2

4. Конгломераты с хорошо окатанной и относительно сортированной по размеру (3–7 см) галькой. Реже отмечаются обломки 10–15 см, в единичных случаях до 30 см. По составу среди обломков доминируют известняки, кремнистые породы, мелкозернистые розовые песчаники. Иногда встречается кварцевая галька.Насыщенность галькой высокая до 60 %. Матрикс поровый гравийно-песчано-глинистый, по составу аркозовый, либо полевошпатово-кварцевый. .2,5

Охарактеризованная часть разреза выходит на дневную поверхность непосредственно на водоразделе и вдоль южного склона хребта Чаарташ. Вниз по склону хребта и по падению пород в сторону р.Макмал (азимут падения 130°, угол 20°) состав, строение и мощность выделенных пачек заметно меняются. Так, конгломераты из 2-й пачки становятся менее насыщенными галькой (до 30 %), совершенно несортированными по размеру, смешанного состава. Кососло-

истые породы из 3-й пачки становятся коричнево-красными, а их мощность сокращается порой до 30 см. В юго-восточном направлении они замещаются либо плитчатыми крепко сцементированными грубозернистыми песчаниками, либо конгломератами. Мощность 4-й пачки, напротив, увеличивается до 5 м. Несколько уменьшается насыщенность конгломератов галькой, породы приобретают пластовую отдельность (до 0,5 м) с линзами песчано-гравийного материала. Цвет изменяется на кирпично-красный.

Продолжение красноцветного разреза наблюдалось у подножия южного крутого склона хр. Чарташ в глубоком сае напротив перевала Аирташ.

5. Песчаники кирпично-красные мелкозернистые, сильно перемятые с крупной (5-10 см) комковатой отдельностью. Они насыщены гравийным материалом и единичными гальками (до 3 см) серых известняков. Мощность пласта в направлении перевал Аирташ - р. Макмал меняется от I до 3 м. Среди песчаников появляются пласты и линзы мелкогалечных конгломератов.

6. Конгломератовые паттумы кирпично-красные с хорошо окатанной, но совершенно несортированной по размерности галькой. Преобладающий размер обломков от I-5 до 10-15 см, реже 20-30 см, в отдельных случаях до 40 см. Насыщенность галькой неоднородна. Состав галек смешанный, однако незначительно преобладают карбонаты, среди которых различаются разновидности от тонко- до крупнозернистых известняков. По цвету от розовых и белесоватых до серых и темных. Встречаются обломки мелкозернистых крепко сцементированных вишнево-розовых песчаников, отдельные мелкие гальки кварца. Нередко конгломераты имеют пластовую отдельность (до I м). Мощность меняется от 5 до 10 м.

Охарактеризованная часть красноцветного комплекса с небольшим угловым и азимутальным несогласием в долине р. Макмал перекрывается сероцветно-палеовой толщей неогеновых пород (азимут падения $90-100^{\circ}$, угол от 15 до 35°).

Изложенные данные позволяют заключить, что палеоген-неогеновый красноцветный комплекс Нарынской впадины по многим параметрам напоминает аналогичные отложения Исык-Кульской впадины. Во-первых, это образования одновозрастные. Во-вторых, их накоплению также предшествовал этап формирования элювиального покрова. В-третьих, поверхности размыва и несогласия внутри красно-

цветных толщ, как и в Иссык-Кульской впадине, указывают на сложную тектоническую обстановку во время их образования. В Нарынской впадине, как и в первом случае, палеоген-неогеновый красноцветный комплекс имеет сложное внутреннее строение, по составу слагающих пород резко неоднороден и существенно видоизменяется в субширотном направлении.

Однако, наряду с этими общими чертами сходства красноцветным отложениям Нарынской впадины свойственны некоторые отличительные признаки. В строении комплекса намечается иная более сложная дифференциация обломочного материала как в вертикальном, так и в латеральном направлении. В центральных областях впадины (в основании комплекса) находятся элювиальные образования, глинистые и карбонатные пороцы, которые вверх по разрезу последовательно сменяются конгломератовой, песчаниковой и песчано-глинистой толщами. В крайних же ее частях картина меняется. В западных районах разрез начинается горизонтом базальных конгломератов, сложенных обломками подстилающих пород. На востоке впадины палеоген-неогеновый комплекс вообще представлен единой толщей красноцветных конгломератов. Существенно отличается и мощность комплекса отложений Нарынской впадины. Она в несколько раз меньше, чем в Иссык-Кульской.

Аналогичные черты сходства красноцветного комплекса прослеживаются и в пределах Атбаши-Каракожнской впадины, расположенной южнее Нарынской. В современном рельефе пороцы красноцветного комплекса Атбаши-Каракожнской впадины образуют сравнительно невысокие, параллельно ориентированные между собой многочисленные гряды, вытянутые поперек впадины с азимутом простирания 330° . Однако какой-либо связи этих морфоструктур с элементами залегания красноцветных пород проследить трудно. Площади максимального развития палеоген-неогеновых красноцветных отложений тяготеют к южным склонам хр. Байбиче-Тоо. Они образуют пологую антиклинальную складку с разрушенной сводовой частью, осложненную и разбитую многочисленными разрывными нарушениями на отдельные тектонические блоки.

Самые низы разреза красноцветного комплекса обнажены в северном ее крыле на правом берегу р. Ат-Баши в 10 км ниже устья впадающей в нее р. Кара-Кожн (рис. 3). Здесь среди светло-розовых полосчатых "яшмовидных" доломитов залегают пятнистые серо-

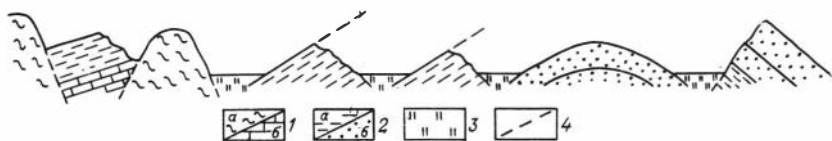


Рис. 3. Схема размещения обнажений палеоген-неогеновых красноцветных отложений на правом берегу р.Ат-Баши.

I – отложения карбона: а – доломиты, б – известняки; 2 – палеоген-неогеновые красноцветные отложения: а – глинистые породы с прослоями песчаников, б – алевролиты и песчаники; 3 – четвертичные отложения; 4 – разрывные нарушения

вато-красноцветные монолитные известняки. В обнажении они слабают отдельные пласты мощностью 0,2–0,5 м, падающие на север-северо-восток под углом 10° . Суммарная их мощность достигает 20 м. В верхней части известняки постепенно разрушаются, становятся рыхлыми. Результаты химического анализа показали, что в выветрелых породах содержание CaO уменьшилось на 4 %, SiO_2 увеличилось на 3 %, а количество Al_2O_3 возросло почти в два раза.

Выше по разрезу на карбонатные породы согласно ложится мощная толща (30–50 м) засоленных и заглисованных буро-красноцветных глинистых образований. В западном направлении в глинах появляются прослой и линзы коричневых среднезернистых огипсованных песчаников мощностью от 0,1–0,5 до 1 м. Песчаники выступают в виде отдельных гребней, подчеркивая общие элементы залегания пород (азимут падения 20° , угол падения 12°). В другом тектоническом блоке, расположенном в 1 км выше по течению р.Ат-Баши, среди глинистых пород обнажена внутренняя сводовая часть складки. Она сложена серовато-коричневыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, представляющими собой крепко сцементированные, нередко толстоплитчатые образования с постепенными взаимопереходами. Видимая их мощность 15 м.

На левобережье р.Кара-Кожн в составе красноцветного комплекса появляются грубообломочные отложения, мощность которых непостоянна и варьирует в значительных пределах. Е.И.Карпович и В.А.Колесников, проводившие здесь исследования в начале семидесятых годов, почти повсеместно прослеживают горизонт красноцветных конгломератов от 15 до 100 м.

Вслед за конгломератами выше по разрезу, как и в Нарынской впадине, следует толща, представленная разнообразными песчаниками, алевролитами, глинами, реже карбонатными породами. Однако в отличие от ранее приведенных примеров, в верхней части красноцветного комплекса Атбаша-Каракоюнской впадины тонкообломочные породы развиты гораздо шире. Среди песчаников преобладают мелкозернистые разновидности, с относительно хорошо окатанными обломками. В цементирующей массе, как правило, в том или ином количестве присутствует карбонатный материал. Песчаники слагают пласты и пачки до 2 м мощности. В алевролитовых песчаниках наблюдается тонкая косая слоистость, по классификации А.В.Хабакова (1951) относящаяся к наземным периодическим потокам. Для пачек, сложенных такими породами, характерна плоская горизонтальность границ, разделяющих отдельные пропластки с косою слоистостью, которые располагаются друг над другом, образуя небольшие плоскопараллельные серии.

Заметно увеличивается роль алевролитов и разнообразных глинистых пород. В разрезе они встречаются в виде отдельных линз и пластов мощностью 1,5-2 м, чередуясь с песчаниками, либо образуя порой отдельные толщи до 10 м и более. Особенностью этих пород служит заметная их засоленность, часто крупнощебенчатая отдельность. Грубообломочные породы типа мелкогалечных конгломератов и гравелитов, как и карбонатные породы, слагают незначительные отдельные линзы и пласты, залегающие среди песчаников, алевролитов и глин.

Заключение

Обобщая изложенные данные по континентальным красноцветным формациям паттумного типа межгорных впадин Тянь-Шаня, необходимо подчеркнуть некоторые наиболее существенные моменты.

I. Континентальные красноцветные формации паттумного типа достаточно широко распространены среди кайнозойских отложений Тянь-Шаня, но обнаруживают известную приуроченность лишь к северо-восточным его областям. Вероятно, такое совпадение не случайно и связано с тектоническими движениями особого, нового типа, проявившимися в послемеловое время в областях молодого горообразования (эпиplatformенного орогенеза).

2. В кайнозойской истории развития Северного и Внутреннего Тянь-Шаня рассмотренные формации характеризуют крупный самостоятельный этап красноцветной седиментации, которому присущи некоторые специфические черты. Ему предшествовали спокойный тектонический режим, наличие пенеплена и формирование древнего элювиального покрова.

3. Изложенный фактический материал о паттумных красноцветных формациях межгорных впадин Тянь-Шаня позволяет теперь обсудить возможную их интерпретацию.

В литературе нередко встречается суждение о том, что в кайнозойе на большей части территории Северо-Восточной Киргизии располагалась единая обширная депрессия. Начало же развития существующих в настоящее время прогибов и поднятий имело место только в верхнем плиоцене и дальнейшее их формирование связано с продолжающимся воздыманием периферических частей возникших впадин и превращением их в области горного обрамления. Приведенные в работе данные по конкретным разрезам красноцветных толщ Иссык-Кульской, Нарынской и Атабаши-Каракожинской впадин заставляют оценить такой факт несколько иначе. Выявленные индивидуальные особенности состава и строения паттумных красноцветных формаций каждой из названных впадин можно рассматривать как выражение зависимости их пространственного положения и дифференциации тектонической активности различных областей Северо-Восточной Киргизии. Иными словами в палеоген-миоценовое время рассматриваемая территория не могла представлять собой целостный и неделимый бассейн седиментации. При достаточно большой продолжительности процесса паттумного красноцветного осадконакопления, охватывающего площадь в несколько тысяч квадратных километров, тектонические движения и деформации не могли оставаться неизменными. Они непременно менялись по величине, по направлению, по месту приложения, что в конечном счете нашло свое материальное отражение в основных чертах паттумных красноцветных формаций.

Перечисленные основные моменты по составу и строению паттумных красноцветных формаций прослеживаются почти во всех межгорных впадинах, расположенных в разных областях изученного региона и поэтому они не могут не учитываться при рассмотрении истории развития кайнозойских прогибов и поднятий, при стратиграфическом расчленении палеоген-неогеновых толщ, а также при решении других принципиальных вопросов общей проблемы геологии кайнозоя.

Литература

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. 2, Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958, с. 5-16.

Благовидов В.В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.

Буш В.А., Вонгаз Л.Б., Кравченко К.Н. и др. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня. - Геотектоника, 1970, № 6, с. 42-54.

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 ун-та, 1964, с. 109-112.

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.

Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973. 119 с.

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., 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.

Климова Л.Т. Описание разрезов мезо- и кайнозойских отложений Ферганской и Иссык-Кульской впадин. - В кн.: Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М.: Наука, 1965, с. 17-36.

Королев В.Г. Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. - Тр. Ин-та геол. Вып. 7. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1956, с. 87-94.

Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. 25. КиргССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972, с. 249-271.

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.

Несмеянов С.А., Марков В.И. Схема корреляции верхнетретичных моласс Тянь-Шаня. - В кн.: Пятая научная отчетная конференция геологического факультета (тез. докл.). М.: Изд-во ун-та, 1970, с. 12-15.

Параев В.В. Континентальные красноцветные формации "паттунного" типа (на примере палеоген-неогеновых красноцветных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня). - В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 36-41.

Петрушевский Б.А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. - Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1948, т. 23, вып. I, с. 53-91.

Петрушевский Б.А. О подразделении континентальной третичной толщи Тянь-Шаня. - Докл. АН СССР, 1950, т. 75, № 2, с. 271-274.

Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979. 120 с.

Соколов Б.С. К стратиграфии третичных и древнечетвертичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань). - Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 4, с. 681-684.

Туголосов Д.А., Яншин А.Л. Неотектонические впадины. - В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 321-343.

Турбин Л.И., Александрова Н.В., Конюхов А.Г. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии. - В кн.: Геология СССР. Т. 25. КиргССР. Кн. I. М.: Недра, 1972, с. 256-268.

Хабаров А.В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. - Природа, 1951, № 4, с. 38-44.

Чеция 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. 26-52.

Шульд С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ, 1948. 222 с.

Шульд С.С. Третичные отложения Северной Киргизии. - В кн.: Геология СССР. Т. 25. КиргССР. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 490-524.

Язовский В.М. Схема стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Северной Киргизии. - В кн.: Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979, с. 3-16.

КРАСНОЦВЕТНЫЕ КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
АТБАШИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В последнее время красноцветные кайнозойские отложения межгорных впадин Тянь-Шаня выделяют как особый комплекс грубо-обломочных паттумных отложений, имеющих свои особенности состава и строения и представленный ассоциацией конгломератов, брекчий, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин. Общие особенности этого комплекса обсуждались во многих работах (Петрушевский, 1948; Шульц, 1948; Соколов, 1949; Попов, 1954; Вертунов, 1964, 1966; Мезозойско-кайнозойские..., 1965; Ибрагимов и Турдукулов, 1966; Турбин и др., 1972; Параев, 1981). Несмотря на относительно хорошую изученность кайнозойских отложений в целом, особенности строения и состава красноцветных толщ отдельных межгорных впадин Тянь-Шаня освещены пока недостаточно. В настоящей статье будут рассмотрены состав и строение красноцветных образований Атбашинской впадины.

Атбашинская межгорная впадина расположена в Центральном Тянь-Шане и имеет вытянутую асимметричную форму, простираясь с юго-запада на северо-восток. Она отделена на северо-востоке и севере от Нарынской впадины цепью хребтов и поднятий: Байбичетау, Каратау, Нарынтау, Аламшик; а на юге Атбашинским хребтом от Чатыркель-Аксайской впадины. Горное обрамление сложено сильно дислоцированными палеозойскими карбонатными, терригенными, в меньшей степени метаморфическими, интрузивными и эффузивными породами (Мишина, 1965). Атбашинская впадина в палеогене и неогене принадлежала более крупной единой Центрально-Тяньшаньской впадине и лишь в четвертичном периоде, после поднятия гор Байбичетау, Каратау и Аламшик, начала развиваться самостоятельно (Крестников, 1961; Крестников, Рейснер, 1960; Мишина, 1964, 1965). Выполнена Атбашинская впадина палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью 2000-3000 м (Петрушевский, 1948; Мишина, 1965).

Красноцветная толща занимает нижнюю часть палеоген-неоген-четвертичных отложений. Ее выходы приурочены в основном к южным склонам гор Байбичетау, Каратау и Аламшик. В других районах она скрыта под более молодыми сероцветными и пестроцветными отложе-

ниями. Различные авторы по-разному расчленяют эту толщу: Б.А. Петрушевский (1948) выделяет ее в единую красноцветную свиту, С.С. Шульд (1948) относит к киргизскому красноцветному комплексу. А.В. Мишина (1965) обособляет нижнюю часть толщи в коктурпакскую свиту, а верхнюю включает в состав кызылбулакской свиты. В настоящее время принято расчленять красноцветную толщу на коктурпакскую и киргизскую свиты (Турбин и др., 1972). Общая мощность толщи колеблется от 50 до 300 м (Турбин и др., 1972). Фаунистических остатков в ней не найдено и возраст определяется по аналогии с красноцветными отложениями других межгорных впадин, как олигоцен-миоценовый (Петрушевский, 1948; Шульд, 1948; Турбин и др., 1972).

Наиболее полные разрезы красноцветной толщи были изучены нами в нижнем течении р. Ат-Баши. Она обнажается в южном крыле антиклинальной складки. Наиболее мощный непрерывный разрез наблюдается в одном из обнажений на правом берегу р. Ат-Баши в 4 км ниже устья р. Кара-Колн. Красноцветная толща по литологическим признакам расчленяется на три части: нижнюю, среднюю, верхнюю. Их послонная характеристика следующая.

Нижняя часть.

Мощность, м

1. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, красно-бурые, массивные, плотные, нередко толстоплитчатые... 15

2. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, с белыми соляными выцветами на выветрелой поверхности 10

3. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, с желвачковой отдельностью, с прослоями песчаника (0,2-0,5 м) коричневого, буровато-серого, средне-, крупнозернистого, плотного, с кривой и линзовидной слоистостью и линзами (0,2-0,3 м) красно-бурого, коричневого, неяснослоистого паттума 7,5

Мощность нижней части красноцветной толщи 32,5

Средняя часть.

Мощность, м

1. Песчаник красно-бурый, коричневый, средне- и крупнозернистый, плотный, с кривой и линзовидной слоистостью, с прослоями паттума (0,3-0,5 м) коричневого, красно-бурого неяснослоистого и линзами (0,1-0,2 м) буровато-коричневого мелкообломочного гравелита и красно-коричневых неслоистых алевролит-карбонатно-гли-

- нистых пород. На выветрелой поверхности белне соляные выцветы 7
2. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, с прослоями (0,5-0,7 м) коричневых, буровато-коричневых, серых, средне-, крупнозернистых, косослоистых песчаников и буровато-коричневых, неяснослоистых паттумов. На выветрелой поверхности белне соляные выцветы 60
3. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные переслаиваются с коричневыми, серыми, бурными, средне-, крупнозернистыми, с косою и линзовидной слоистостью песчаниками, содержащих линзы (0,1-0,3 м) серых мелкообломочных гравелитов и красно-бурных, коричневых неяснослоистых паттумов. На выветрелой поверхности белне соляные выцветы 10
4. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, красно-бурные, массивные, плотные. Многочисленные соляные выцветы на выветрелой поверхности 2,5
 Мощность средней части красноцветной толщи 79,5
 Верхняя часть. Мощность, м
1. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные переслаиваются с серыми, буровато-серыми, коричневыми, средне-, крупнозернистыми косослоистыми песчаниками и буровато-коричневыми, неяснослоистыми паттумами. Мощность слоев колеблется от 0,2 до 1 м. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль песчаников и паттумов. Они содержат линзы (0,1-0,3 м) серых мелкообломочных неяснослоистых гравелитов 16
2. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, с редкими прослоями (0,2-0,3 м) буровато-серых, серых, зеленовато-серых косослоистых, мелко-, среднезернистых песчаников и коричневых, буровато-серых, неяснослоистых паттумов 8
3. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, переслаиваются с буровато-серыми, серыми, зеленовато-серыми, косослоистыми, мелко-, среднезернистыми песчаниками и коричневыми, буровато-серыми, неяснослоистыми паттумами. Средняя мощность слоев 0,5-0,6 м 15
4. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, переслаиваются с буровато-серыми, серыми, зеленовато-серыми, мелко-, среднезернистыми, косослоистыми песча-

нигами и коричневыми, бурями, неяснослоистыми паттумами. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 1 м. В начале преобладают алевролит-карбонатно-глинистые породы с редкими прослоями (0,1-0,3 м) песчаников и паттумов, затем роль песчаников и паттумов увеличивается и в конце они преобладают над алевролит-карбонатно-глинистыми породами. Песчаники и паттумы содержат линзы (0,1-0,3 м) серых, зеленовато-серых, косослоистых, крупнозернистых песчаников и буровато-серых, мелкообломочных гравелитов. Для алевролит-карбонатно-глинистых пород отмечается желвачковая отдельность 34

5. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, переслаиваются с серыми, зеленовато-серыми, бурями, косослоистыми, мелко-, среднезернистыми песчаниками и буровато-серыми, неяснослоистыми паттумами. Вначале преобладают алевролит-карбонатно-глинистые породы с незначительными прослоями (0,1-0,3 м) песчаников и паттумов, затем постепенно роль последних возрастает, а в конце они преобладают, алевролит-карбонатно-глинистые породы присутствуют лишь в виде небольших прослоев (0,2-0,3 м). Песчаники и паттумы содержат линзы (0,1-0,2 м) серых, зеленовато-серых, косослоистых, крупнозернистых песчаников и мелкообломочных гравелитов 26

6. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, массивные, плотные, с редкими прослоями (0,3-0,5 м) буровато-серых, серых, косослоистых, крупнозернистых алевролитов, мелко-, среднезернистых песчаников и бурных, неяснослоистых паттумов..27

Мощность верхней части 126

Общая мощность красноцветной толщи 238

Как видно из приведенной характеристики, нижняя часть красноцветной толщи отличается от средней и верхней тем, что она сложена алевролит-карбонатно-глинистыми породами с редкими прослоями песчаников и паттумов. Для нижней и средней части характерны белые соляные выцветы на выветрелой поверхности, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Верхняя часть отличается закономерным переслаиванием алевролит-карбонатно-глинистых пород с песчаниками, алевролитами и паттумами. В целом отмечается увеличение вверх по разрезу прослоев алевролитов, песчаников, паттумов, возрастает карбонатность пород.

На красноцветной толще согласно залегают пестроцветные отложения, в которых преобладают серые, зеленовато-серые песчаники и паттумы с небольшими (0,3–0,5 м) прослоями алевролит-карбонатно-глинистых пород. Постепенное увеличение роли карбонатного материала приводит к смене красно-коричневых алевролит-карбонатно-глинистых пород коричневыми, светло-коричневыми алевролит-глинисто-карбонатными породами.

В северо-восточном направлении характер строения красноцветной толщи заметно меняется: уменьшается мощность как самой толщи в целом, так и отдельных ее частей, заметно уменьшается доля грубозернистых пород (гравелитов, песчаников, паттумов), появляются прослой гипса, увеличивается роль алевролит-карбонатно-глинистых пород. Так, в южном склоне поднятия Аламшик, в районе 359 км шоссе Нарын – Ат-Баши, красноцветная толща имеет следующее строение.

Нижняя часть.

Мощность, м

I. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, рыхлые, неслоистые. На выветрелой поверхности небольшое количество белых соляных выцветов 12

2. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, рыхлые, неслоистые. На выветрелой поверхности белые соляные выцветы 30

Мощность нижней части красноцветной толщи 42

Средняя часть.

I. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, рыхлые, неслоистые, переслаиваются с красно-коричневым, коричневым, плотным, косослоистым, крупнозернистым алевролитом. На выветрелой поверхности белые соляные выцветы 17

2. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, красно-бурые, рыхлые, неслоистые. На выветрелой поверхности белые соляные выцветы 13

3. Алевролиты коричневые, бурые, крупнозернистые, плотные, с косою слоистостью 2

Мощность средней части красноцветной толщи 32

Верхняя часть.

I. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-коричневые, красно-бурые, рыхлые, неслоистые. На выветрелой поверхности многочисленные обломки беловато-серого гипса 50

2. Алевролит-карбонатно-глинистые породы красно-бурые, рыхлые, неслоистые, с прожилками и трещинами (5-20 см), заполненными белым и серым гипсом. Многочисленные обломки гипса на выветрелой поверхности	3,5
Мощность верхней части	53
Общая мощность красноцветной толщи	127,5

Как видно из приведенной характеристики, нижняя часть целиком сложена красно-коричневыми алевролит-карбонатно-глинистыми породами, вверх по разрезу увеличивается количество белых соляных выцветов на выветрелой поверхности. В средней части наблюдается чередование алевролит-карбонатно-глинистых пород с крупнозернистыми алевролитами. В верхней части отмечается гипс в прожилках, трещинах и в виде обломков на выветрелой поверхности. В целом также прослеживается постепенное увеличение карбонатности пород снизу вверх.

На красно-коричневых алевролит-карбонатно-глинистых породах согласно лежат коричневые, светло-коричневые рыхлые, неслоистые алевролит-глинисто-карбонатные породы.

При петрографическом изучении пород, участвующих в образовании красноцветной толщи Аташтинской впадины (гравелиты, песчаники, паттумы, алевролиты, алевролит-карбонатно-глинистые образования), выявлены следующие их особенности.

Гравелиты плохо отсортированные с обломками от 2 мм до 2 см, различной окатанности. В составе преобладают кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, обломки кварцитов, сланцев, реже гранитоидов и известняков. Матриksom служит красно-бурый, красно-коричневый, коричневый песчано-глинистый материал.

Среди песчаников различаются мелко-, средне-, крупнозернистые разновидности с косой и линзовидной слоистостью, плохо отсортированные. Состав песчаников: кварц 25-50%, калиевый полевой шпат (ортоклаз, реже микроклин) 10-30 %, плагиоклаз (в основном кислого состава) 5-15 %, зерна кварцитов, сланцев 5-25 %. Присутствуют в небольших количествах слюда, известняк, рудный минерал. Цемент железисто-глинисто-карбонатный, тип цемента базальный или заполнения пор, цвет красно-коричневый, коричневый.

Паттумы в основном мелкообломочные (до 1 см), зерна различной окатанности. Состав паттумов: кварц 25-40 %, калиевый полевой шпат (ортоклаз, реже микроклин) 10-20 %, плагиоклаз кислого

состава 5–10 %, зерна кварцита, кварцевых сланцев, гранитоидов 20–30 %. Присутствуют в небольших количествах зерна известняка, слюды и рудного минерала. Порода сцементирована красновато-коричневым, красно-бурным алевролит-карбонатно-глинистым материалом.

Алевролиты, как правило, хорошо отсортированы, зерна плохо окатаны, их размеры колеблются от 0,01 до 0,1 мм. Среди алевролитовых зерен резко доминирует кварц (70–80 %), калиевый полевой шпат составляет 5–10 %, плагиоклаз 5 %, редко встречаются слюда, частицы кварцитов, сланцев, известняка и рудного минерала. Цемент карбонатно-глинистый, коричневого цвета, тип базальный.

Алевролит-карбонатно-глинистые породы обычно массивные, плотные. Содержат: алевритового материала от 10 до 25 % всей породы, карбонатного – от 15 до 35 %, глинистого – от 40 до 65 %. Красно-коричневый цвет обусловлен содержанием в глинистом материале окислов и гидроксидов железа.

Сравнивая вышеописанные разрезы красноцветной толщи Аташинской впадины, отметим, что они в целом сходны друг с другом. Красно-коричневые, красно-бурые алевролит-карбонатно-глинистые породы составляют значительную часть этих разрезов. В составе алевролитов, песчаников, паттумов и гравелитов преобладает кварц, присутствуют калиевый полевой шпат (ортоклаз, реже микроклин), плагиоклаз кислого состава, зерна кварцитов, сланцев, рудного минерала. По данным химического анализа в алевролит-карбонатно-глинистых породах содержится примерно одинаковое количество Na_2O , K_2O , FeO , Fe_2O_3 , CaO . Отмечаются общие закономерности: вверх по разрезу увеличивается процентное содержание FeO и CaO , уменьшается роль Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , SiO_2 , Al_2O_3 и увеличивается карбонатность пород. На выветрелой поверхности пород нижней и средней части красноцветной толщи как в первом, так и во втором разрезах наблюдаются белые соляные выцветы, количество которых возрастает в средней части.

Однако, несмотря на большое сходство, разрезы имеют и некоторые различия. В первом разрезе породы более грубозернисты, количество прослоев алевролитов, песчаников, паттумов и гравелитов увеличивается при прослеживании снизу вверх и также меняется цемент этих пород от железисто-глинисто-карбонатного до карбонатного. Грубозернистые породы составляют 1/3 этого разреза

Песчаники имеют косую и линзовидную слоистость, паттумы неясно-слоистые, алевролит-карбонатно-глинистые породы массивные, не-слоистые. Для верхней части характерно закономерное переслаивание алевролит-карбонатно-глинистых пород с алевролитами, песчаниками и паттумами.

В разрезах северо-восточной части Атабашинской впадины отсутствуют грубозернистые породы, лишь только в средней части наблюдаются прослой крупнозернистого косослоистого алевролита и составляют незначительную ее долю. Существенно отличается и их состав. Кварц составляет лишь 50-65%, калиевый полевой шпат (ортотлаз, реже микроклин) 10-15 %, плагиоклаз 10 %, зерна кварцитов, сланцев 10 %, рудный минерал 5 %. Породы сцементированы железисто-глинисто-карбонатным веществом. Верхняя и нижняя части разреза полностью сложены алевролит-карбонатно-глинистыми породами. В верхней части в них содержатся прожилки и трещины, заполненные белым и серовато-белым гипсом, обломки которого наблюдаются на выветрелой поверхности. Алевролит-карбонатно-глинистые породы менее крепкие. Содержание алевролитового материала 5-30%, карбонатного 15-40 %, глинистого 30-80 %.

Вышеописанные красноцветные отложения накапливались в пределах юго-восточной окраинной части единой Центрально-Тяньшаньской впадины (Крестников, 1961; Крестников, Рейснер, 1960). Снос обломочного материала шел главным образом с поднятия, располагавшегося на месте современного Атабашинского хребта. Вдоль поднятия находилась широкая предгорная равнина, образованная слившимися конусами выноса. В дальних частях конуса выноса, где пониженные участки чередуются с руслами временных потоков, образуются алевролит-карбонатно-глинистые породы, чередующиеся с косослоистыми песчаниками и паттумами. Красноцветная толща северо-восточного района формировалась в более спокойных обстановках отдаленных периферических областей конусов выноса, в запруженных и заболоченных понижениях с бессточным режимом.

Литература

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 ун-та, 1964, с. 109–112.

Вертунов Л.Н. Фашиальный анализ и некоторые вопросы палеогеографии неогеновой молассовой формации Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Севера Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966, с. 26–36.

Ибрагимов А.Х., Турдукулов А.Т. Третичные отложения межгорных впадин в северной части Киргизской ССР. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Севера Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966, с. 37–68.

Крестников В.Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое (верхний мел-четвертичное время). — Сов.геол., 1961, № 7, с. 68–94.

Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Альпийская тектоника центральной части Тянь-Шаня. — Сов.геол., 1960, № 12, с. 4–21.

Мезозойско-кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадины. М.: Наука, 1965. 260 с.

Мишина А.В. Типы альпийских структурных форм во впадинах Центрального Тянь-Шаня. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1964, № 5, с. 17–23.

Мишина А.В. История формирования структуры западной части Центрального Тянь-Шаня в кайнозое. Автореф. канд. дис. М., 1965. 18 с.

Параев В.В. Континентальные красноцветные формации "паттунного" типа. — В кн.: Эволюция литогенеза в истории земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 36–41.

Петрушевский Б.А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. 23, вып. I, с. 53–91.

Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Кн. I. Ташкент: 1954. 524 с.

Соколов Б.С. К стратиграфии третичных и древнечетвертичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 4, с. 681–684.

Турбин Л.И., Александрова Н.В., Конхов А.Г. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии. — В кн.: Геология СССР, т.25, КиргССР. Кн. I. М.: Недра, 1972, с. 256–268.

Шульд С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 222 с.

А.С.Парасына

ФОСФАТОСОДЕРЖАЩИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХАТАНГСКОЙ ВПАДИНЫ

О наличии фосфатосодержащих пород в верхнеюрских и нижнемеловых морских отложениях Хатангской впадины указывали многие исследователи (Сакс и др., 1959; Сакс и др., 1969; Захаров, Юдовный, 1974). Последние авторы полагали, что нижненекомские отложения перспективны на поиски фосфоритов. Однако изучения фосфатоносности этих отложений ранее не проводилось, а работы, проводимые упомянутыми авторами, в основном имели стратиграфическую направленность.

В настоящей статье рассматриваются особенности строения и вещественного состава фосфатосодержащих образований, их распределения в разрезе верхнеюрских и нижнемеловых морских отложений по р.Боярке (правый приток р.Хеты, впадающей в Хатангский залив).

Хатангская впадина входит в состав Енисейско-Ленского мезозойского прогиба. С севера она ограничена Таймырской складчатой зоной, с юга — Сибирской платформой. К востоку, у устья р.Лены, она сменяется Лено-Анабарской впадиной; на западе переходит в Усть-Енисейскую. Выполняют впадину юрские и меловые отложения (Сакс и др., 1959), залегающие с размывом на подстилающих породах перми и нижнего триаса.

Из древних морских отложений чехла впадины на ее южной окраине вскрываются юрские отложения. Разрез наращивается в северо-западном направлении, где представлены ярусы от оксфордского до готервского. Общая мощность около 300 м.

Автором изучался этот полный разрез в бассейне рек Правой илевой Боярки и далее вниз от их слияния на протяжении 15 км.

Залегание здесь слоёв имеет выдержанное падение при азимуте 350° с пологими углами наклона $7-10^{\circ}$.

Толща сложена преимущественно песчаными и алевроитовыми породами, в основном слабосцементированными. В небольшом количестве представлены невыдержанные пласты алевроитов, содержащих карбонатные конкреции. Округлые и уплощенные конкреции размерами $0,2-0,8 \times 0,2-2$ м образуют прерывистые цепочки, местами переходящие в непрерывные пласты.

По минералогическому составу среди песчаников и алевроитов выделяются кварцево-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые и глауконит-лептохлоритовые. В состав пород входят также биотит, мусковит, хлорит, кальцит, доломит, сидерит и пирит.

Аутигенные минералы составляют постоянную примесь в алевроитовых породах. Лептохлоритовые породы образуют маломощные (до $0,5$ м) невыдержанные пласты до $50-100$ м по простиранию. Такие пласты встречаются в отложениях валанжского яруса, где по простиранию они замещаются конкрециями известковистых алевролитов и песчаников.

По преобладающему типу пород и строению рассматриваемая толща подразделяется автором на три пачки.

Первая пачка сложена преимущественно мелкозернистыми глауконитово-лептохлоритовыми песчаниками со слабо выраженной слоистостью. Песчаники рыхлые; небольшие гнезда, содержащие остатки двустворок, белемнитов и аммонитов, сцементированных карбонатом и фосфатом, имеют несколько большую прочность. Широко представлены округлые крепкие конкреции размером до $0,5$ м в диаметре, для центральных частей которых характерны карбонатизированные и фосфатизированные (иногда частично углефицированные) остатки древесины. Вокруг углефицированных остатков, которые свободно лежат во вмещающей породе (не в конкрециях), наблюдаются выцветы ярозита. Нижняя граница в обнажениях не вскрывается. Верхняя граница пачки проводится по волнистой поверхности, разделяющей породы резко различного гранулометрического состава, — более грубозернистые — выше и мелкозернистые — ниже. К этой поверхности приурочены желтовато-рыжие глины мощностью $5-15$ см. Здесь проводится граница кимериджского и волжского ярусов (Сакс и др., 1969), а пачка соответствует оксфордскому и кимериджскому. Ее мощность $30-40$ м.

Вторая пачка сложена песчаными и песчано-глинистыми алевритами с прослоями алевритовых глин и известковистых алевритов. Строение пачки в сравнении с нижележащей довольно однообразное. Пласты песчано-глинистых алевритов мощностью 10-20 м перемежаются с пластами известковистых алевритов мощностью 0,2-0,7 м. В нижней части пачки встречаются фосфатно-карбонатные конкреции округлой формы размерами до 5-20 см, образующие три ряда прерывистых цепочек в составе пласта глинисто-песчаных алевритов мощностью 3 м. На р.Правой Боярке найдены многочисленные глинисто-карбонатные конкреции лепешковидной формы. В средней части широко распространены железисто-карбонатные конкреции, ориентированные поперек напластования в виде причудливых бугров и столбиков. Центральные части конкреций содержат шпиритовую вкрапленность и часто имеют пустотелые раковины аммонитов, карбонатные раковины двустворок. Для верхней части пачки (мощностью около 30 м) характерна однородность гранулометрического состава пород с высоким содержанием глинистой фракции. Пачка отвечает волгскому и берриасскому ярусам. Ее мощность около 90 м.

Третья пачка имеет сложное строение, отраженное в последовательной смене песчаных, глинистых и алевритовых пород. Смена пород проявлена циклически. В работах Е.Г.Юдовного, В.А.Захарова (1966) и В.А.Захарова, Е.Г.Юдовного (1974) показано соответствие типов пород (с набором присущих им литологических и палеоэкологических особенностей) осадкам определенных зон бассейна. Последовательное чередование: песок - алеврит - глина - алеврит - песок - отражает начальную, среднюю и конечную стадии цикла. Для начальной стадии циклов присущи волнистые контакты слоев с развитой линзовидной, волнистой и косой слоистостью. К ней приурочены линзы и пласты лептохлоритовых пород мощностью до 0,5 м, по простиранию переходящих в каравееобразные линзы алевритовых глинистых известняков. Для этой стадии также характерны ракушняковые захоронения, тогда как для средней - автохтонные.

Наиболее представительным для пачки является обнажение нижнего валанжина, расположенное на левом берегу р.Боярки на расстоянии 2 км вниз от слияния рек Правой илевой Боярки. Снизу вверх здесь вскрывается следующий разрез:

Мощность, м

I. Мало-среднезернистые пески зеленовато-серые лептохлоритсодержащие с хорошо выраженной косой и линзовидной слоисто-

стью; встречаются многочисленныи и разнообразные двустворчатые моллюски, относительно редки белемниты и аммониты; характер захоронений не выдержан: от рассеянных находжений до ракушчатковых скоплений; наблюдаются следы транспортировки 6,0

2. Пески средне-крупнозернистые слабоотсортированные; наблюдаются существенные изменения слоев по мощности (от 0,5 см до 20 см); текстуры и типы пород по простиранию изменчивы на расстоянии от 5 до 15 м; в равной степени изменчив характер захоронения фауны. Крупнозернистые лептохлоритсодержащие песчаники переходят в известковистые песчаники конкреционного облика; отмечаются многочисленные размыты, изобилие следов трубокжилов; преобладают ракушчатковые скопления с плохой сохранностью . . . 2,5

3. Мелкозернистые глинисто-алевроитовые пески. Слоистость очень слабо выражена; малочисленные остатки створок и целых форм двустворок, рассеянных по пласту; много ходов трубокжилов. . . . 6,0

4. Пески средне-крупнозернистые слабоотсортированные, имеющие невыдержанные мощности по простиранию; слабо выражена косая слоистость песка с тонкими прослоями глин; встречаются конкреции известковистых алевролитов в верхней части пласта; многочисленные ходы трубокжилов 4,0

5. Алевроитовые глины с очень слабо выраженной волнистой слоистостью; встречаются редкие рассеянные створки бентосных моллюсков 3,0

6. Глинистые породы с включениями и линзами алевроита и мелкозернистого песка; встречаются автохтонные захоронения двустворок 4,0

7. Мелко-среднезернистые пески с прослоями глин; выражена косая слоистость; встречаются рассеянные и ракушчатковые скопления створок моллюсков 3,0

8. Пески средне-крупнозернистые алевроитистые. Встречаются линзовидные скопления глинистого материала и лептохлоритов; многочисленные ходы трубокжилов; линзы округлых известковистых, редко - фосфатно-известковистых конкреций 8,0

9. Мелко-среднезернистые пески с хорошо выраженной косой и линзовидной слоистостью 2,0

Аналогичное чередование пород охватывает верхний валанжин и готерив. Изменению подвергаются мощности и количество породы-примеси.

В вышеприведенном разрезе выделяется один цикл, где начальную и конечную стадии представляют в основном песчаные породы, а среднюю – алевритовые и глинистые. Третья пачка отвечает валанжинскому и готеривскому ярусам. Ее мощность около 180 м.

Фосфатосодержащие образования в рассматриваемой толще встречаются во всех трех пачках: в большем количестве в первой, в меньшем – во второй и третьей. В одном случае они обособляются от вмещающих пород в виде конкреций в основном округлой формы размером от 3–5 см до 50 см; во втором случае фосфат совместно с карбонатом служит цементом в ракушняковых пластовых песчаниках. Микроскопически фосфатосодержащие образования различаются по форме, структуре, вещественному составу нефосфатных включений, по взаимоотношению фосфата с карбонатом.

В первой пачке выделяются округлые крепкие карбонатно-фосфатные конкреции размерами 0,1–0,5 м в диаметре. Насыщенность конкрециями вмещающих пород 5–20 %. Конкреции содержат по периферии 3–14 % P_2O_5 , ближе к центральной части – 10–20 % (см. таблицу).

Близкие по составу конкреции, но значительно меньших размеров (10–20 см в диаметре) и несколько иной эллипсоидальной формы, образуют 3 ряда цепочек в нижней части второй пачки. В этих меньших по размерам конкрециях содержание P_2O_5 в целом выше и достигает 15–20 % (см. таблицу).

Крупные конкреции первой пачки имеют неоднородное концентрическое строение, выраженное в изменении размерности терригенных зерен от пелитовой в центральной части до псаммитовой в краевой. В псаммитовой фракции преобладают лептохлориты, хлориты, гидроокислы железа, встречается кварц и полевые шпаты. В тонкозернистой фракции, наоборот, преобладает кварц, полевые шпаты, органические остатки. На этом фоне проявляются микроструктурные различия, связанные в основном с разными типами фосфатных микрообразований и их соотношением с карбонатным цементом. Фосфатное вещество в составе конкреций скрытокристаллическое. Оно слагает близкие к округлым микроконкреции размерами 2–3 мм, размещенные среди песчаных и алевритовых зерен, а также, чередуясь с карбонатом, слагает цементирующую массу терригенных компонентов. Встречаются участки фосфата неправильной формы, липенные терригенных зерен, но значительно обогащенные бурыми и черными орга-

**Химический состав фосфатосодержащих образований
мезозойских отложений Хатангской впадины (р.Боярка)**

Компонент	2	К-2	К-1	16	23е	10	58
P ₂ O ₅	13,80	10,20	5,55	8,60	20,50	11,45	9,90
SiO ₂	21,00	44,00	45,00	20,00	22,00	43,00	49,00
TiO ₂	0,64	0,30	0,34	0,82	0,46	0,40	0,35
Al ₂ O ₃	8,40	9,30	9,40	7,20	6,65	9,80	10,20
Fe ₂ O ₃	10,74	1,63	1,45	4,54	0,78	1,22	0,78
FeO	3,12	1,75	1,67	5,10	1,55	1,78	1,55
CaO	25,00	19,50	19,50	29,25	31,50	20,00	17,00
MgO	1,00	1,10	1,30	2,0	1,05	1,20	0,65
MnO	0,11	0,24	0,35	0,38	0,12	0,16	0,12
K ₂ O	1,03	2,00	2,07	0,71	0,79	2,00	2,13
Na ₂ O	0,97	2,39	2,43	0,74	1,26	2,55	2,70
SO ₃	0,07	0,85	0,03	Не обн.	0,33	0,21	0,06
CO ₂	7,65	4,73	9,08	14,85	6,27	3,30	2,97
F	1,52	0,93	0,4	0,66	1,82	0,93	0,70
H ₂ O ⁻	1,50	0,42	0,43	1,33	1,59	0,56	0,55
П.п.п.	4,25	1,79	1,25	4,25	4,97	2,25	1,87
Сумма I	100,80	101,17	100,16	99,43	101,64	98,91	100,54
Сумма II	100,16	100,79	99,99	99,15	100,87	97,53	100,24

Примечание. 0 соответствует F. П.п.п. - за вычетом H₂O⁻ и CO₂. Пачка I, образец 2, К-2 - центральная часть конкреции; образец К-1, 16 - краевая часть конкреции. Пачка 2, образец 23е - округлая конкреция диаметром 10 см. Пачка 3, образец 10, 58 - среднезернистый песчаник, сцементированный карбонатно-фосфатным цементом в виде конкреции.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР аналитиком М.И.Зеркаловой.

ническими остатками, имеющими размеры 0,01-0,08 мм (в виде нитей, чешуй, разлапистых образований с острыми углами). Фосфат иногда образует оторочки вокруг зерен гидроокислов железа, лептохлорита, хлорита; при этом количество фосфата в породе достигает 10-20 %. В некоторых оолитах, имеющих размеры 2-3 мм, про-

исходит чередование слоев фосфата и карбоната на зернах лептохлорита. Вблизи органических остатков имеются участки, где также происходит прерывисто-слоистое чередование микрослоев, сложенных фосфатом и кальцитом. Непосредственно остатки древесины также вышолнены фосфатом и кальцитом, где фосфат образует каркас в виде решетки, а кальцит слагает промежуточные полости.

Для первой пачки кроме конкреций характерен фосфат, присутствующий в цементе мелкозернистых полевошпатово-кварцевых ракушняковых песчаников, где он находится совместно с карбонатом. Содержание P_2O_5 в песчаниках низкое: 3-5 %.

В третьей пачке также встречены фосфатосодержащие ракушняковые песчаники. В одном случае это пласт крепких пород мощностью 0,2-0,5 м в нижнем валанжине, в другом - небольшие изолированные линзы в верхнем валанжине. Фосфат в песчаниках образует микроконкреции размерами 2-3 мм, имеющие правильную округлую форму. Наблюдаются переходы от участков с единичными микроконкрециями до участков, занимающих размеры 10-15 мм с большим количеством таких микроконкреций. Фосфатосодержащие образования другого типа в третьей пачке представлены округлыми формами размерами 3-5 см; иногда встречаются вытянутые формы в виде цилиндров длиной 10-15 сантиметров. Внешняя поверхность этих образований грубошероховатая, сложены они мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками с карбонатно-фосфатным цементом. Для песчаников характерно присутствие амфиболов, следы хлоритов при подавляющем количестве полевого шпата и кварца. Фосфат встречается в виде неправильных микроучастков, содержащих органические остатки алевритовой размерности, гидроокислы железа, слюды. При этом отмечается следующая закономерность: на микроучастках, обогащенных фосфатом и обедненных карбонатом, размеры нефосфатных терригенных зерен значительно меньше, чем на других участках шлифа. Часто при смене карбонатного цементирующего вещества фосфатным происходит обогащение породы органическими микроостатками. В тех случаях, когда фосфат образует микроконкреции (пеллеты) размерами до 2 мм, нередко группирующиеся по 5-10 индивидов, вокруг микроконкреций появляется крустификационная оторочка. Возможно, что пеллеты образовались в более спокойной обстановке, как это видно по заключенным в них глинистым частицам, но позднее они попали в более подвижную среду, где тонкие частицы были отмыты.

Количество фосфатосодержащих конкреций в третьей пачке незначительное. Имеется лишь два прослоя алевритовых песчаников мощностью 0,1-0,2 м, содержащих 2-3 % конкреций.

Следуя схеме фациального расчленения, предложенной В.А.Захаровым и Е.Г.Юдовным (1974), можно отметить, что фосфатосодержащие породы (образования) приурочены к лагунно-морским фациям подводных валов и фациям морского мелководья. Между этими фациями в обнажениях наблюдаются вертикальные переходы. В обеих фациях представлены как конкреционные образования, так и ракушняковые песчаники, содержащие фосфат.

При рассмотрении связи фосфатосодержащих образований со стадиями ритмов осадконакопления устанавливается, что в основном они тяготеют к начальной и конечной стадиям.

Общее содержание фосфата, представленного в описанных выше отложениях, весьма незначительное. Условия накопления фосфатосодержащих пород толщи были более благоприятны в оксфорд-волжское время, чем в берриас-валанжин-готеривское, где фосфатосодержащие породы почти не проявлены.

Литература

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины. - В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974, с. 127-174.

Мезозойские отложения Хатангской впадины / Сакс В.Н., Грамберг И.С., Ронкина З.З. и др. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 220 с.

Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р.Хеты (Хатангская впадина) / Сакс В.Н., Грамберг И.С., Ронкина З.З. и др. Л.: Наука, 1969. 207 с.

Юдовный Е.Г., Захаров В.А. О ритмичности и следах размывов в отложениях неокома на р.Боярке (Хатангская впадина). - Геол. и геофиз., 1966, № 4, с. 36-42.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ШИПУНИХИНСКОГО КАРБОНАТНОГО
МАССИВА НИЖНЕГО ДЕВОНА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Шипунихинский карбонатный массив расположен восточнее с.Березовки на правом и левом берегах р.Шипунихи между правым берегом р.Ануй и левым берегом р.Березовки. Он входит в субмеридиональный пояс распространения позднесилурийских – ранне-, среднедевонских рифогенных известняков, приуроченный к зоне сочленения Ануйского синклинория и Талицкого антиклинория унаследованного типа развития (Сурков и др., 1973). В плане массив имеет линзовидное тело длиной 3600 м и шириной 1200 м, вытянутое параллельно простиранию пояса. Системой разрывных нарушений субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений он разбит на отдельные блоки и отделен от вмещающих сложно-дислоцированных силурийско-девонских терригенных пород.

Возраст Шипунихинского карбонатного массива по брахиоподам, по заключению Н.П.Кулькова, соответствует всему нижнему девону (от желина до позднего эмса включительно); причем стратиграфическое положение нижней и верхней границ, из-за отсутствия подстилающих и перекрывающих отложений, неизвестно.

Карбонатный массив сложен чистыми, преимущественно массивными, реже слоистыми известняками. Блоковое строение массива, внешняя однородность известняков и крутое залегание отдельных блоков не позволяют в полной мере исследовать его внутреннее строение, первично-осадочную форму, размеры и характер взаимоотношения с вмещающими отложениями.

Известняки Шипунихинского карбонатного массива подразделяются на следующие основные разновидности: комковатые, детритусовые, микрозернистые, обломочные, сгустковые и инкрустационные. Различные части и зоны массива, вытянутые параллельно его простиранию, обычно сложены ассоциацией пород, состоящей из одной или двух основных разновидностей известняков, которые для них являются типоморфными. Закономерное пространственное положение этих ассоциаций пород связано с внутренним строением карбонатного массива. Устанавливается следующий латеральный ряд ассоциаций пород: комковатых слоистых известняков, комковатых и микрозернистых массивных известняков, детритусовых массивных известня-

ков, микрозернистых и инкрустационных массивных известняков, обломочных и детритусовых массивных и грубослоистых известняков, комковатых и микрозернистых массивных и слоистых известняков, комковатых и микрозернистых слоистых известняков.

Ассоциация комковатых слоистых известняков представлена смятыми в складки темно-серыми до черного глинистыми тонко-среднеслоистыми мелкокомковатыми известняками с неровной ямчато-бугристой поверхностью плоскостей напластования, к которой приурочены линзовидные примазки глинистого материала. Комки мелкопесчаной размерности хорошо сортированы и сцементированы янокристаллическим кальцитовым цементом порового и базально-порового типа. Наряду с комковатыми известняками здесь также присутствуют мелко-, микродетритусовые известняки. Эти известняки слагают юго-западную часть Шипунихинского карбонатного массива в зоне его фациального замещения терригенными песчано-алевритовыми породами и обнажаются на правом берегу р. Ануй.

Ископаемые органические остатки этой части карбонатного массива представлены: фрагментами стеблей криноидей; ветвистыми мшанками; ветвистыми, полусферическими, шаровидными, стелющимися, желваковидными и лепешковидными табулятами; желваковыми, кустистыми и пластинчатыми водорослями; одиночными ругозами; массивными гелиолитоидеями; брахиоподами и очень редкими гастроподами. Органические остатки рассеяны в основной массе или образуют скопления на плоскостях напластования. Последнее особенно характерно для фрагментов стеблей криноидей, мшанок и ветвистых табулят, которые расположены в этой плоскости самым различным образом. Прижизненная форма захоронения свойственна только уплотненным формам ископаемых остатков.

Ассоциация комковатых и микрозернистых массивных известняков представлена темно-серыми, серыми и реже светло-серыми массивными породами, среди которых выделяются: комковатые, микрозернисто-комковатые, детритусово-комковатые, сгустково-комковатые, микрозернистые, детритусово-микрозернистые, комковато-микрозернистые, сгустково-микрозернистые и инкрустационно-микрозернистые известняки. В качестве примеси здесь присутствуют детритусовые, микрозернисто-детритусовые, сгустковые и детритусово-сгустковые известняки и очень редко мелко-среднезернистые детритусовые песчаники. Типоморфными породами этой ассоциации яв-

ляются широко распространенные комковатые и микродетритусово-микрозернистые известняки. Комковатые известняки представлены мелкокомковатыми и тонкокомковатыми разновидностями. Комки мелко-среднепесчаной размерности хорошо сортированы и сцементированы яснокристаллическим кальцитовым цементом порового и базально-порового типа. Эти известняки слагают крупный западный блок на правом берегу р.Шипунихи, имеющий крутое восточное падение.

Ископаемые органические остатки представлены: ветвистыми, желваковыми и массивными табулятами; амфипорами; желваковыми, пластинчатыми и лепешковидными строматопоратами; одиночными ругозами; остракодами и редкими фрагментами стеблей криноидей. Доминируют здесь ветвистые табуляты и амфипоры. Ископаемые остатки редко образуют массовые скопления; в основном они беспорядочно рассеяны в виде крупного и грубого детритуса. Ископаемые остатки пластинчатой формы часто захоронены в прижизненном положении.

Ассоциация детритусовых массивных известняков представлена серыми, светло-серыми и реже темно-серыми массивными породами, подразделяющимися на мелко-, крупно- и грубодетритусовые известняки. Детритусовый материал в породах, как правило, несортирован. В качестве примеси здесь присутствуют микрозернистые и детритусово-микрозернистые известняки. Крупный и грубый детритус представлен в основном фрагментами стеблей криноидей и ветвистых табулят. Реже встречаются желваковые и массивные табуляты, одиночные и массивные колониальные ругозы, массивные строматопораты, трубчатые водоросли и брахиоподы. Эти известняки слагают северную часть восточного блока на правом берегу р.Шипунихи.

Ассоциация микрозернистых и инкрустационных массивных известняков представлена серыми, светло-серыми, серовато-белыми, кремовыми и реже темно-серыми массивными породами, среди которых выделяются: микрозернистые, детритусово-микрозернистые, водорослево-микрозернистые, инкрустационно-микрозернистые и микрозернисто-инкрустационные известняки. Здесь также присутствуют детритусовые, микрозернисто-детритусовые, комковатые, сгустково-комковатые, микрозернисто-сгустковые и водорослевые известняки. Очень редко встречаются детритусовые песчаники. Характерной особенностью известняков этой ассоциации является большое количе-

ство инкрустационных структур, выполненных шестоватым кальцитом. Эти известняки слагают южную часть восточного блока, расположенного на правом берегу р.Шипуники, и западную часть массива между левым берегом р.Шипуники и правым берегом р.Ануй.

Ископаемые органические остатки, встречающиеся в этой ассоциации известняков, представлены: ступковыми, трубчатыми и лентовидными водорослями; мелкими и крупными фрагментами стеблей криноидей; массивными и пластинчатыми строматопоратами; ветвистыми, желваковыми и массивными табулятами; мелкими гладкостенными и продольно-ребристыми брахиоподами.

Ассоциация обломочных и детритусовых массивных и грубослоистых известняков представлена светло-серыми, серыми, темно-серыми и черными массивными и грубослоистыми породами, состоящими из средне-, крупно- и грубозернистых детритусовых песчаников, детритусовых гравелитов и мелко-, крупно- и грубодетритусовых известняков. В качестве примеси присутствуют детритусово-микрозернистые, микрозернистые и детритусово-комковатые известняки. Детритусовые песчаники и гравелиты имеют обычно беспорядочную рыхлую упаковку сортированных полуокатанных и окатанных обломков сифоновых водорослей, сцементированных яснокристаллическим кальцитовым цементом порового и базально-порового типа. Эти породы слагают самую восточную часть карбонатного массива на правом берегу р.Шипуники.

Среди ископаемых органических остатков этой части массива, кроме многочисленных сифоновых водорослей, служащих основным поставщиком биокластики для детритусовых песчаников, гравелитов и детритусовых известняков, в большом количестве встречаются: желваковые, пластинчатые, столбчатые, сферические и полусферические строматопораты; желваковые и ветвистые табуляты; крупные и мелкие гастроподы высокой и низкой башенковидной формы; фрагменты стеблей криноидей; одиночные и редкие колоннальные ругозы; ступковые и трубчатые водоросли; массивные гелиолитоидеи; ветвистые и стелющиеся мшанки и редкие брахиоподы. Ископаемые остатки обычно в виде детритуса рассеяны среди обломков сифоновых водорослей, но иногда образуют самостоятельные массивные скопления. Прижизненная форма захоронения характерна только для различных массивных строматопорат.

Ассоциация комковатых и микрозернистых массивных и слоистых известняков представлена темно-серыми, серыми и светло-серыми породами, среди которых выделяются: микрозернистые, комковато-микрозернистые, ступкато-микрозернистые, комковатые и микрозернисто-комковатые известняки. В качестве примеси здесь встречаются комковато-детритусовые известняки и детритусовые песчаники. Эти известняки слагают восточную часть Шипунихинского карбонатного массива между левым берегом р.Шипунихи и правым берегом р.Ануй.

Редкие ископаемые органические остатки, рассеянные в основной массе, представлены: амфипорами, ветвистыми табулятами, члениками стеблей криноидей, пластинчатыми строматопоратами, нитевидными водорослями и остракодами.

Ассоциация комковатых и микрозернистых слоистых известняков представлена темно-серыми до черных тонко-, средне-, толсто-слоистыми породами, переслаивающимися с тонкими пестроцветными прослоями алевролитов и аргиллитов. Известняки сложены комковатыми, микрозернистыми, детритусово-микрозернистыми разновидностями. Они слагают юго-восточную часть карбонатного массива и обнажаются в зоне его фациального замещения терригенными песчано-алевритовыми породами на правом берегу р.Ануй.

Ископаемые органические остатки представлены: амфипорами, ветвистыми и желваковыми табулятами, пластинчатыми и желваковыми строматопоратами, одиночными ругозами, члениками стеблей криноидей, брахиоподами, остракодами, гастроподами, ветвистыми мшанками и геллиолитоидеями. Они часто рассеяны в виде детритуса, но иногда образуют массовые скопления. Последнее особенно характерно для ветвистых табулят и амфипор. Пластинчатые строматопораты, часто приуроченные к поверхностям напластования, захоронены в прижизненном положении.

Таким образом, Шипунихинский карбонатный массив представляет собой крупный органогенно-аккумулятивный комплекс, имеющий сложное внутреннее строение. В грубой форме три первых члена латерального ряда симметричны относительно центральной ассоциации микрозернистых и инкрустационных известняков трем последним членам. Асимметрия же латерального ряда наиболее четко проявляется в ассоциации детритусовых массивных известняков, сложенных преимущественно фрагментами стеблей криноидей и обломками вет-

вистых табулят, примыкающих к центральной ассоциации микрозернистых и инкрустационных известняков с запада, и в ассоциации обломочных и детритусовых массивных и грубослоистых известняков, сложенных преимущественно окатанными и неокатанными обломками сифоновых водорослей, примыкающих к центральной ассоциации с востока.

Сравнение внутреннего строения Шипунихинского органогенно-аккумулятивного комплекса с моделями современных и древних линейных барьерных рифовых комплексов (Задорожная и др., 1982) позволяет установить между ними большое сходство. Для последних характерно наличие следующих элементов: рифового массива и парагенетически связанных с ним предрифовых и зарифовых отложений. Рифовый массив в свою очередь состоит из следующих зон: рифового склона, рифового ядра, рифового плато и зарифовой лагуны.

Таким образом, намечается латеральный ряд обстановок осадконакопления барьерного рифового комплекса следующих зон: предрифовой, рифового склона, рифового ядра, рифового плато, зарифовой лагуны, зарифовой.

Отложения предрифовой зоны представлены слоистыми детритусовыми известняками и известковистыми песчаниками. С одной стороны они переходят в грубообломочные отложения рифового склона, с другой – в бассейновые глубоководные или мелководные осадки. Отложениям этой зоны соответствует ассоциация комковатых слоистых известняков Шипунихинского органогенно-аккумулятивного комплекса.

Отложения рифового склона, обращенного в сторону открытого моря, представлены преимущественно грубообломочными несортированными карбонатными брекчиями, образовавшимися в результате разрушения каркасных образований рифового края. Они переходят в более тонкозернистые осадки открытого бассейна. Отложениям этой зоны соответствует ассоциация комковатых и микрозернистых массивных известняков и ассоциация детритусовых массивных известняков Шипунихинского органогенно-аккумулятивного комплекса.

Отложения рифового ядра слагаются преимущественно каркасными известняками, для которых характерны отсутствие слоистости, пятнисто-неравномерное распределение скелетных органических остатков, кавернозность, крустификационные текстуры, гнезда и круп-

ные полости, выполненные органогенно-обломочными породами. При жизни рифа эта часть представляла собой рифовый край или фронт рифа. Здесь происходил наиболее бурный рост рифостроящих организмов, образующих первично твердые каркасные структуры, противостоящие волновому воздействию. В пределах этой зоны широко развиты водоросли. В Шипунихинском органогенно-аккумулятивном комплексе отложениям этой зоны соответствует, несмотря на отсутствие каркасных известняков и кавернозности, но в остальном тождественная ей, ассоциация микрозернистых и инкрустационных массивных известняков.

Отложения рифового плато, располагающиеся за рифовым краем в сторону внутренних частей рифа, представлены неяснослоистыми и массивными субкаркасными и детритусовыми известняками и известковистыми песчаниками и конгломератами, среди которых находятся небольшие постройки типа биогермов. Эти отложения формировались в условиях мелководья, на выровненной поверхности позади рифового края, где накапливался органогенно-обломочный материал, забрасываемый сюда интенсивными волнениями. Отложениям этой зоны соответствует ассоциация обломочных и детритусовых массивных и грубослоистых известняков Шипунихинского органогенно-аккумулятивного комплекса.

Отложения зарифовой лагуны, расположенные в пределах рифового массива, представлены обычно тонкослоистыми, тонкозернистыми, часто мелкодетритусовыми известняками с рассеянными колониями рифостроящих организмов и мелкими холмовидными биогермами. Отложения характеризуются отчетливой градиционной слоистостью, сортировкой материала, присутствием разнообразных органических остатков. В Шипунихинском органогенно-аккумулятивном комплексе отложениям этой зоны соответствует ассоциация комковатых и микрозернистых массивных и слоистых известняков.

Отложения зарифовой зоны располагаются между сухой и барьерными рифами. Они сложены преимущественно детритусовыми и хемогенными отчетливо слоистыми известняками и доломитами. Присутствуют отдельные изолированные органогенные постройки. Отложениям этой зоны соответствует ассоциация комковатых и микрозернистых слоистых известняков Шипунихинского органогенно-аккумулятивного комплекса.

Итак, Шипунихинский карбонатный массив, входящий в субмеридиональный пояс распространения позднесилурийских – ранне-, среднедевонских рифогенных известняков, приуроченный к зоне сочленения Ануйского синклинория и Тальдого антиклинория, свидетельствует о том, что здесь в течение всего раннего девона шло непрерывное формирование изолированных линейных барьерных рифовых комплексов, по-видимому, расположенных на краю шельфа.

Литература

Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Новоселова Л.Н. и др. Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками. Л.: Недра, 1982. 328 с.

Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 144 с.

С.Л.Осипов

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕСОЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ И ПЛАСТОВ ГАЖЕНСКОЙ ПАЧКИ НЕПСКОГО КАЛИЕНОСНОГО БАСЕЙНА

Непский калиеносный бассейн находится на севере Иркутской области. В связи с бурением в этом районе, появилась возможность детального изучения пород. В статье приводятся результаты изучения сульфатных, сульфатно-карбонатных и терригенно-сульфатных горизонтов и пластов, образующих прослой в соленосной толще ангарской свиты, вскрытой скважинами: 54, 63, 62, 37 и 53 (их строение приведено на рисунке). Эти так называемые горизонты и пласты входят в состав гаженской пачки, выделяемой в нижней части ангарской свиты нижнего кембрия. Именно с гаженской пачкой связана калиеносность кембрийских отложений.

Гаженская пачка подразделяется на пять горизонтов (снизу вверх): горизонт нижних ангидритов, нижней каменной соли, калиеносный, верхней каменной соли и верхних ангидритов. Во всем

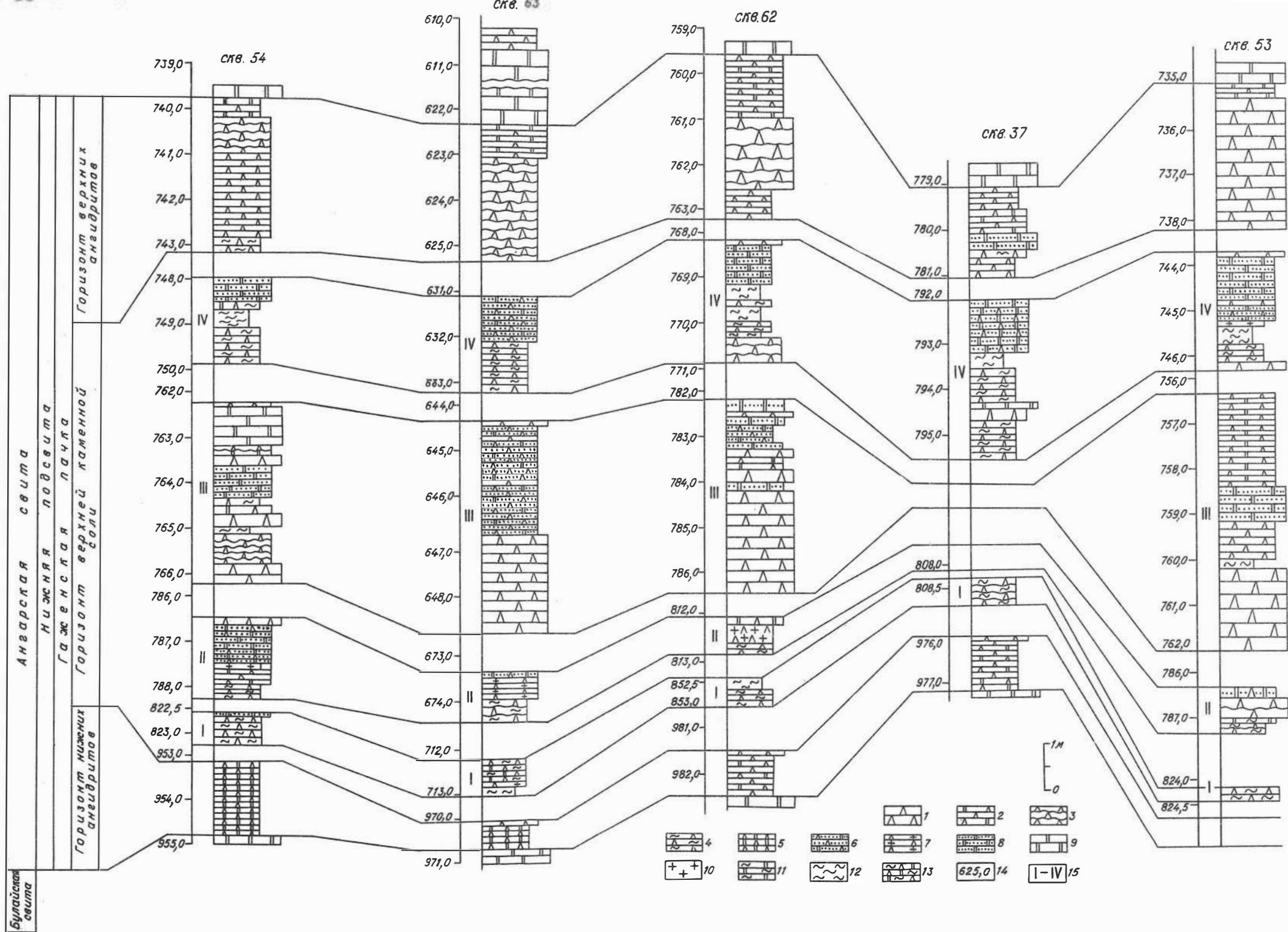


Рис. Корреляция сульфатных и сульфатно-карбонатных горизонтов и пластов гаженской пачки Непского карбонатного бассейна
 I - ангидрит массивный, 2 - доломит-ангидритовая порода, 3 - ангидрит волнистослоистый, 4 - ангидрит глинистый, 5 - ангидрит-доломитовая порода, 6 - доломит-ангидрит песчаниковидный, 7 - ангидрит засоленный, 8 - доломит песчаниковидный, 9 - доломит массивный, 10 - каменная соль, II - доломит глинистый, 12 - соляная глина, 13 - доломит-ангидрит глинистая порода, 14 - интервал глубин в м, 15 - маркирующие пластины. Не отмеченные места между сульфатными и сульфатно-карбонатными горизонтами и пластами занимает мощные отложения каменной соли

Непско-Ботуобинском районе гаженская пачка согласно подстилается доломитами булайской свиты массивными, светло-коричневыми, комковатыми, нередко с включениями жидких битумов и нефти. В верхней части гаженская пачка перекрывается доломитами коричневатосерыми, реже серыми массивными со стилолитовыми швами и включениями кристаллов ангидрита. Эти доломиты выделены Э.И.Чечелем и Я.Г.Машовичем (1977) в качестве шестого маркирующего горизонта в ангарской свите.

В горизонтах и пластах гаженской пачки по вещественному составу можно выделить следующий ряд пород: ангидриты, которые подразделяются на чистые, глинистые (глины от 5 до 20 %) и засоленные (галита до 10 %); доломиты, в которых выделяются чистые, глинистые (глины от 5 до 20 %) и засоленные (галита от 5 до 15 %); доломит-ангидриты, которые подразделяются на чистые (ангидрита 50-75 %, доломита 25-50 %, примеси глинистого материала 0-5 %), глинистые (ангидрита 50-75 %, доломита 20-45 %, глины 5-20 %), засоленные (ангидрита 50-75 %, доломита 20-45 %, галита 5-20 %); соляная глина (глины от 50 до 75 %, галита 25-50%); ангидрит-доломиты с примесью глинистого материала (доломита 50-75 %, ангидрита 25-50 %, глины 0-5 %). Рассмотрим строение этих пород отдельно для каждого горизонта и пласта. При их описании использовалась терминология "Атласа структур и текстур галогенных пород" 1974 .

Горизонт нижних ангидритов повсеместно представлен ангидрит-доломитовой породой тонкослоистой, состоящей из чередующихся слоев битуминозного вещества от темно-серого до черного и миллиметровых коричневатых доломитовых слоев. В линзах и нодулях находится голубой кристаллический ангидрит. Нередко текстура породы становится волнисто-слоистой за счет цепочек карбонатно-глинистого материала, создающего волнистую узорчатую поверхность. Горизонт нижних ангидритов залегает на доломитах булайской свиты. Мощность горизонта нижних ангидритов от I до I,5 м.

Рассмотрим строение горизонта нижних ангидритов по разрезам отдельных скважин.

Скважина 54. Горизонт сложен ангидрит-доломитовой тонкослоистой породой, состоящей из слоев черного битуминозного вещества и коричневых доломитов. В слоях находятся нодули и линзы голубого микро-тонкозернистого ангидрита. Мощность горизонта нижних ангидритов I,6 м.

Скважина 63. Большая часть горизонта снизу (0,5 м) представлена ангидрит-доломитовой тонкослоистой породой. Чечевичевидные образования голубовато-серого ангидрита, соединяясь друг с другом, создают впечатление узорчатых слоев ангидрита в светло-коричневой микрзернистой массе доломита. В породе присутствуют тонкие битуминозные слои. Верхняя часть горизонта (0,1 м) сложена микрзернистым голубым чистым ангидритом. Мощность горизонта 0,6 м.

Скважина 62. Горизонт большей частью снизу (0,9 м) представлен доломит-ангидритовой породой тонкослоистой, тонкоплитчатой, более темной, чем в других скважинах (за счет битуминозного вещества). Иногда текстура породы волнисто-слоистая за счет цепочек карбонатно-глинистого материала, создающего волнистую узорчатую поверхность. Верхняя часть (0,1 м) сложена ангидритом голубоватым чистым кристаллическим. Строение ангидрита микрзернистое. Мощность горизонта 1 м.

Скважина 37. Здесь горизонт нацело сложен доломит-ангидритовой породой тонкослоистой, тонкоплитчатой. Линзы голубого ангидрита размещаются в коричневатых слоях доломита. Присутствуют также в породе слои глинистого и битуминозного вещества. Снизу вверх уменьшается содержание карбонатного материала. Мощность горизонта 1,2 м.

Как видно из приведенной характеристики, горизонт нижних ангидритов сложен либо целиком, либо преимущественно ангидрит-доломитовыми, доломит-ангидритовыми породами. Лишь в отдельных разрезах верхняя часть его представлена маломощным слоем микрзернистого ангидрита.

В горизонте верхней каменной соли сульфатные и сульфатно-карбонатные породы имеют подчиненное значение и образуют "несоляные" прослои в каменной соли. Можно выделить от четырех до семи сульфатно-карбонатных маркирующих пластов или прослоев. Описание этих пластов по скважинам будет произведено снизу вверх. Горизонт верхней каменной соли подстилается калиеносным горизонтом и перекрывается горизонтом верхних ангидритов. Мощность горизонта 100-150 м.

I-й маркирующий пласт представлен в основном глинистыми ангидритами вплоть до соляной глины грязно-серыми слегка зеленоватыми, с неясной волнистой слоистостью за счет глинистого материала. Мощность пласта от 0,5 до 1 м. Этот пласт заключен меж-

ду мощными (20–30 м) пачками каменной соли. Рассмотрим подробнее строение этого пласта в разрезах скважин.

Скважина 54. Нижняя часть пласта (0,64 м) представлена ангидритом глинистым грязно-серым с зеленоватым оттенком. В породе наблюдается неясная линзовидно-волнистая слоистость, осложненная светлыми продолговато-волнистыми и пятнистыми включениями более чистого ангидрита. В самой верхней части глинистый ангидрит переходит в доломит песчаниковидный, сильно засоленный темно-коричневого цвета (6 см). Суммарная мощность пласта 0,7 м.

Скважина 63. Пласт представлен в нижней части (0,2 м) соляной глиной тонкослойной серо-зеленоватой, рыхловатой с линзовидными включениями голубовато-серого кристаллического ангидрита. Строение породы волнисто-слоистое, создающееся за счет глинистых слойков, обволакивающих линзы голубого ангидрита. Средняя часть (0,1 м) сложена ангидритом засоленным, голубоватым неясно-пятнистым, с включениями галита. В кровле слоя ангидрит постепенно переходит в доломит-ангидритовую породу, а затем в мелкозернистый коричневый доломит. Верхняя часть пласта (0,5 м) состоит из доломит-ангидритовой глинистой породы неравномерно слоистой, темно-зеленоватой. Суммарная мощность пласта 0,8 м.

Скважина 62. Нижняя часть пласта (0,35 м) представлена глинистыми ангидритами. Линзы светло-голубого мелкозернистого ангидрита находятся в темно-зеленоватой глинистой массе. Глинистые слойки создают волнисто-слоистое строение породы. Верхняя часть (0,15 м) сложена соляной глиной зеленоватой, рыхловатой за счет выщелачивания тонкозернистого равномерно распределенного галита (возможно сильвина). Суммарная мощность пласта 0,5 м.

Скважина 37. Здесь пласт целиком сложен глинистым ангидритом. Голубоватые линзы ангидрита находятся среди темно-зеленоватой глинистой массы. Строение породы волнисто-слоистое (за счет глинистых слойков, обволакивающих линзы ангидрита). Мощность пласта 0,6 м.

Скважина 53. Пласт также целиком состоит из глинистого ангидрита, который в виде линз находится в темно-зеленой глинистой массе. Строение породы тонкослойное. Мощность пласта составляет 0,3 м.

По своему составу и структурно-текстурным особенностям I-й маркирующий пласт довольно однообразен, благодаря чему хорошо

прослеживается в скважинах и может с успехом использоваться для корреляции удаленных друг от друга разрезов.

2-й маркирующий пласт представлен ангидритами глинистыми слоистыми, доломит-ангидритовыми породами, доломитом песчаниковидным и ангидритом кристаллическим. Мощность пласта от I до I,5 м. Построен он следующим образом.

Скважина 54. Нижняя часть пласта (0,3 м) сложена ангидритами глинистыми слегка зеленоватыми неравномерно-слоистыми, тонкоплитчатыми, неяснополосчатыми с темно-серыми до черных слоями битуминозного вещества. Ангидрит присутствует в породе в виде линз и слоев. Эти вытянутые линзовидные мелкие стяжения чистого ангидрита и волнистые слои глинистого материала обуславливают полосчатость. Выше по разрезу (0,35 м) следует доломит-ангидритовая порода слоистая светло-серая, коричневая (из-за примеси битуминозного вещества, ассоциирующего с доломитом). Далее вверх по разрезу эту породу сменяет прослой белой мелкозернистой каменной соли (0,1 м). Выше (0,85 м) залегает доломитовая засоленная порода песчаниковидная коричневая со светлыми ангидритовыми и светло-серыми тонкослоистыми доломит-ангидритовыми слоями. Верхняя часть пласта (0,15 м) сложена ангидритом пятнисто-полосчатым голубоватым с примесью черного битуминозного вещества. Суммарная мощность пласта I,75 м.

Скважина 63. Нижняя часть (0,5 м) пласта представлена ангидритом глинистым светло-голубоватым кристаллическим, волнисто-слоистым. Слои белые (ангидрит) и темно-зеленоватые (глинистый материал) переслаиваются между собой. Средняя часть пласта (0,45 м) сложена ангидритом голубовато-серым засоленным и поэтому имеющим песчаниковидный облик. Слои светло-голубого ангидрита (1-2 см) переслаиваются с чистым темным ангидритом (1 см), встречаются участки слабоволнистые с прослойками зеленоватой глины. К кровле увеличивается количество светлого голубоватого ангидрита и чаще встречаются засоленные участки. Верхняя часть пласта (0,15 м) сложена доломит-ангидритовой породой неравномерно-слоистой засоленной светло-серой, слабокоричневой песчаниковидного облика. Суммарная мощность пласта I,1 м.

Скважина 62. Здесь пласт в нижней части (0,2 м) представлен линзовидным глинистым ангидритом темно-зеленоватым. В глинистой массе находятся линзовидные голубоватые образования ан-

гидрита. Выше по разрезу залегает (0,4 м) слой ангидрита темно-серого засоленного, содержащего отдельные зерна галита. Верхняя часть пласта (0,2 м) сложена ангидрит-доломитовой породой темно-серой слоистой. Суммарная мощность пласта 0,8 м.

Скважина 53. Представлен пласт снизу вверх (0,2 м) ангидритом волнисто-тонкослоистым. В линзах голубовато-серый ангидрит, более темные глинистые прослои обволакивают линзы ангидрита, вытянутые вдоль слоистости. Выше по разрезу (0,1 м) следует доломит глинистый коричневатозеленый горизонтально-слоистый. На нем лежит (0,4 м) слой ангидрита голубовато-серого волнисто-слоистого. Верхняя часть пласта (0,25 м) сложена ангидрит-доломитовой породой неясно-зернистой светло-коричневой, имеющей песчаниковидный облик. Суммарная мощность пласта 0,95 м.

На большей части территории 2-й маркирующий пласт выдержан по своему составу и строению. Начинается он глинистыми ангидритами и заканчивается песчаниковидными доломитами или ангидрит-доломитовой породой.

Следующий, 3-й маркирующий пласт представлен в основном ангидритами голубовато-серыми массивными пятнисто-полосчатыми и волнисто-слоистыми; доломит-ангидритами слоистыми светло-коричневыми; доломитами засоленными песчаниковидными и массивными. Мощность пласта колеблется от 4 до 5,5 м.

Скважина 54. Нижняя часть пласта (1,05 м) представлена ангидритом голубоватым кристаллическим, массивным крепким. Внизу разреза порода пятнисто-полосчатая за счет черного битуминозного вещества, рассеянного в виде пятен и слоев в голубоватом ангидрите. Кровля нижней части пласта сложена ангидритом волнисто-слоистым, содержащим слойки голубовато-серого ангидрита и черного битуминозного вещества. Выше по разрезу (0,15 м) ангидрит перекрывается соляной глиной рыхлой темно-серой с зеленоватым оттенком. Выше (0,3 м) лежит ангидрит голубовато-серый кристаллический, массивный. Вверх по разрезу он сменяется (0,2 м) доломит-ангидритовой породой коричневатозеленой мелкозернистой. На ней залегает (0,15 м) ангидрит глинистый голубовато-серый, слегка зеленоватый с примесью коричневого карбонатного вещества. Выше по разрезу идет (0,7 м) тонкое переслаивание доломитов коричневых мелкозернистых с темно-серой терригенной породой и с голубовато-серыми ангидритами. Преобладают до-

ломиты и терригенная порода. Доломит засолен и имеет песчаниковидный облик. Наблюдается постепенный переход от ангидрита к доломиту. Здесь же линзы соляной глины с красной песчаниковидной каменной солью с зернами сильвина. Далее вверх по разрезу (0,25 м) залегает слой ангидрита голубоватого массивного, крепкого кристаллического. Он сменяется (0,2 м) тонким переслаиванием ангидритов голубовато-серых и доломитов коричневых. Строение породы волнисто-слоистое. Верхняя часть пласта (0,9 м) сложена доломитом коричневым мелко-тонкозернистым, массивным с кавернами галита на поверхности зерна. В кровле пласта слой чистого микрозернистого ангидрита 1 см. Суммарная мощность пласта 3,9 м.

Скважина 63. Нижняя часть пласта (2,2 м) представлена ангидритом светло-голубым плотным, массивным. Верхняя часть пласта (2,5 м) сложена доломит-ангидритовой породой светло-коричневой местами засоленной песчаниковидной, иногда с голубоватым чистым кристаллическим ангидритом. Строение породы тонкослоистое. В кровле пласта 2 см слой чистого микрозернистого ангидрита. Суммарная мощность пласта 4,7 м.

Скважина 62. Нижняя часть пласта (2,3 м) представлена ангидритом голубовато-серым массивным, кристаллическим, слабглинистым с пятнами черного битуминозного материала. Выше по разрезу (1,05 м) следует ангидрит темно-серый до светло-голубого массивный, кристаллический с коричневыми пятнами доломита и с прослоями до 1-2 см доломита песчаниковидного и доломит-ангидрита. Над ним (0,35 м) идет доломит-ангидритовая порода бело-голубая пятнистая засоленная. Засоленные участки имеют песчаниковидный облик. Верхняя часть пласта (0,6 м) сложена доломитом мелкозернистым серым засоленным песчаниковидным, содержащим прослой ангидрита голубоватого массивного. Суммарная мощность пласта 4,3 м.

Скважина 53. Нижняя часть пласта (1,85 м) сложена ангидритом голубоватым массивным, кристаллическим чистым. Выше по разрезу (0,2 м) идет соляная глина темно-зеленая рыхлая. Она сменяется ангидритом голубовато-серым, пятнистым, сложноволнистым (0,8 м). Строение породы желваково-слоистое. Желваки изометричны и достигают в поперечнике от 1 до 1,5 см; сложены они голубым ангидритом. Промежутки между желваками занимает темный гли-

нистый ангидрит. На этих ангидритах залегает (0,8 м) доломит коричнево-засоленный, имеющий песчаниковидный облик. Верхняя часть пласта (2,05 м) сложена доломитами коричневыми, переслаивающимися с голубоватым ангидритом. Слой доломита 10-20 см, а ангидрита 10-15 см. Суммарная мощность пласта 5,7 м.

В строении 3-го маркирующего пласта наблюдается определенная закономерность, которая выражается в смене пород по вертикали. Низы пласта сложены массивным ангидритом. Средняя часть глинистая, глинисто-карбонатная. Верхняя сложена песчаниковидным доломитом или массивным доломитом.

4-й маркирующий пласт представлен в основном ангидритами глинистыми, массивными, волнисто-косослоистыми, соляной глиной зеленоватой, доломитами коричневыми песчаниковидными. Мощность пласта от 2 до 3,5 м. Рассмотрим подробнее строение этого пласта в конкретных разрезах.

Скважина 54. Нижняя часть пласта (0,8 м) сложена ангидритом линзовидным голубовато-серым глинистым. Ангидрит находится в виде чечевицеобразных образований в глинистой массе. Здесь встречаются редкие красные зерна сильвина и белого галита. Выше по разрезу (0,4 м) залегает глинистая порода темно-зеленая рыхлая с мелкими зернами ангидрита. Выше находится (0,2 м) доломит-ангидрит-глинистая порода слоистая темно-зеленая до коричневой, постепенно переходящая в доломит, слагающий верхнюю часть пласта (0,5 м). Этот доломит неясно-пятнистый песчаниковидный с включениями галита в виде пятен. Суммарная мощность пласта 1,9 м.

Скважина 63. Нижняя часть пласта (1,1 м) представлена глинистым ангидритом линзовидным, обычно находящимся в виде темно-голубых линз в зеленовато-серой глинистой массе. Верхняя часть пласта (1 м) сложена засоленной доломит-ангидритовой породой неясно-пятнистой бело-коричневой песчаниковидной. Суммарная мощность пласта 2,1 м.

Скважина 62. Нижняя часть пласта (0,45 м) представлена ангидритом голубовато-серым до темно-серого массивным, кристаллическим, волнисто-слоистым. Средняя часть пласта (1,2 м) сложена ангидритом глинистым темно-зеленоватым линзовидным (линзы голубого ангидрита в глинистой зеленоватой массе) и соляной глиной рыхлой зеленоватой. Верхняя часть (0,95 м) состоит из доломита светло-коричневого засоленного песчаниковидного с редкими не-

правильными пятнами голубоватого ангидрита. В кровле прослой чистого микрозернистого ангидрита I см. Суммарная мощность пласта 2,5 м.

Скважина 37. Нижняя часть пласта (I,15 м) представлена ангидритом светло-голубым с глинистым зеленоватым материалом тонкослоистым. Линзы голубого ангидрита находятся среди тонких слоев глинистого материала. В кровле нижней части пласта прослой чистого массивного ангидрита 20 см. Вверх по разрезу залегает (0,1 м) доломит коричневого с черными линзами битуминозного вещества. Доломит перекрывается (0,75 м) ангидритом глинистым голубовато-зеленым с желвачно-слоистым строением. Вытянутые неправильной формы желваки голубого ангидрита находятся среди темно-зеленой глинистой массы. Далее по разрезу идет (0,4 м) соляная глина темно-зеленая с тонкими линзами голубого ангидрита. Верхнюю часть пласта (I,55 м) составляет ангидрит-доломитовая порода светло-коричневая слегка зеленоватая (от глинистого вещества). Ангидрит встречается в виде прослоев до 3 см. Порода имеет песчаниковидный облик. Суммарная мощность пласта 3,55 м.

Скважина 53. Нижняя часть пласта (0,2 м) представлена ангидритом голубовато-серым массивным, кристаллическим. Вверх по разрезу идет (0,4 м) ангидрит глинистый тонкослоистый с темными прослоями глинистого материала. Ангидрит глинистый сменяется (0,4 м) соляной глиной темно-зеленой рыхлой. Соляная глина перекрывается (0,1 м) каменной солью красной мелкозернистой. Далее вверх по разрезу следуют (0,4 м) ангидриты голубые, переслаивающиеся с коричневыми доломитами засоленными, слегка глинистыми. Верхняя часть пласта (I,1 м) сложена доломитом коричневым засоленным, песчаниковидным. В кровле пласта 2 см, слоев голубого ангидрита. Суммарная мощность пласта 2,6 м.

В строении 4-го маркирующего пласта прослеживается следующая закономерность. Нижняя часть его сложена ангидритом массивным кристаллическим, средняя часть представлена в основном глинистым материалом, верхняя сложена доломитами, имеющими песчаниковидный облик. Содержание глинистого и карбонатного материала распределяется неравномерно, обуславливая слоистое, линзовидное и пятнистое строение пород.

Горизонт верхних ангидритов представлен ангидритами массивными, в верхней части переслаивающимися с доломитами светло-ко-

ричевыми. Волнисто-слоистые ангидриты характерны для скважин 62 и 63. Горизонт верхних ангидритов на всей территории Непско-Ботубинского района узнается хорошо, благодаря согласно перекрывающим их доломитам. Доломиты практически не изменяются и прослежены на большей части Сибирской платформы. Они выделены Э.И.Чечелем, Я.Г.Машовичем (1977) в качестве шестого маркирующего горизонта. Мощность верхних ангидритов составляет от 2 до 3,5 м. Рассмотрим детально состав и строение этого горизонта.

Скважина 54. Нижняя часть пласта (0,15 м) представлена ангидритом слегка глинистым, голубовато-серым тонкополосчатым, тонкослоистым. Вверх по разрезу этот ангидрит сменяется (1,85 м) ангидритом светло-голубым массивным, кристаллическим. Далее идет (0,8 м) ангидрит голубовато-серый волнисто-слоистый и неяснополосчатый, обогащенный глинистым и карбонатным материалом. Верхняя часть горизонта (0,4 м) сложена зоной доломитов коричневых тонкопереслаивающихся с подчиненными прослоями светлого ангидрита. Суммарная мощность горизонта 3,2 м.

Скважина 63. Нижняя часть пласта (2,3 м) сложена ангидритом голубовато-серым волнисто-слоистым с примесью глинистого материала. Верхняя часть (0,7 м) представлена ангидритами светло-серыми, переслаивающимися с коричневыми доломитами. Суммарная мощность горизонта 3,0 м.

Скважина 62. Нижняя часть пласта (0,6 м) представлена ангидритом светло-голубым линзовидно-слоистым. Средняя часть (1,6 м) сложена ангидритом голубовато-серым волнисто-слоистым, содержащим нефтепроявления и битумы. В верхней части горизонта (1,4 м) залегает доломит-ангидритовая порода темно-коричнево-голубоватая. Доломит имеет подчиненное значение. Породы с большим количеством битуминозного вещества. Суммарная мощность горизонта 3,6 м.

Скважина 37. Нижняя часть пласта (0,45 м) представлена ангидритом темно-голубоватым тонко-линзовидно-слоистым. Вверх по разрезу он сменяется (0,15 м) глинисто-ангидритовой породой темно-зеленовато-голубоватой. Линзы голубого ангидрита находятся в глинистой зеленой массе. Выше идет (0,4 м) доломитовая порода светло-коричневая засоленная песчаниковидная. На доломите залегает (0,5 м) доломит-ангидритовая порода темно-коричневая тонкослоистая. Верхняя часть горизонта (0,4 м) сложена ангидритом

голубовато-серым пятнистым битуминозным с бело-коричневыми пятнами доломита. Суммарная мощность горизонта I,9 м.

Скважина 53. Нижняя часть пласта (2,9 м) представлена ангидритом голубоватым слегка глинистым массивно-слоистым, кристаллическим с зернами скольжения. Верхняя часть (0,3 м) сложена ангидритом голубоватым, переслаивающимся с коричневым доломитом. Суммарная мощность горизонта 3,2 м.

Горизонт верхних ангидритов в рассмотренных разрезах имеет одинаковое строение. Всегда разрез снизу начинается ангидритами волнисто-слоистыми, тонкослоистыми, массивными и кончается переслаиванием доломитов и ангидритов, т.е. происходит увеличение карбонатного материала вверх по разрезу. И лишь в скв. 37 в середине разреза содержится терригенный глинистый материал. Благодаря тому, что горизонт верхних ангидритов повсеместно перекрывается массивными доломитами, можно четко выделить этот горизонт в Непско-Ботубинском районе.

Рассмотрев состав и строение сульфатных и сульфатно-карбонатных горизонтов, пластов и слоев, входящих в состав гаженской пачки, можно сделать следующее заключение. Во-первых, каждый из рассмотренных горизонтов или пластов характеризуется своеобразным составом и строением, что позволяет легко отличать их друг от друга в разрезе гаженской пачки. Во-вторых, все сульфатные горизонты и пласты сохраняют свойственное им строение и состав на значительной территории Непско-Ботубинского района. Кроме того, выдерживается обычно и их мощность. Перечисленные признаки позволяют принимать пласты и горизонты сульфатных и сульфатно-карбонатных пород в качестве надежных маркирующих горизонтов. Особенно важное значение приобретают маркирующие горизонты, расположенные в толще верхней каменной соли гаженской пачки в связи с поисковыми работами на калийные соли. Они дают возможность более детально расчленять калиеносную гаженскую пачку и надежно проводить корреляцию разрезов калиепоисковых скважин.

Литература

Атлас структур и текстур галогенных пород СССР. Л.: Недра, 1974. 230 с.

Чечель Э.И., Машович Я.Г., Гилев Ю.Г. Закономерности строения соленосных отложений кембрия юга Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 144 с.

С.Ф.Бахтуров

ТИННОВСКАЯ БИТУМИНОЗНАЯ КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕРИФЕРИИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация охватывает нижнюю часть одноименной свиты, отложения которой впервые были выделены Э.М.Старостиной (1935) под индексом e_1^d в разрезах рек Лены, Мал. и Бол.Патом. Позже, в 1941 г., эта толща была возведена А.А.Предтеченским в ранг свиты и названа тинновской. Исследователями она либо включается в более крупные формационные комплексы, либо выделяется как самостоятельная формация. С.М.Замараев (1967) помещает тинновскую свиту в мощную нижнюю карбонатную формацию алданского яруса, развитую на северном оклоне Алданского щита, у поднятий Байкало-Патомского и Северо-Байкальского нагорий, а также в Прибайкалье и в Присянье. Л.И.Салоп (1967) считает возможным относить толщу черных битуминозных известняков тинновской свиты в антраколитовую формацию. М.А.Харков и Э.И.Чечель (1973) включают тинновскую свиту в мощную карбонатную формацию кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Н.С.Малич (1974) выделяет в объеме свиты одноименную песчано-доломитовую формацию, а С.В.Руженцев и Чжан-Бу-Чунь (1961) - терригенно-карбонатную формацию Нийского прогиба.

Тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация представлена тонкоплитчатыми, тонкослоистыми породами с характерными сланцеватыми, черными, антрацитовидными, крупнокристаллическими известняками и аргиллитами, которые образуют отдельные пакки от 5-10 до 60 м мощностью (Харков, Чечель, 1973; Бахту-

ров, 1981). Наблюдаются в составе формации и пестроцветные породы: коричневато-бурые, зеленоватые, лиловые алевролиты, доломиты, мергели, также имеющие, как правило, тонкоплитчатую отдельность и листоватую текстуру.

Формация распространена в полосе, опоясывающей узкой лентой внешнюю периферийную зону Патомского нагорья. Она протягивается с юго-запада на северо-восток, начиная от нижнего течения р.Витим и долины р.Бол.Патом до р.Лены между устьями рек Джербы и Мал.Патом. В области Уринского антиклинория простирающиеся полосы выходов меняется на южное. В этом направлении она прослеживается в нижнем течении р.Жуи и в долине р.Чары.

В целом, формация представляет узкое дугообразно вытянутое тело шириной 10-40 км и протяженностью около 700 км. Мощность тинновской формации колеблется от 80 м в бассейне р.Чары до 130 м на р.Лене. На всей площади своего распространения тинновская формация подстилается мощной терригенной толщей, обособляемой многими исследователями в жербинскую свиту и в формацию кварцевых песчаников (Замараев, 1967; Салоп, 1967; Жарков, Чечель, 1973; Геологические..., 1974; Бобров, 1964, 1979), а перекрывается карбонатно-кремнистыми отложениями, относимыми к верхней части тинновской свиты. Возрастное положение тинновской формации остается до сих пор неясным. Некоторые исследователи считают ее кембрийской (Руженцев, Чжан-Бу-Чунь, 1961; Жарков, Чечель, 1973; Чумаков, 1959; Салоп, 1964). В последние годы большинство исследователей относят ее к венду (Хоментовский и др., 1972; Колосов, 1977; Бобров, 1979).

На рис. 1 показано взаимоотношение тинновской формации с подстилающими и перекрывающими ее отложениями, а также характер замещения битуминозных пород формации по простираанию. Восточнее Уринского антиклинория, в Березовском прогибе, происходит уменьшение мощности формация, в бассейне р.Чары, она, по-видимому, немногим превышает 70 м. Еще восточнее, в бассейне рек Торго и Токко, битуминозные отложения переходят преимущественно доломитовую толщу, выделяемую многими исследователями в порохтакскую свиту (Журавлева и др., 1959; Петров, 1963; Бобров, 1979). В восточном направлении, в бассейнах рек Тяня, Олёкма эти отложения становятся более грубозернистыми (Хоментовский и др., 1972). Судя по материалам глубоких скважин, пробуренных у дер.Наманы (Гуголь,

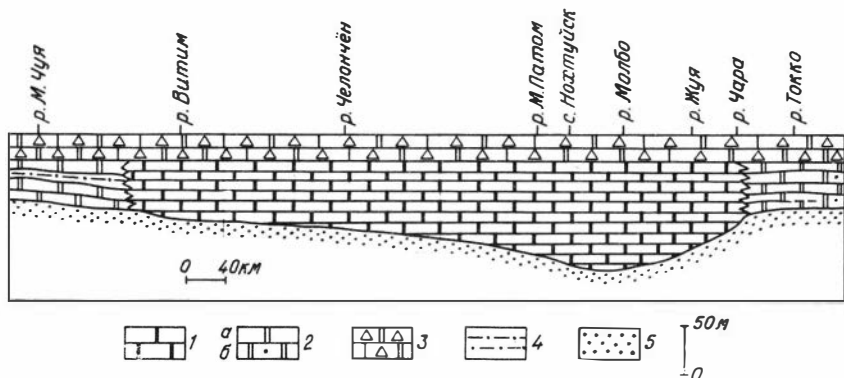


Рис. 1. Положение тинновой формации среди окружающих толщ.
 1 - отложения тинновой формации; 2 - доломиты: а - кристаллические, б - песчанистые; 3 - кремнисто-карбонатная брекчия; 4 - алевролиты; 5 - песчаники

1958; Бобров, 1964; Работнов, 1966; Жарков, Советов, 1969), в этой части Березовского прогиба фациальные аналоги тинновой формации представлены доломитами, которые часто в той или иной мере сульфатоносны.

В западной части рассматриваемой территории отложения тинновой формации, также сокращаясь в мощности, переходят в доломитовую толщу, которая в бассейнах рек Чаи и Мал. Чуи обособляется в усатовскую свиту (Жарков, Чечель, 1964, 1973; Хоментовский и др., 1972).

К северу от бассейна р. Лены характер замещения битуминозных пород формации несколько иной. По данным бурения (Бобров и др., 1974; Колосов, 1977), на Верхне-Вилучанской площади разновозрастные отложения представлены серыми, темно-серыми и буроватыми доломитами, буровато-серыми и темно-серыми известняками, онколитовыми, окремненными, реже встречается темно-серые аргиллиты. Западнее, на Средне-Ботубинской площади, развиты серые алевролиты, серые и темно-серые аргиллиты с маломощными прослоями серых доломитов. Мощность отложений достигает 170 м на Верхне-Вилучанской площади. Вышележащие отложения, представленные доломитами, содержат пласты каменной соли.

Фациальные аналоги тинновской формации во внутренних участках Байкало-Патомской складчатой области однозначно установить не удастся, по-видимому, здесь развиты терригенные толщи (Клитян и др., 1970; Хоментовский, 1976).

Ниже приводится описание основных разрезов тинновской формации. Некоторые из них изучал автор, характеристика остальных дана по материалам других исследователей.

Наиболее полный разрез формации расположен на левом берегу Лены выше с. Нохтуйска (рис. 2, I). Контакт с нижележащими отложениями жербинской свиты не обнажен и граница формации устанавливается по высыпкам кварцевых песчаников, которые сменяются терригенно-карбонатной пачкой, принадлежащей уже тинновской формации. В разрезе выделены следующие пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Переслаивающиеся темно-серые, желтоватые, зеленовато-желтые, листоватые, часто слюдястые аргиллиты, темно-серые и желтоватые, полосчатые, от тонкоплитчатых до листоватых алевролиты и в резко подчиненных количествах темно-серые, тонко- и среднеплитчатые известняки. Аргиллиты и алевролиты с поверхности выветривания обокрени, образуют прослой мощностью от 0,05 до 1 м и от 0,03 до 0,35 м, соответственно, известняки — от 0,05 до 0,6 м 33,7

2. Переслаивающиеся аргиллиты темно-серые и желтоватые, тонколистоватые, нередко разрушенные, известняки серые, темно-серые и черные, толстоплитчатые, тонкокристаллические, битуминозные и известняки черные, крупнокристаллические, антрацитовидные, сильно пахнущие битумом. Они слагают основную часть пачки. 18,0

3. Известняки серые, темно- и буро-серые, разноплитчатые, тонкослоистые, переслаиваются с аргиллитами темно-серыми, желтыми, зеленовато-желтыми, листоватыми, разрушенными, слюдястыми и известковистыми, иногда алевролитистыми и алевролитовыми и доломитами серыми, зеленовато-серыми и черными, тонкоплитчатыми, комковатыми и щебенчатыми, часто глинистыми и сильно глинистыми. 14

4. Доломиты серые, зеленовато-серые и светло-зеленые, тонко- и среднеплитчатые, тонкокристаллические, оскольчатые, иногда волнисто-слоистые, полосчатые, сильно глинистые, последние от тонкоплитчатых до листоватых. Наблюдаются редкие тонкие прослои зеленовато- и желтовато-серых кварцевых песчаников 12

5. Переслаивающиеся известняки серые, зеленовато-серые, коричневе и коричневато-бурые, тонкоплитчатые и листоватые, иногда с бугристыми поверхностями наслонения, глинистые и сильно глинистые; аргиллиты зеленовато-серые, коричневато-бурые, листоватые, часто известковистые, слюдяные, алевритистые и алевролиты коричневе, лиловые, тонкоплитчатые, песчаные. В подчиненном количестве встречаются тонкие прослои зеленовато-серых, реже зеленых полосчатых доломитов и глинистых доломитов, а также тонкозернистых известковистых песчаников 20

6. Известняки темно-серые и черные, тонко- и микрокристаллические, от листоватых до средне-, толстоплитчатых, часто волнисто-слоистые, иногда песчаные, образующие прослои от 0,05 до 0,6 м, изредка известняки образуют небольшие линзы (0,1-0,15 м и 0,2-0,4 м, высота и длина, соответственно). Переслаиваются они с доломитами серыми и голубовато-серыми, тонко- и среднеплитчатыми и алевролитами зеленовато-серыми, полосчатыми, известковистыми и слюдяными. В верхней части пачки отмечаются прослои серых песчаников и черных алевролитов, от листоватых до тонкослойных (мощность прослоев от 3-5 см до 0,4 м) 10

7. Известняки черные, кристаллические и микрокомковатые, от средне-, толстоплитчатых до массивных, битуминозные, полосчатые, с волнистыми поверхностями наслонения, переслаиваются с доломитами серыми и черными, кристаллическими, от тонкоплитчатых до листоватых, с линзами черного халцедона (мощностью 0,05-0,2 м и длиной 0,20,4 м). 2

Видимая мощность формации I10-I30 м. Выше идут кремнисто-карбонатные и терригенные отложения верхней части тинновской свиты.

На р.Лене вскрывается еще один разрез тинновской формации, расположенный на ее левом берегу в I км выше дер.Тинная.Его характеристика приводится по данным Т.А.Дольник (рис. 2, П). Разрез имеет следующее строение (снизу вверх).

Мощность, м

1. Известняки темно-серые и черные, тонко- и крупнокристаллические, образующие свалы 60
 2. Известняки черные кристаллические 10
- Задреновано по мощности 35 м.
3. Известняки серые, темно-серые, кристаллические . . . 17

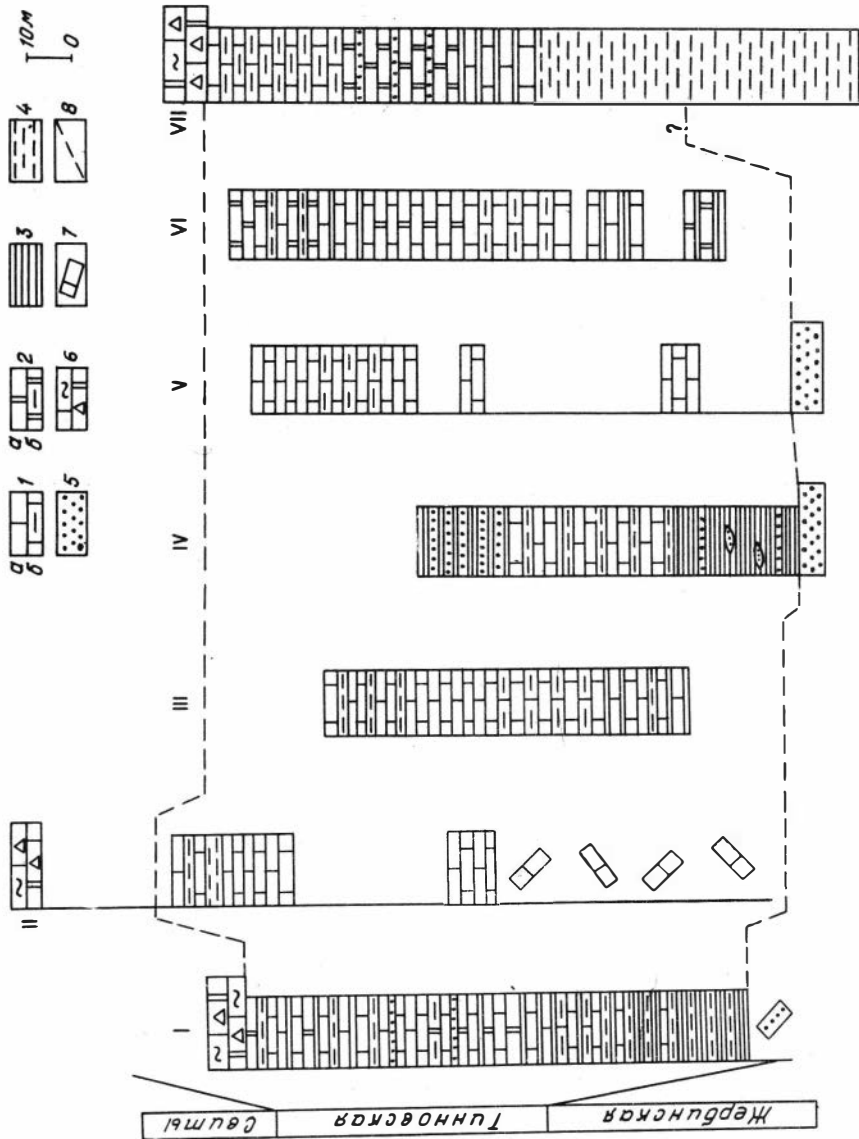


Рис. 2. Разрез тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации

1 - известняки: а - кристаллические, б - сильно глинистые; 2 - доломиты: а - кристаллические, б - сильно глинистые; 3 - аргиллиты; 4 - алевролиты; 5 - песчаники; 6 - кремнисто-карбонатная брекчия; 7 - участки с плохой обнаженностью; 8 - границы тинновской формации. I-VII - номера разрезов: I - р. Лена выше с. Нохтуйск, II - р. Лена выше д. Тинная, III - р. Мал. Патом в I км ниже устья руч. Чешелех, IV - р. Бол. Патом в 4,5 км выше устья р. Челончён, V - р. Кураанахаан (приток р. Молдо), VI - р. Молдо, в I,3 км ниже устья руч. Снылаах, VII - р. Ыймгээх - Тулукан (приток р. Жуй)

4. Кварцевые алевролиты, в подчиненном количестве встречаются серые и темно-серые кристаллические известняки (в верхней части) 10

Задерновано по мощности 35 м.

Далее идет карбонатно-кремнистая брекчия верхней части тинновской свиты. Видимая мощность формации около 100 м.

Сходный разрез тинновской формации вскрывается в правом борту р. Мал. Патом, в I км ниже устья руч. Чешелех (рис. 2, III), в нем выделяются следующие пачки (снизу вверх).

Мощность, м

1. Переслаивающиеся аргиллиты черные, листоватые, изредка алевроитистые и известняки черные, средне-, толсто плитчатые, битуминозные, мелкокристаллические. В нижней части встречаются тонкие прослои глинистых алевролитов (видимая) 16,6

2. Известняки черные, с коричневым оттенком, средне-, толсто плитчатые, крупнокристаллические, антрацитовидные, обогащенные органическим веществом, прослоями тонкокристаллические 29,6

3. Переслаивающиеся известняки черные, коричневатые, средне-толсто плитчатые, крупнокристаллические и известняки черные, тонкорассланцованные, часто глинистые, тонкокристаллические, сильно обогащенные органическим веществом 14,3

4. Известняки серые, зеленовато-серые, тонко-средне плитчатые, переслаиваются с алевролитами зеленовато-серыми, тонкорассланцованными. Встречаются редкие тонкие прослои (0,01-0,05 м) лиловых алевроитистых и песчанистых известняков 20,5

Видимая мощность формации 81 м.

Интересный разрез тинновской формации, где наблюдается контакт с нижележащими отложениями жербинской свиты, расположен на правом берегу р. Бол.Патом в 4,5 км выше устья р. Челочён (рис. 2, ЛУ). В нем выделены следующие пачки (снизу вверх).

Мощность, м

1. Переслаивающиеся песчаники разноплитчатые, серые, светло-серые, с бурым крапом, кварцевые, нередко с волнистыми поверхностями наложения, знаками ряби и течения, и аргиллиты черные, листоватые и разрушенные. Песчаники образуют иногда линзовидные тела, залегающие в аргиллитах 28

2. Переслаивающиеся известняки серые и темно-серые, черные, тонко-среднеплитчатые, иногда комковатые, тонко- и крупнокристаллические, битуминозные (мощность прослоев 0,1-4,5 м, чаще 0,1-0,5 м), аргиллиты серые и черные, с поверхности выветривания буроватые (мощность прослоев от 0,5 см до 2,4 м) и алевролиты темно-серые, средне-толстоплитчатые, песчанистые и известковистые, очень редко встречаются тонкие прослои песчаников 36

3. Песчаники серые, бурые, пятнисто-полосчатые, средне-толстоплитчатые, кварцевые, разнoзернистые, иногда неправильно-линзовидно-слоистые. В подчиненном количестве встречаются аргиллиты серые и бурые, листоватые, всегда содержащие тонкие прослойки (до 1 см) и линзочки песчаников 21

Видимая мощность формации 85 м.

Несколько иной состав имеет тинновская формация в разрезах, расположенных к востоку и юго-востоку от выше рассмотренных. Характеристика разреза, вскрывающегося на р. Кураанахчаан (приток Лены), в 4 км ниже устья руч. Мал. Кураанахчаан приводится по данным М.Я. Дубникова (рис. 2, У). Им выделены следующие пачки (снизу вверх).

Нижняя часть формации не обнажена. Выше кварцевых алевролитов жербинской свиты идет необнаженный участок мощностью 20 м, далее идут отложения тинновской формации.

1. Известняки черные, средне-толстоплитчатые, крупнокристаллические, антрацитовидные, битуминозные 3

Задерновано по мощности 2 м.

2. Известняки черные, крупнокристаллические, антрацитовидные, битуминозные 3

Задерновано по мощности 40 м.

3. Известняки черные, коричневато-темно-серые, мелкокристаллические, битуминозные 5

Задерновано по мощности 10 м.

4. Известняки темно-серые, тонко-среднеплитчатые, слоистые, алевритистые 2

5. Переслаивающиеся известняки зеленые, вишневые, грязно-зеленые, разноплитчатые, слоистые, часто алевритистые . . . 30

Выше идет закрытый интервал мощностью около 100 м, в делении встречаются обломки темно-серых скрытокристаллических, коричневато-серых мелкокристаллических известняков, иногда песчанистых и темно-серых скрытокристаллических доломитов. Еще выше залегают карбонатные брекчии верхней части тинновской свиты. Приблизительная мощность формации около 120-150 м.

В бассейне р. Молбо вскрывается еще один интересный разрез тинновской формации. Он расположен на р. Молбо в 1,3 км ниже устья руч. Сыпылаах. Его характеристика приводится по данным М.Я. Дубникова (рис. 2, У1). Контакта между формацией и нижележащими отложениями жербинской свиты не наблюдается. В разрезе выделены следующие пачки (снизу вверх).

Мощность, м

1. Доломиты темно-серые, алевритистые, переслаиваются с аргиллитами черными, рассланцованными, алевритистыми и алевролитами темно-серыми, кварцевыми 8

Задерновано по мощности 10 м.

2. Аргиллиты черные, "углистые", рассланцованные, с прослоями (мощностью 10-15 см) алевролитов черных, "углисто-кварцевых" 2,5

Задерновано по мощности 3 м.

3. Известняки черные, мелкокристаллические, битуминозные, пронизанные многочисленными кальцитовыми прожилками 5

Задерновано по мощности 5 м.

4. Известняки серые и темно-серые, мелкокристаллические с прослоями (мощностью 1-2 см) известняков зеленовато-серых, сильно глинистых 24

5. Известняки вишнево-красные, мелкокристаллические, переслаивающиеся с доломитами алевритисто-известковыми и известняками зеленовато- и розовато-серыми, мелкокристаллическими, доломитовыми. Встречаются прослои известняков темно-серых, доломитовых, косослоистых, алевритистых 16

6. Известняки серые с зеленоватым оттенком, алевритистые с прослоями (мощность 0,2-0,5 м) известняков серых, розоватых, мелкокристаллических, доломитовых, глинистых и песчаников полевошпатово-кварцевых, реже аргиллитов и алевролитов 10

7. Алевролиты серые и зеленовато-серые, кварцевые, переслаивающиеся с доломитами известковыми, алевритистыми (мощность прослоев 0,5-0,8 м). Реже встречаются известняки серые, ровные и косослоистые, мелкокристаллические и песчаники серые, полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые 18

8. Доломиты черные, мелкокристаллические, битуминозные с прослоями (до 0,2 м) известняков черных, разнокристаллических и известняков темно-серых, ступчатых, окремненных 2

Далее идет закрытый интервал и выше карбонатная брекчия верхней части тинновской свиты. Видимая мощность формации 100-120 м.

Южнее, в бассейне р. Жуи (левый склон долины р. Еймплээх-Тутукан), вскрывается полный разрез тинновской формации (рис. 2, УП). Его характеристика приводится по данным М. Я. Дубникова. В разрезе им выделены следующие пачки (снизу вверх).

Мощность, м

Переход от никележащих отложений жербинской свиты к тинновской формации постепенный. Граница проходит в толще, сложенной алевролитами темно- и зеленовато-серыми, кварцевыми, мощностью около 70 м, выше идут отложения тинновской формации.

1. Известняки черные, крупнокристаллические, битуминозные, с маломощными прослоями (до 15 см) аргиллитов черных, рассланцованных 20

2. Доломиты зеленовато-серые, в верхней части черные, кристаллические с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников . . . 30

3. Известняки светло-серые, сильно глинистые 25

Выше идут отложения верхней части тинновской свиты. Мощность тинновской формации около 100 м.

На основании вышеизложенного материала можно заключить, что тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация характеризуется довольно постоянным составом на всей площади своего развития. Практически во всех разрезах нижняя часть формации сложена терригенными породами - алевролитами и аргиллитами, выше идет пачка, представленная черными битуминозными крупно-тонко-

кристаллическими известняками с прослоями аргиллитов и сильно глинистых известняков. Выше по разрезу в ее составе начинают появляться доломиты. В разрезах, расположенных вблизи внутренних частей Жуинско-Патомского прогиба, наблюдается повышенная терригенность отложений, что, по-видимому, связано с их более близким положением к областям сноса.

В целом тинновская формация характеризуется небольшим набором слагающих ее пород. Немногочисленные сведения о них приведены в работах А.К.Боброва (1964), М.А.Жаркова и Э.И.Чечеля (1973). Рассмотрим этот вопрос подробнее. Формация сложена в основном следующими породами: кристаллическими известняками (в том числе алевритисто-песчанистыми и глинистыми), сильно глинистыми известняками (известковыми мергелями), кристаллическими доломитами, аргиллитами и алевролитами. В подчиненном количестве встречаются песчаники, микрокомковатые известняки, в виде небольших линзовидных тел кремнистые породы.

Все породы формации можно подразделить на две группы: 1) хемогенно-биохемогенную и 2) терригенную. В первую входят известняки, доломиты и кремнистые породы, во вторую - аргиллиты, алевролиты и песчаники.

Известняки, в зависимости от содержания глинистого материала, подразделяются на: 1) сильно глинистые (известковые мергели), в которых глинистого материала от 25 до 50 %; 2) глинистые, где содержание глинистого материала от 5 до 25 %. Аналогично подразделяются доломиты. Аргиллиты подразделяются на собственно аргиллиты (других компонентов менее 5 %), известковистые (кальцита 5-25 %) и известковые (кальцита 25-50 %). Выделяются также доломитистые и доломитовые разновидности. Подобным же образом подразделяются алевролиты и песчаники. Выделяются также разновидности смешанного состава для всех типов пород.

Ниже приводится детальная характеристика пород тинновской формации.

Хемогенно-биохемогенные породы

Известняки. Выделены кристаллические, микрокомковатые, онколито-микрокомковатые, сферолито-микрокомковатые и сильно глинистые.

Кристаллические известняки. По размеру кристаллов они подразделяются на неясно- ($< 0,05$ мм), ясно- ($> 0,05$ мм) и разнокристаллические ($0,001-0,25$ мм). Неяснокристаллические известняки составляют: скрыто- ($< 0,001$ мм), микро- ($0,001-0,01$ мм), тонко- ($0,01-0,05$ мм) и неравномерно-кристаллические ($0,001-0,05$ мм) разновидности. Яснокристаллические известняки подразделяются на мелко- ($0,05-0,5$ мм) и крупнокристаллические ($> 0,5$ мм).

Известняки тонкокристаллические. Макроскопически это серые, зеленовато-серые, черные, иногда с коричневым оттенком и коричневым, разноплитчатые и массивные, часто сланцеватые, обогащенные органическим веществом породы. Органическое вещество обычно тонко рассеяно, нередко образует субпараллельные включения. Поверхности напластования ровные, пологоволнистые и бугорчатые. В отдельных случаях порода отчетливо слоистая, полосчатая, редко ноздреватая, с глыбовой отдельностью. Известняки, как правило, на 90 % и выше состоят из кристаллов кальцита, иногда встречаются микрокомочки ($0,064-0,16$ мм), выполненные скрытокристаллическим кальцитом, имеющие округлую и вытянутую форму. Их в породе не более 5-10 % от площади шлифа. В качестве примеси встречаются зерна кварца ($0,024-0,08$ мм), обычно угловатые, реже окатанные, гидроокислы железа, листочки слюды, пирит, магнетит. В случае большого количества терригенного материала, выделяются алевритистые разновидности. В небольших количествах всегда присутствует доломит, который либо равномерно распределен среди кальцитовой массы, либо встречается в виде отдельных крупных идиоморфных кристаллов. В отдельных случаях он образует небольшие сгустки. В зависимости от содержания доломита, выделяются доломитистые и доломитовые разновидности. Иногда в известняках встречаются крупные кристаллы кальцита ($0,05-0,1$ мм), в этом случае на свежем сколе породы наблюдаются отчетливо заметные блестки (так называемые искристые известняки). При содержании в известняках большого количества микрокомочков (10-15 %), порода приобретает микрокомковато-тонкокристаллическую структуру.

Наиболее широко распространены "чистые" и доломитистые разновидности, реже глинистые, сильно глинистые, доломитовые и алевритистые. Встречаются известняки по всему объему формации, но большинство их прослоев приурочено к нижней ее части. Они об-

разуют слои мощностью 0,03–1,7 м, иногда залегают в виде линз (длиной 0,2–0,4 м, высотой 0,1–0,15 м). Следует отметить, что тонкокристаллические известняки по простиранию часто переходят в мелко- и крупнокристаллические.

Мелкокристаллические известняки встречаются редко. Макроскопически – это темно-серые и черные, тонко-среднеплитчатые, иногда сланцеватые, часто комковатые породы, обогащенные органическим веществом, которое либо тонко рассеяно, либо встречается в виде субпараллельных включений. Концентрация $S_{орг.}$, по данным А.К.Боброва (1964), достигает 1 % (в одном случае 3 %). Поверхности наложения ровные, реже пологоволнистые. Слагают известняки правильные кристаллы кальцита, нередко с чуть заметной штриховкой; породу часто пронизывают тоненькие жилки, выполненные тонкокристаллическим кальцитом, а в полосчатых образцах они образуют отдельные слои мощностью 1–2 мм. Встречаются в породе и участки, сложенные микрокристаллическим кальцитом. По составу известняки преимущественно "чистые", редко глинистые. В небольшом количестве встречаются зерна кварца (0,001–0,08 мм), обычно угловатые. В качестве примеси отмечаются также гидрокислы железа, пирит.

Развиты известняки главным образом в нижней части формации, где они образуют слои мощностью от 0,04 до 4,5 м.

Крупнокристаллические (антрацитовидные) известняки. Макроскопически это черные, тонкоплитчатые, с ровными, иногда пологоволнистыми поверхностями напластования породы, с характерными блестками на свежем сколе, с шероховатым кристаллическим изломом, часто с многочисленными кальцитовыми прожилками. Известняки обогащены органическим веществом и при ударе издают резкий запах битума. По данным А.К.Боброва (1964), содержание $S_{орг.}$ в породе до 1 %. Органическое вещество тонко рассеяно, иногда концентрируется в виде точек. Слагают известняки крупные кристаллы кальцита (1–3 до 5–6 мм), многие с диагональной штриховкой, часто для них характерно волнистое погасание. Встречаются полисинтетические двойники. Кристаллы удлиненные, располагаются в виде вытянутых цепочек, между которыми часто наблюдаются микростилолитовые швы, к которым обычно приурочено глинистое и органическое вещество. Иногда кристаллы образуют сферолитовые образования (диаметром от 2 до 15 см). Крупные кристаллы содержат релик-

ты более мелких, что свидетельствует о перекристаллизации породы. В полосчатых известняках чередуются слои, выполненные мелко- и крупнокристаллическим кальцитом. По составу породы исключительно "чистые", изредка встречаются гидроокислы железа, пирит, глинистое вещество (в сумме не более 5 %).

Развиты крупнокристаллические известняки в нижней части формации, где они слагают отдельные слои от 5–10 см до 12 м.

Микрокомковатые известняки встречаются очень редко. Они сложены образованиями округлой, овальной и неправильной формы (0,05–0,5 мм), выполнены скрыто- и микрокристаллическим кальцитом. Комочки характеризуются, как правило, четкими границами и не соприкасаются друг с другом, иногда имеют расплывчатые очертания и напоминают сгустки. В породе встречаются редкие зерна кварца (0,02–0,24 мм, изредка до 1 мм) в разной степени окатанные. Их количество обычно 1–3 %, в редких случаях достигает 10–15 %. Кроме комочков, породу слагают кристаллы кальцита (от 0,016–0,08 мм до 0,4 мм), которые иногда замещены кварцем, сферолиты (0,1–0,5 мм) и онколиты (0,3–1,3 мм). В случае заметного их количества, выделяются онколито-микрокомковатые и сферолито-микрокомковатые известняки. По составу выделяются "чистые", глинистые, алевритистые и алеврито-песчанистые разновидности. Встречаются эти породы по всему объему формации в виде тонких прослоев (1–1,5 см) среди других пород.

К р и с т а л л и ч е с к и е доломиты, в зависимости от размеров кристаллов, подразделяются на разновидности аналогично известнякам.

Доломиты тонкокристаллические. Макроскопически это серые, зеленовато-серые, черные, коричневатые-черные, розоватые и коричневатые, разноплитчатые породы, часто обогащенные органическим веществом, они ровно- и волнисто-слоистые, иногда щбенчатые, с каемкой рыжего цвета вокруг плиток. Образованы породы кристаллами доломита (0,024–0,04 мм), часто представленными правильными ромбами, часть кристаллов более крупные – до 0,1 мм, встречаются участки, сложенные скрыто-микрокристаллическим доломитом. В некоторых образцах отмечались сгустки – округлые и овальные образования, не имеющие четких границ и выполненные скрыто-кристаллическим доломитом. В породе часто присутствуют зерна кварца (0,004–0,64 мм) в разной степени окатанные, некоторые из

них корродированные. Из других терригенных минералов встречаются слюды. В редких случаях доломиты окремнены. По составу выделяются "чистые", известковистые, известковые, алевритистые, глинистые и сильно глинистые (доломитовые мергели) разновидности. Наиболее часто встречаются "чистые", известковистые и глинистые доломиты. Распространены данные породы по всему объему формации, но в основном в верхней ее части и образуют слои от 0,15 до 3,5 м. Глинистые и сильно глинистые разновидности характерны для пестроцветных пачек разреза.

Из других кристаллических доломитов следует отметить микро- и мелкокристаллические разновидности. Встречаются они очень редко, образуя в основном выклинивающиеся прослои мощностью от 1 до 10-15 см.

Доломиты стустковые встречаются очень редко. Сложены они округлыми и овальными образованиями, выполненными скрытокристаллическим доломитом, стустки имеют расплывчатые очертания и не соприкасаются друг с другом, их размеры 0,05-0,2 мм, иногда до 1,5 мм. Промежуточная масса представлена кристаллическим доломитом (0,008-0,016 мм). В породе часто присутствует незначительное количество зерен кварца, обычно хорошо окатанных (до 0,16 мм), чешуйки слюды. Некоторые образцы нацело замещены кремнистым материалом, под микроскопом в них отчетливо видна водорослевая структура. Стустки бурные и выглядят более темными по отношению к промежуточной массе, которая состоит из кремнисто-доломит-кальцитового вещества. Участками кремень раскристаллизован до кварца. Стустковые доломиты изредка принимают участие в строении небольших куполовидных образований, сложенных чередующимися слоями кристаллических и стустковых доломитов. Иногда стустковые доломиты плитчатые, иногда характеризуются скорлуповатой отдельностью. Встречаются они главным образом в верхней части формации в виде тонких прослоев мощностью 0,05-0,2 м среди других пород.

Терригенные породы

Аргиллиты. Макроскопически это серые, желтовато-серые, зеленоватые, лиловые, красные и черные, тонко-среднеплитчатые до листоватых, тонкослоистые породы. При выветривании они распадаются

ся на тонкие (до долей миллиметра) пластинки; часто разрушены, на плоскостях напластования нередко ожелезнены. Темноцветные аргиллиты обогащены органическим веществом, которое или тонко рассеяно в породе, или сконцентрировано в виде небольших пятнышек округлой формы (0,032–0,064 мм). Под микроскопом в аргиллитах отмечается полуизотропная и изотропная масса. Помимо пелитового материала ее слагают зерна кварца, обычно плохо окатанные (0,016–0,06 мм), которые беспорядочно распределены в породе. Более крупные зерна (0,08–0,2 мм) округлы, некоторые из них с микрокварцитовой структурой. Содержание аллотигенного кварца обычно 2–3%, реже 10–20 %, в последнем случае выделяются алевритистые разновидности. В породе встречаются также чешуйки слюды, зерна магнетита и пирита, гидроокислы железа, кристаллы кальцита и доломита. Кальцит иногда образует сферолиты (0,16–0,2 мм). В зависимости от содержания карбонатов, выделяются известковистые, известковые и доломитистые аргиллиты. Наиболее часто встречаются известковистые разновидности. В отдельных случаях породы полосчатые, которая обусловлена чередованием "чистых" и алевритистых либо "чистых" и известковистых разновидностей (мощность слоев 0,1–3 мм). В известковистых и известковых аргиллитах иногда наблюдаются комочки (0,048–0,13 мм), выполненные глинистым скрытокристаллическим кальцитом.

Аргиллиты встречаются по всему объему формации, образуют слой мощностью 0,05–0,8 м, обычно 0,1–0,2 м.

Алевролиты. Макроскопически это серые, желтовато-серые, черные, коричневатые-бурые, лиловые, желтовато-розовые, зеленоватые, тонко-среднеплитчатые до тонколистоватых породы, часто с рыхлой каемкой вокруг плиток. Сложены они главным образом зернами кварца (0,032–0,064 мм), в разной степени окатанными. Кварцевые мономинеральные алевролиты нередко тонкослоистые. Цемент в породах известковый и глинистый, контактный, поровый, базальный. По составу выделяются "чистые", глинистые, и известковистые разновидности. Иногда в заметных количествах присутствует магнетит. Кроме мономинеральных, в составе формации встречаются и полимиктовые алевролиты, которые сложены помимо кварца, зернами плагиоклаза и калишпата. В небольшом количестве отмечаются также обломки карбонатов, кварцитов, халцедона. Во всех алевролитах присутствуют гидроокислы железа, чешуйки слюды. Полимиктовые раз-

новидности распространены в пестроцветных пачках, кварцевые — по всему объему формации и слагают прослой от 3–5 см до 1 м, обычно 10–15 см, иногда небольшие линзовидные тела в аргиллитах.

Песчаники. Макроскопически это серые, светло- и зеленоватые-серые, реже бурные и лиловые, средне- и толстоплитчатые до массивных породы, иногда с неровными поверхностями напластования. Сложены они угловатыми и полуокатанными зернами кварца (0,048–0,55 мм). Обломочный материал плохо отсортирован, в ряде образцов встречены гальки размером до нескольких миллиметров. Из второстепенных минералов встречаются обломки полевых шпатов, микрокварцитов, магнетита, гидроокислы железа, которые отмечаются как примеси. Цемент карбонатный порового и базального типов, представленный главным образом кальцитом и редкими ромбоэдрами доломита.

Встречаются песчаники в виде единичных прослоев от 0,1 до 1,5 м мощностью.

При изучении тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации большое внимание уделялось выяснению взаимоотношений слагающих ее типов пород. На основании послойного изучения ряда разрезов установлено, что охарактеризованные выше типы пород встречаются не хаотически, а определенным образом следуют друг за другом, образуя закономерные, часто повторяющиеся наборы пород. Немногочисленные сведения о наборах пород тинновской формации приведены в работе М.А.Жаркова и Э.И.Чечеля (1973). Рассмотрим их более детально.

В тинновской формации выделено 20 различно построенных наборов. Они подразделяются на три группы: карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную.

В карбонатную группу входят пять построенных следующим образом наборов: 1) известняк антрацитовидный (крупно- и мелкокристаллический) — известняк неяснокристаллический*; 2) известняк антрацитовидный — известняк сильно глинистый; 3) известняк кристаллический — известняк сильно глинистый; 4) доломит кристаллический — доломит сильно глинистый; 5) известняк кристаллический — доломит кристаллический.

* В дальнейшем для краткости неяснокристаллические карбонатные породы (скрыто-, микро-, и тонкокристаллические) будем называть просто кристаллическими.

Карбонатно-терригенная группа представлена 12-ю наборами пород, которые построены следующим образом: 1) известняк кристаллический - аргиллит - алевролит; 2) известняк кристаллический - алевролит - доломит кристаллический; 3) известняк кристаллический - аргиллит; 4) известняк кристаллический - известняк сильно глинистый - аргиллит; 5) известняк кристаллический - алевролит; 6) известняк антрацитовидный - известняк кристаллический - аргиллит; 7) известняк антрацитовидный - аргиллит; 8) известняк антрацитовидный - алевролит; 9) известняк микрокомковатый - алевролит; 10) доломит кристаллический - аргиллит; 11) доломит кристаллический - алевролит; 12) доломит сильно глинистый - аргиллит.

В терригенной группе выделено три набора пород: 1) алевролит- аргиллит; 2) песчаник - аргиллит; 3) песчаник - алевролит.

Выделенные наборы, как правило, двухчленные, реже трехчленные.

Наиболее широко в карбонатной группе распространены наборы: 1) известняк антрацитовидный - известняк кристаллический; 2) известняк кристаллический - известняк сильно глинистый; 3) доломит кристаллический - доломит сильно глинистый. Реже встречаются наборы видов: 1) известняк антрацитовидный - известняк сильно глинистый; 2) известняк кристаллический - доломит кристаллический.

Наборы известняк антрацитовидный - известняк кристаллический и известняк антрацитовидный - известняк сильно глинистый распространены в нижней части формации. Характерной особенностью наборов первого вида является то, что кристаллический известняк (обычно тонкокристаллический) может располагаться не только выше антрацитовидного, но и на одном с ним уровне. Мощность набора изменяется от 0,41 до 4,3 м, первого члена от 0,09 до 3,4 м, второго - от 0,08 до 0,9 м.

Наборы видов известняк кристаллический - известняк сильно глинистый (мощность набора 0,1-0,6 м, а членов - 0,05-0,5 м и 0,05-0,15 м, соответственно) и доломит кристаллический - доломит сильно глинистый (мощность набора 0,15-1,4 м, а членов 0,1-1 м и 0,03-0,4 м, соответственно) распространены в средней части формации.

Наборы видов известняк кристаллический - доломит кристаллический и доломит кристаллический - доломит сильно глинистый отмечены в верхней части формации.

Из карбонатно-терригенной группы наборов широко распространены следующие: 1) известняк кристаллический - аргиллит - алевролит (мощность набора изменяется от 0,25 до 1,6 м, членов от 0,05 до 0,6 м, от 0,05 до 1 м и от 0,03 до 0,3 м, соответственно; 2) известняк антрацитовидный - известняк кристаллический - аргиллит (мощность набора 0,26-3,3 м, членов 0,09-3,2 м, 0,01-0,8 м и 0,02-0,24 м, соответственно; 3) известняк антрацитовидный - аргиллит (мощность набора изменяется от 0,28 до 4,9 м, членов от 0,08 до 4,5 м, от 0,05 до 0,4 м, соответственно); 4) известняк кристаллический - известняк сильно глинистый - аргиллит (мощность набора 0,15-0,5 м, членов 0,05-0,5 м, 0,03-0,15 м и 0,03-0,1 м, соответственно); 5) доломит сильно глинистый - аргиллит (мощность набора 0,15-0,22 м, членов 0,1-0,15 м, 0,03-0,1 м, соответственно); 6) известняк кристаллический - алевролит - доломит кристаллический (мощности членов набора примерно одинаковы и составляют 0,05-0,2 м, всего набора 0,15-0,25 м); 7) доломит кристаллический - аргиллит (мощности членов равны и изменяются от 0,02 до 0,5 м).

Первые три вида перечисленных наборов развиты в нижней части формации, остальные и первый - в средней части.

Наборы вида известняк кристаллический - аргиллит встречаются по всему объему формации. Мощность набора варьирует от 0,12 до 4,1 м, членов 0,06-1,7 м и 0,01-3 м, соответственно. И известняк, и аргиллит содержат то или иное количество терригенных зерен алевроитовой размерности, в редких случаях место аргиллита занимает алевролит и выделяются наборы нового вида: известняк кристаллический - алевролит. Они приурочены к верхней части формации, алевролит часто песчанистый, вплоть до песчаника алевроитового.

Незначительно распространены наборы: 1) известняк антрацитовидный - алевролит (алевролит в данном наборе глинистый; 2) известняк микрокомковатый - алевролит (мощность первого члена 0,05-0,5 м, второго 0,03-0,4 м, обычно 0,05-0,1 м). Следует отметить, что часто наблюдается переход известняка микрокомковатого в тонкокристаллический и было бы правильнее назвать этот набор известняк микрокомковато-тонкокристаллический - алевролит.

Наборы вида доломит кристаллический - алевролит также встречаются очень редко. Мощность членов изменяется от 0,05 до 0,2 м, набора - от 0,1 до 0,25 м.

В терригенной группе наборов наиболее широко распространены наборы вида алевролит - аргиллит. В ленских разрезах формации они встречаются преимущественно в нижней ее части, в разрезах р.Бол.Патом занимают более высокое стратиграфическое положение. Мощность первого члена набора изменяется от 1-2 см до 0,6 м, второго - от 0,06 до 4,5 м, всего набора - от 0,11 до 5 м и в среднем составляет 0,63 м. Как правило, мощность второго члена больше, чем первого.

Наборы вида песчаник - аргиллит отмечаются в разрезах бассейна р.Бол.Патом и встречаются в нижней части формации. Мощность набора варьирует от 0,05 до 5,7 м (обычно 0,5-1,5 м), а членов - от 2-3 см до 5 м и от 1-2 см до 2,4 м, соответственно. Мощность песчаника обычно больше мощности аргиллита в нижней части разреза, выше это соотношение меняется, прослойки песчаников становятся все тоньше и постепенно сменяются алевролитами.

Наборы вида песчаник - алевролит встречаются очень редко, преимущественно в верхней части формации.

С особым вниманием при изучении тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации выясняли, каким образом наборы сочетаются между собой и какие закономерности существуют в их вертикальной последовательности. Были установлены разнообразные формы сочетания наборов друг с другом. Некоторые из них последовательно следуют один за другим, образуя сообщества наборов.

Из 20 выделенных наборов, сообщества слагают только 11, из них три являются трех-, а восемь - двухчленными. Сообщества наборов, так же как и наборы пород, подразделяются на три группы: карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную.

В первую из них входят следующие сообщества: 1) известняковое, 2) глинисто-известняковое, 3) глинисто-доломитовое, 4) известняково-доломитовое. В карбонатно-терригенной группе выделено пять сообществ: 1) известняк - аргиллит - алевролитовое, 2) доломит - аргиллитовое, 3) известняк - аргиллитовое, которое подразделяется на три разновидности. Терригенная группа представлена двумя сообществами: 1) алевролит - аргиллитовое и 2) песчаник - аргиллитовое.

Из карбонатных прежде всего следует отметить известняковые сообщества, образованные наборами вида известняк антрацитовидный - известняк кристаллический. Они развиты в нижней части формации, их мощность изменяется от 3,58 до 17 м. На рис. 3 показано строение одного такого сообщества из разреза по р. Мал. Патом (рис. 2, П).

Глинисто-известняковые сообщества, сложенные наборами вида известняк кристаллический - известняк сильно глинистый, отмечаются в средней части формации. Они образованы двумя, реже тремя наборами, мощность сообществ колеблется от 0,2 до 1,3 м. В средней же части формации развиты также сообщества, построенные из наборов вида доломит кристаллический - доломит сильно глинистый, их мощность варьирует от 0,3 до 3,2 м.

Один раз, в верхней части формации, встречено известняк - доломитовое сообщество, образованное наборами вида известняк кристаллический - доломит кристаллический, его мощность 2 м.

Из карбонатно-терригенной группы наиболее широко распространены известняк - аргиллитовые сообщества. Первая их разновидность, которую слагают наборы вида известняк кристаллический - аргиллит, отмечается в нижней и в средней частях формации. В строении сообществ принимают участие от 2 до 14 наборов, их мощность изменяется от 0,43 до 12 м. На рис. 4 показано строение одного такого сообщества из разреза по р. Лене (рис. 2, I). В сообщества второй разновидности входят наборы вида известняк антрацитовидный - аргиллит. Встречено два таких сообщества из двух наборов, их мощность изменяется от 0,78 до 0,89 м. Развиты они в нижней части формации. Здесь же один раз наблюдалась третья разновидность известняк - аргиллитового сообщества, построенная двумя наборами вида известняк антрацитовидный - известняк кристаллический - аргиллит. Его мощность 1,59 м.

Известняк - аргиллит - алевролитовые сообщества, образованные наборами вида известняк кристаллический - аргиллит - алевролит, встречаются в нижней части формации, их мощность изменяется от 7 до 14 м.

Очень редко, в средней части формации, отмечаются аргиллит - доломит - аргиллитовые сообщества, которые слагают наборы вида доломит сильно глинистый - аргиллит, их мощность варьирует от 0,3 до 0,34 м.

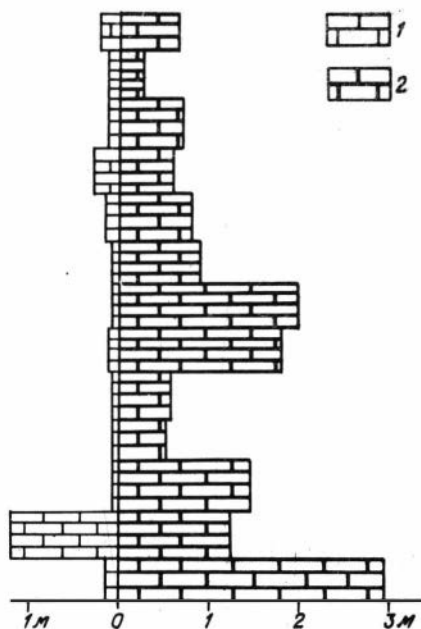


Рис. 3. Строение известнякового сообщества, образованного наборами вида известняк антрацитовидный - известняк кристаллический
 1 - известняк кристаллический, 2 - известняк антрацитовидный

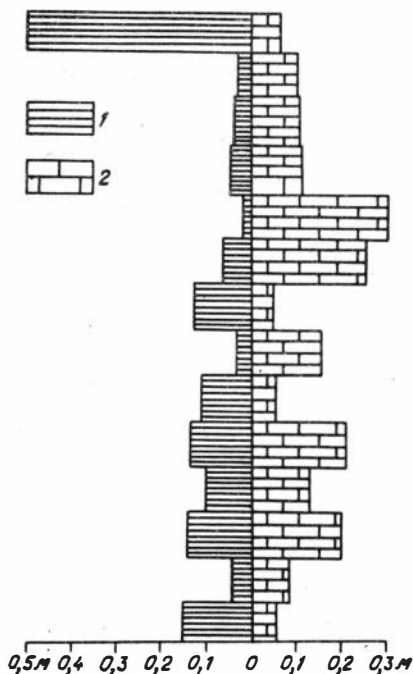


Рис.4. Строение известняк-аргиллитового сообщества, образованного наборами вида известняк кристаллический - аргиллит
 1 - аргиллит, 2 - известняк кристаллический

Из терригенных, наиболее часто встречаются алевролит - аргиллитовые сообщества, их мощность изменяется от 1,75 до 10,7 м. Строение одного такого сообщества, из разреза по р. Лене (рис. 2, I), показано на рис. 5.

В разрезе тинновской формации, вскрываемся на р. Бол. Патом (рис. 2, IV), отмечено песчаник - аргиллитовое сообщество мощностью 30,6 м. Его слагают наборы вида песчаник - аргиллит.

Кроме наборов, образующих сообщества, в составе формации выделяется группа наборов, для которых такой закономерности не наблюдалось и их можно считать второстепенными. Вместе с тем,

анализ материалов по строению разрезов формации, показал, что такие наборы принимают участие в строении более крупных формационных таксономических единиц – комплексов пород.

В тинновской формации выделено пять комплексов пород: 1) терригенный, 2) карбонатно-терригенный, 3) антрацитовидных известняков и черных аргиллитов, 4) сильно глинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов, 5) пестроцветный.

Терригенный комплекс образуют алевролит – аргиллитовые и песчаник – аргиллитовые сообщества и наборы вида песчаник – алевролит. Встречаются они в нижней части формации (рис. 6).

В строении карбонатно-терригенного комплекса принимают участие известняк – аргиллит – алевролитовые и алевролит – аргиллитовые сообщества и наборы видов: доломит кристаллический – алевролит, известняк микрокомковатый – алевролит, песчаник – алевролит. Встречается данный комплекс в средней и верхней частях формации.

Комплекс антрацитовидных известняков и черных аргиллитов слагают известняковые и известняк – аргиллитовые сообщества и наборы видов известняк антрацитовидный – известняк сильно глинистый и известняк антрацитовидный – алевролит. Рассмотренный литологический комплекс характерен только для нижней части формации.

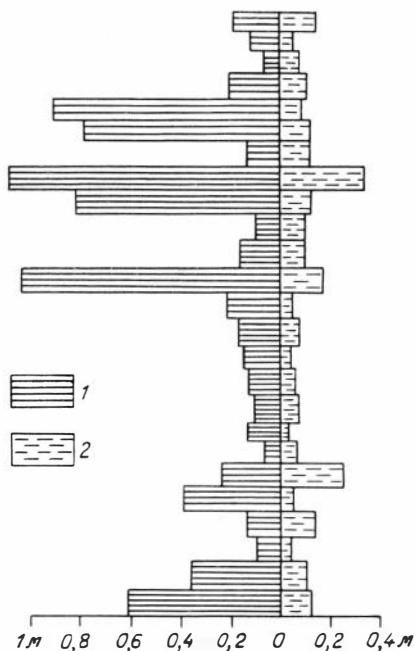


Рис. 5. Строение алевролит-аргиллитового сообщества, образованного наборами вида алевролит – аргиллит

I – аргиллит, 2 – алевролит

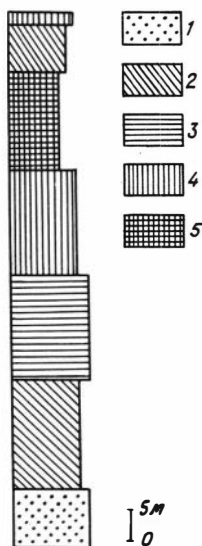


Рис. 6. Положение литологических комплексов пород в разрезе тинновской формации по р. Лене (см. рис. 2, I). I - терригенный, 2 - карбонатно-терригенный, 3 - антрацитовидных известняков и черных аргиллитов, 4 - сильно глинистых и кристаллических известняков и аргиллитов, 5 - пестроцветный

В средней и в верхней частях формации встречается комплекс сильно глинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов. В его состав входят глинисто - известняковые, глинисто - доломитовые, известняк - доломитовые и доломит - аргиллитовые сообщества. Подчиненную роль играют наборы пород видов: известняк кристаллический - известняк сильно глинистый и алевролит - аргиллит.

Пестроцветный комплекс образуют известняк - аргиллитовые и известняк - аргиллит - алевролитовые сообщества и наборы вида известняк кристаллический - алевролит - доломит кристаллический. Данный комплекс встречается в средней части формации.

На рис. 6 показано положение и мощность выделенных литологических комплексов в разрезе формации по р. Лене (рис. 2, I). Они отличаются друг от друга не только по составу, мощности, но и по сложности строения. Одни из них, например терригенные, устроены сравнительно просто, что хорошо видно на примере одного такого комплекса из нижней части формации (разрез по р. Лене (рис. 2, I)).

Его слагают (снизу вверх).

	Мощность, м
I. Алевролит	0, I
2. Аргиллит - алевролитовое сообщество	10,7

Немногим более сложно построены карбонатно-терригенные комплексы. Один из них, из нижней части тинновской формации (разрез по р. Лене, рис. 2, I), построен следующим образом (снизу вверх).

I. Известняк - аргиллит - алевролитовое сообщество	7
2. Алевролит - аргиллитовое сообщество	2

3. Известняк – аргиллитовое сообщество	14
Мощность комплекса	23

Наиболее сложно построены комплексы антрацитовидных известняков и черных аргиллитов и сильно глинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов. Строение комплекса антрацитовидных известняков и черных аргиллитов из нижней части формации (разрез по р.Лене, рис. 2, I) приводится ниже.Его сла-
гают (снизу вверх).

	Мощность, м
I. Известняк кристаллический	0,05
2. Набор вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический – аргиллит	0,28
3. Набор вида известняк кристаллический – аргиллит....	0,2
4. Известняк кристаллический	0,1
5. Известняк – аргиллитовое сообщество (два набора вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический – аргиллит)	1,59
6. Известняк – аргиллитовое сообщество (четыре набора вида известняк кристаллический – аргиллит)	1,38
7. Известняк – аргиллитовое сообщество (два набора вида известняк антрацитовидный – аргиллит)	0,89
8. Набор вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический	0,41
9. Известняк – аргиллитовое сообщество (два набора вида известняк антрацитовидный – аргиллит)	0,78
10. Известняк кристаллический	0,02
11. Набор вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический – аргиллит	3,3
12. Известняк – аргиллитовое общество (два набора вида известняк кристаллический – аргиллит)	0,43
13. Известняк кристаллический	0,05
14. Известняковое сообщество (два набора вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический)	3,58
15. Набор вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический – аргиллит	1,17
16. Набор вида известняк антрацитовидный – известняк кристаллический	0,53
17. Набор вида известняк антрацитовидный – аргиллит...	0,8

Мощность комплекса 15,7

Таким образом, в строении тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации принимают участие пять литологических комплексов пород, каждый из которых имеет более или менее сложное строение. Их слагают различные сообщества наборов, наборы пород и типы пород. Смена литологических комплексов в разрезе формации свидетельствует о том, что на протяжении времени ее образования несколько менялись условия осадконакопления. Вместе с тем, общность структурно-текстурных особенностей пород формации говорит о постоянных палеогеографических и палеотектонических условиях в бассейне седиментации. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Седиментационный бассейн, в котором происходило образование тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации, располагался между Сибирской платформой и Байкало-Патомской складчатой областью (рис. 7). На севере бассейн ограничивался Тунгусской сушей, на юге – системой островов, располагавшихся на месте древних пощипий Чуйского, Тонодского и других, отделявших бассейн от центральной части Витимо-Патомского прогиба (Салон, 1964; Клитин и др., 1970).

В позднежербинское время в бассейне отлагались преимущественно терригенные осадки. Преобладали песчаники, гравелиты, конгломераты, в подчиненном количестве накапливались алевролиты, нередко песчанистые, аргиллиты и немногочисленные карбонаты. В тинновское время характер осадконакопления в бассейне седиментации меняется. По направлению от суши в нем можно выделить следующие зоны: 1) шельфовая с водоемами повышенной солености, 2) глубоководная накопления битуминозных карбонатно-глинистых осадков, 3) внешняя с преимущественно терригенным осадконакоплением и 4) открытого моря нормальной солености.

В пределах шельфовой зоны располагались водоемы с повышенной соленостью, где отлагались преимущественно доломитовые осадки. В северо-восточной части бассейна, в центральной части Берёзовского прогиба, отлагались ангидритизированные и кремнистые доломиты и в подчиненном количестве аргиллиты и ангидриты.

Битуминозные карбонатно-глинистые осадки накапливались в наиболее глубоководной части бассейна. Режим осадконакопления в этой зоне отличался неустойчивостью, о чем говорит появление в средней части разреза пестроцветных пород.

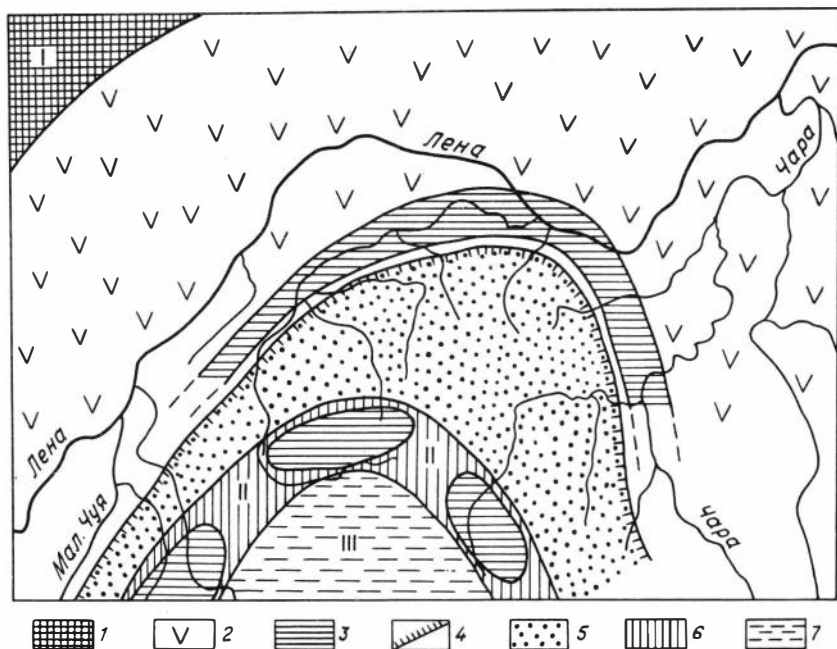


Рис. 7. Местоположение в седиментационном бассейне тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации.

I – суша; 2 – шельфовая зона с водоемами повышенной солености; 3 – глубоководная зона, в пределах которой накапливались битуминозные карбонатно-глинистые осадки; 4 – внешняя зона с преимущественно терригенным осадконакоплением; 5 – область распространения островов в центральной части Витимо-Патомского прогиба; 6 – граница между Сибирской платформой и Байкало-Патомской складчатой областью; 7 – открытое море нормальной солености; I – Тунгусская суша; II – зона грядчатых в пределах Чуйского, Тонодского и других выступов; III – центральная часть Витимо-Патомского прогиба

Южнее преобладало терригенное осадконакопление в результате поступления обломочного материала с островных областей сноса. Далее, по-видимому, располагалось открытое море нормальной солености.

Таким образом, можно предположить, что образование тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации происходило между зоной островной суши на юге и шельфовой зоной эпиконтинентального бассейна с повышенной соленостью на севере. На рис. 8 показана идеализированная схема образования тинновской формации.

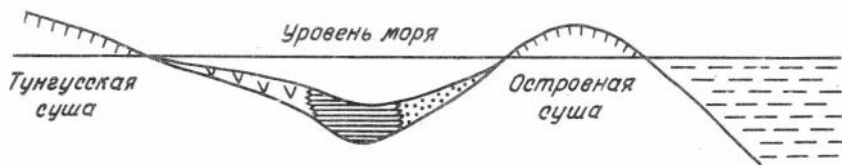


Рис.8. Идеализированная схема образования тинновской формации. Профиль проходит от Тунгусской суши к Островной. Усл. обозн. см. на рис.2

Литература

Бахтуров С.Ф. Битуминозные карбонатные породы тинновской свиты периферии Патомского нагорья. - Геол. и геофиз., 1981, № 6, с. 132-135.

Бобров А.К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1964. 228 с.

Бобров А.К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское кн.изд-во, 1979. 128 с.

Бобров А.К., Соломон А.З., Гудков А.А., Лопатин С.С. Новые данные о геологии и нефтегазоносности Ботуобинской седловины. - В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1974, с. 22-42.

Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.

Гуголь Р.Ф. Нормальный разрез кембрийских отложений Дельгейской разведочной площади по данным глубокого бурения. - В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. М.: Гостоптехиздат, 1958, с. 102-114.

Жарков М.А., Советов Ю.К. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение. - В кн.: Стратиграфия нижнего кем-

зрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1969, с. 34-53.

Жарков М.А. Чечель Э.И. Отложения позднего докембрия и кембрия в бассейне р.Чай (западный склон Северо-Байкальского нагорья). - Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1, с. 85-88.

Жарков М.А., Чечель Э.И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Новосибирск: Наука, 1973. 237 с.

Журавлева З.А., Комар Вл.А., Чумаков Н.М. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5, с. 1026-1029.

Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.

Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкал и юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 146 с.

Колосов П.Н. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 90 с.

Малыч Н.С. Лено-Тунгусская катакратонная структурно-формационная зона. - В кн.: Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974, с. 84-86.

Петров А.Ф. Стратиграфия и возраст позднекембрийских отложений междуречья Олекмы, Чары и Токко. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. II. Якутск: Якутское кн.изд-во, 1963, с. 33-39.

Работнов В.Т. Стратиграфия рифея и низов палеозоя юго-западной Якутии в связи с нефтегазоносностью. Автореф. канд. дис. М., 1966. 32 с.

Руженцев С.В., Чая-Бу-Чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 37-46.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. I. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. 699 с.

Старостина З.М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенеплена. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1935, т. 13, вып. 3, с. 305-349.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.Г. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вильямской впадины. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 345–462.

Е.М.Хабаров

К ВОПРОСУ О ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ РИФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

В позднем докембрии широко распространены карбонатные и карбонатно-терригенные отложения с многочисленными строматолитовыми постройками. Эти толщи нередко рассматриваются в качестве специфических позднедокембрийских рифогенных (карбостромовых по Б.М.Келлеру, 1973) формаций. Рифогенные формации в связи с обилием в них строматолитов и микрофитолитов, которые являются основными палеонтологическими объектами в докембрийских отложениях, изучены достаточно подробно. При этом основное внимание уделялось решению палеонтолого-стратиграфических задач. Существенно редки работы, в которых рассматривается строение формаций как совокупностей закономерно связанных между собой парагенезов пород различного ранга, их пространственное положение среди вмещающих осадочных толщ и региональные палеотектонические и палеогеографические условия образования. Вместе с тем исследования, проведенные в этих направлениях, будут способствовать в какой-то мере выяснению масштабов и специфики позднедокембрийского рифообразования, позволят оценить потенциальные возможности древних рифостроителей (сине-зеленых водорослей), поскольку эти вопросы во многом остаются дискуссионными. Так, в последнее время распространилось представление о том, что строматолиты в докембрии формировали лишь уплощенные тела типа биостромов и биогермных пластов на огромных площадях эпиконтинентальных бассейнов в пределах развития карбонатных и карбонатно-терригенных отложе-

ний; *какая-либо* линейность в размещении строматолитов отсутствует (Келлер, 1973; Серебряков, 1975). Существует и альтернативная точка зрения, согласно которой докембрийские строматолиты могли создавать рифогенные сооружения (Корреляция..., 1976; Постникова, 1977; Советов, 1981а). Столь неоднозначная оценка роли строматолитов в какой-то степени объяснима недостаточной изученностью строения рифогенных формаций докембрия и закономерностей их пространственного положения среди окружающих осадочных серий.

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют разделить позднекембрийские рифогенные формации на две группы, в каждую из которых входят определенной формы и структуры формационные тела. К первой группе относятся линзовидно-уплощенные, более или менее изометричные в плане формации с плохо выраженной латеральной "рифовой" зональностью, а ко второй - линейно-вытянутые; "рифовая" зональность в них выражена сравнительно отчетливо.

Цель статьи - показать на отдельных примерах, что структура и форма позднекембрийских формаций существенно зависит от их палеотектонического положения.

Позднекембрийские рифогенные формации формировались в различных палеотектонических условиях: в пределах древних платформ, на их окраинах (в миогеосинклиналях) и в эвгеосинклинальных или переходных к ним областях.

Среди рифогенных формаций, образовавшихся в пределах платформ, различаются: 1) формации перикратонных впадин типа пологих синеклиз (серия Атар бассейна Таудени Северо-Западной Африки, лахандинская серия Учуро-Майского прогиба Сибирской платформы) и 2) формации перикратонных впадин авлакогенного типа (калтасинская рифогенная формация Камской перикратонной впадины Восточно-Европейской платформы). В первом случае докембрийские рифогенные формации формировались практически на всей территории мелководных эпиконтинентальных морей, заливавших пологие депрессии. Распределение строматолитовых построек (бисермных пластов и биостромов, протягивавшихся на значительные расстояния) контролировалось количеством терригенного материала, поступающего с окружающих бассейн участков суши, и в меньшей степени глубинами, так как древние строматолиты могли формироваться в пределах сублиторали (Серебряков, 1975). Формации представляют собой плоские более или менее изометричные в плане линзовидные тела, с плохо выраженными структурно-вещественными различиями в латераль-

ных направлениях, хотя и отмечается внутриформационная зональность, обусловленная тем, что пояса интенсивного биогермообразования приурочены, как правило, к более мелководным участкам.

Калтасинская рифогенная формация Камской перикратонной впадины авлакогенного типа образовалась на границе между мелководной и относительно глубоководной зонами, соответствующей геоморфологически хорошо выраженным участкам перегиба в рельефе дна впадины. Формация представляет собой довольно узкое линейно-вытянутое линзовидное тело, протягивающееся вдоль окраины впадины. В структуре формации довольно определенно выделяются структурно-вещественные комплексы, отвечающие зарифовым отложениям, собственно рифу и предрифовым образованиям. Мощность калтасинского рифа (около 1700 м) указывает на устойчивое погружение области подводного геоморфологического уступа (Корреляция..., 1976; Постникова, 1977). Различия в морфологии и структуре позднедокембрийских рифогенных формаций, в частности Сибирской и Восточно-Европейской платформ, находят свое объяснение в специфике их тектонического развития. На Сибирской платформе наблюдается быстрое перерастание систем авлакогенного типа раннего рифея в обширные перикратонные впадины средне-позднего рифея - раннего венда, обусловившее накопление мелководных морских отложений. В отличие от этого на Восточно-Европейской платформе авлакогенная стадия тектонического режима просуществовала до поздневендско-раннепалеозойского времени с локализацией осадочно-накопления в узких мобильных зонах (Хаин, 1977; Золотов, 1978).

Позднедокембрийские рифогенные формации, приуроченные к эвгеосинклинальным или переходным к ним областям, в связи со сложным тектоническим строением регионов, изучены крайне слабо. В качестве примера такой формации, по-видимому, можно назвать бақырлінскую рифогенную формацию Северо-Западного Каратау, изученную Ю.К.Советовым (устное сообщение). Она образовалась на вулканической гряде, северо-восточнее которой располагались миогеосинклинальные флишеидные прогибы Малого Каратау и Таласского хребта (Советов, 1981б), а юго-западнее, в области глубокого моря, формировалась, вероятно, глинисто-кремнистая яшмовая формация. Рифогенная формация представляет собой узкое линейно-вытянутое тело, с достаточно хорошо выраженными обломочным шлейфом, рифовым плато и зарифовыми отложениями.

Рифогенные формации миогеосинклинальных зон (окраинно-платформенные) фиксируются на окраинах древних кратонов. К ним относятся линейно-вытянутые формации южного обрамления Сибирской платформы (ченчинская Жуинско-Патомского и улунтуйская Предбайкальского прогибов), восточно-северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы (миньярско-укская Южного Урала и низьвенско-быстринская Полюдова кряжа, Тимана и полуострова Канин). Сходное положение занимает и формация Литтл Дел, установленная на северо-западной окраине Северо-Американской платформы (Aitken, 1981). Формации, несмотря на ряд отличий в структуре и составе, приурочены к внешним приплатформенным зонам рифейских миогеосинклиналей, заложившихся на окраинах древних континентов. С эвгеосинклинальной стороны они ограничены обычно миогеосинклинальными прогибами, которые, в свою очередь, отделяются от эвгеосинклиналей интрагеоантиклиналями. Сходное палеотектоническое положение предопределило более или менее общую палеогеографическую зональность бассейнов, в которых шло накопление отложений формаций. Они образовались на окраинах мелководных шельфов, занимая пограничные зоны между мелкими шельфовыми морями и относительно глубоководными открытыми бассейнами. Зоны интенсивного биогермообразования отделялись от суши полосой карбонатно-терригенной седиментации, в которых улавливался поступающий в незначительных количествах терригенный материал. В более мористых зонах происходило накопление терригенных осадков флишоидного типа, а в областях, прилегавших к системам поднятий и отделявших окраинные моря от позднедокембрийских океанов, формировались терригенные и терригенно-вулканогенные отложения. Позднедокембрийские окраинно-платформенные рифогенные формации, протягивающиеся на сотни километров и занимавшие пограничное положение между мелководными и относительно глубоководными бассейнами, представляли собой крупные своеобразные барьерные сооружения. По своим масштабам они соизмеримы с современным Большим Барьерным рифом окраины Квинслендского шельфа Австралии (Гинзбург, Джеймс, 1978). Разумеется, что позднедокембрийские барьерные сооружения существенно отличаются от своих современных гомологов как по составу рифостроителей и скорости карбонатонакопления, так и по строению основных структурных компонентов. В частности, они характеризуются, как правило, пологими

предрифовыми склонами и широкими зонами, соответствующими рифовым плато.

Таким образом, форма и структура позднедокембрийских рифогенных формаций не столь однообразны, как это представляется некоторым исследователям. Среди них выделяются линейно-вытянутые и более или менее изометричные в плане формации. Первые характеризуются специфической "рифовой" зональностью, а у вторых такая зональность не устанавливается. Морфология и структура формаций определяется в значительной степени их палеотектоническим положением, т.е. тектонический режим способствовал созданию в бассейнах седиментации определенных условий, в которых реализуется (или не реализуется) биологически обусловленное свойство организмов-рифообразователей строить каркасные постройки различного типа.

В заключение отметим, что результаты исследований носят предварительный характер. Для их обоснования необходимы специальные детальные исследования особенностей внутреннего строения позднедокембрийских рифогенных формаций, закономерностей их пространственного положения и условий образования.

Литература

Гинзбург Р.Н., Джеймс Н.П. Голоценовые карбонатные осадки континентальных шельфов. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. I. М.: Мир, 1978, с. 156–177.

Золотов А.Н. Ранние этапы развития Сибирской и Восточно-Европейской платформ и нефтегазоносность рифейских, вендских и нижнепалеозойских отложений. Автореф. докт. дис. М., 1978. 51 с.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с.

Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1976. 296 с.

Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 222 с.

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 161 с.

Советов Ю.К. Верхнерифейский рифовый комплекс Малого Каратау (Южный Казахстан). - Докл.АН СССР, 1981а, т. 257, № 4, с.975-979.

Советов Ю.К. Терригенные формации позднего докембрия Северо-Тяньшаньской геосинклинали. - В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981б, с.51-62.

Халин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977, 359 с.

Aitken J.D. Stratigraphy and sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. - Jn.: Geological Survey Canada, Paper 81 - 10. Proterozoic basins of Canada, 1981, p. 47-71.

УДК 551.051

Сравнительная характеристика паттумных красноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня. В.В.Параев. – В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 5–27.

Приведена характеристика палеоген–неогеновых красноцветных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Выявлено, что наряду с общими чертами сходства паттумные красноцветные формации Иссык-Кульской, Нарынской и Атбаша–Каракоунской впадин различаются по составу, строению, мощности и взаимоотношению с подстилающими породами. Установленные особенности формаций рассматриваются как выражение зависимости их пространственного положения в общей структуре региона.

Ил. 3, библи. 25 назв.

УДК 551.311.6

Красноцветные кайнозойские отложения Атбашинской впадины. А.Ю.Нехаев. В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 28–37.

Рассмотрены особенности состава и строения красноцветных кайнозойских отложений Атбашинской впадины. Дано описание двух наиболее мощных непрерывных разрезов красноцветной толщи и представлена краткая петрографическая характеристика слагающих пород.

Библи. 14 назв.

УДК 549.22+571.51

Фосфатосодержащие образования в мезозойских отложениях Хатангской впадины. **А.С.Парасяна.** – В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 37–44.

В морских отложениях верхней юры и нижнего мела по р.Боярке (правый приток р.Хеты) выделены три фосфатосодержащие пачки. Выявлено, что наибольшее количество фосфатных конкреций приурочено к первой пачке, преимущественно глауконитово–лептохлорито-

вого состава и сформировавшейся в оксфорд-волжское время. Содержание P_2O_5 в этих конкрециях выше, чем в других пачках. Установлена взаимосвязь фосфатосодержащих образований с выделенными здесь ранее лагуно-морскими фациями подводных валов и фациями морского мелководья.

Библ. 4 назв.

УДК 551.263:552.58:551.734.2(235.222)

Особенности строения Шипунихинского карбонатного массива нижнего девона (Горный Алтай). Г.Н.Шатилов. - В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 45-52.

Рассмотрено внутреннее строение Шипунихинского карбонатного массива нижнего девона Горного Алтая с.Березовки. Выделен латеральный ряд ассоциаций известняков, слагающих карбонатный массив. Проведено сравнение с моделями современных и древних рифовых комплексов.

Библ. 2 назв.

УДК 552.53+54

Характеристика несоляных горизонтов и пластов гаженской пачки Непского калиевого бассейна. С.Л.Осипов. - В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с.52-63.

Рассмотрен состав и строение сульфатных и сульфатно-карбонатных горизонтов и пластов гаженской пачки нижней части ангарской свиты. Выявлены наборы сульфатных и сульфатно-карбонатных пород, присутствующих в калиево-гаженской пачке.

Ил. 1, библ. 2 назв.

УДК 552.54+553.983.551.732.2

Тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация периферии Патомского нагорья. С.Ф.Бахтуров. - В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 63-92.

Тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация охватывает нижнюю часть одноименной свиты, распространена она в полосе опоясывающей узкой лентой внешнюю периферийную зону Патомского нагорья. Приводится описание основных разрезов формации и детальная характеристика слагающих ее пород. Установлено, что породы в разрезах встречаются не хаотически, а определенным образом следуют друг за другом, образуя закономерные, часто повторяющиеся наборы пород. Рассматривается характер сочетания наборов друг с другом, распределение ассоциаций наборов и литологических комплексов. Образование тинновской формации происходило между зоной островной суши и шельфовой зоной эпиконтинентального бассейна с повышенной соленостью.

Ил. 8, библиограф. 23 назв.

УДК 552.58(551.72):551.24

К вопросу о палеотектоническом положении позднедокембрийских рифогенных формаций. Е.М.Хабаров. — В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 92–98.

Рассматриваются позднедокембрийские рифогенные формации. Среди них выделяются линейно-вытянутые и более или менее изометричные в плане формации. Первые характеризуются специфической "рифовой" зональностью, а во вторых такая зональность не устанавливается. Морфология и структура формаций в значительной степени зависит от палеотектонических условий их образования.

Библиограф. 10 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Параев В.В. Сравнительная характеристика паттунных крас- ноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня	5
Нехаев А.Ю. Красноцветные кайнозойские отложения Атаба- шинской впадины	28
Парасына А.С. Фосфатосодержащие образования в мезозой- ских отложениях Хатангской впадины	37
Шатилов Г.Н. Особенности строения Шипунихинского карбо- натного массива нижнего девона (Горный Алтай)	45
Осипов С.Л. Характеристика несоляных горизонтов и плас- тов гаженской пачки Непского калиевого бассейна	52
Бахтуров С.Ф. Тинновская битуминозная карбонатно-слан- цевая формация периферии Патомского нагорья	63
Хабаров Е.М. К вопросу о палеотектоническом положении позднекембрийских рифогенных формаций	92
Рефераты	98

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор Михаил Абрамович Жарков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н.Ильина

Технический редактор Н.Н. Александрова

Корректор Э.В. Белоусова

Подписано к печати 17.10.83. МН 00956.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 6,5 +вкл. Уч.-изд.л. 6,2.
Тираж 400. Заказ 350. Цена 45 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Институт геологии и геофизики высылает наложенным платежом следующие издания:

Позднепалеозойский литогенез алмазоносных районов Якутии/ Акульшина Е.П., Аксенова Т.П., Фомин А.М., Писарева Г.М. Новосибирск, 1983. 80 коп.

Микроэлементы как индикаторы геологических процессов: Сб. науч.тр. Новосибирск, 1982. 45 коп.

Соленосные формации и практическое значение их изучения. Т.1. I руб.30 коп. Т.П. I руб.40 коп. Новосибирск. 1979.

Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое: Сб. науч. тр. Новосибирск, 1980. I руб.30 коп.

Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований: Сб.науч.тр. Новосибирск, 1980. I руб.

Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока: Сб.науч.тр. Новосибирск, 1977. 45 коп.

Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза: Сб.науч.тр. Новосибирск, 1979. I руб.40 коп.

Влияние фаций на процессы нефтеобразования: Сб.науч.тр. Новосибирск, 1980. 65 коп.

Опыт экспрессного определения содержания цеолитов в горных породах с использованием портативных цеолитных лабораторий ПЦЛ-1 и ПЦЛ-2: Метод.руководство. Новосибирск, 1979. 50 коп.

Заказы на книги направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Университетский пр.3. ИГиГ СО АН СССР, РИО.