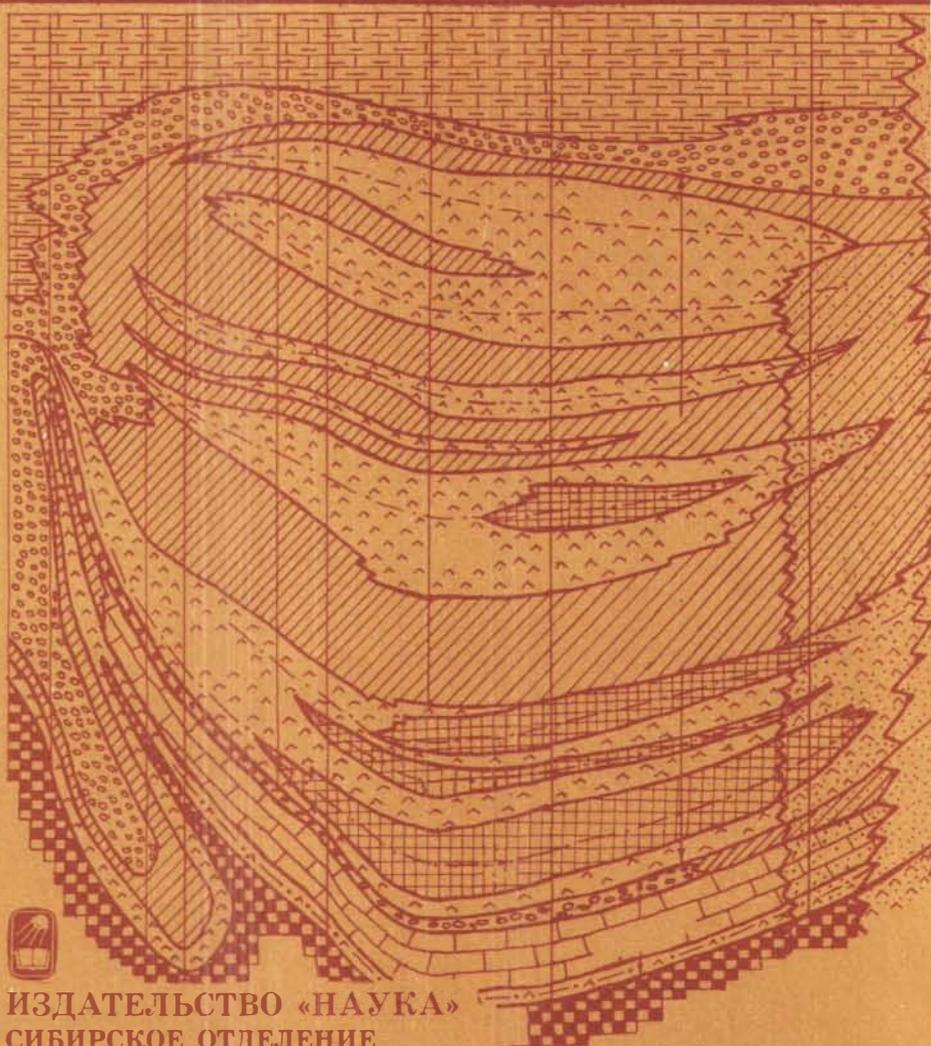


ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Труды Института геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР
Выпуск 692

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук М. А. [] [] []



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987

УДК 552.53+552.54

Осадочные формации и обстановки их образования. – Новосибирск: Наука, 1987.

В сборнике приводятся новые данные по составу, строению и условиям образования эвапоритовых и карбонатных (флишевых и рифогенных) формаций. Детально описываются эвапоритовые формации нижнего мела Габон–Ангольского бассейна и палеозоя Киргизии. На мировом геологическом материале систематизируются месторождения калийных солей, показывается связь разнотипных эвапоритовых формаций с палеотектоническим режимом и описываются типы парагенезов эвапоритовых и доманикоидных формаций. Дается характеристика докембрийских карбонатных флишевых и рифогенных формаций Таласского хребта и Енисейского кряжа.

Для геологов и литологов, занимающихся изучением эвапоритовых и карбонатных отложений.

Рецензенты В.С. Вышемирский, Р.Г. Матухин

РАННЕМЕЛОВАЯ СОЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

ГАБОН-АНГОЛЬСКОГО БАССЕЙНА

1

Меловой период истории геологического развития Земли отличается появлением большого числа уникальных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. В это время возникают своеобразные формации писчего мела, карбонатно-глауконитовые и глауконитово-кремнистые, исключительно широко развиты зернистые фосфориты, "черносланцевые" и "опоковые" отложения /Шатский, 1955; Страхов, 1963; Каледа, 1966; Красильникова, 1967; Муравьев, 1983; Тимофеев и др., 1983; Хворова, 1983; Яншин, Жарков, 1986/. Меловой период - важный рубеж и в истории фанерозойского соленакпления, фиксирующий появление характерных тахидритсодержащих соленосных формаций хлоридного класса /Жарков и др., 1981; Жарков, 1984/. Они впервые были установлены в прибрежных бассейнах Южной Атлантики в Конго и в Бразилии /Belmonte et al., 1965; Hite, 1972; Wardlaw, 1972/, а затем обнаружены в бассейнах Кхорат и Сакон-Накхон в Таиланде и Лаосе /Hite, 1974; Hite, Japakesetr, 1979; Жаркова, 1984/.

Раннемеловые соленосные отложения Южной Атлантики и плато Кхорат отличаются не только составом и строением, но и условиями своего образования. Особенно примечателен факт формирования раннемеловых соленосных толщ прибрежных районов Африки и Южной Америки в начальные этапы раскрытия Атлантического океана, по-видимому, в пределах единого Южно-Атлантического солеродного бассейна /Wardlaw, Nicholls, 1972; Kinsman, 1975; Roberts, 1975; Burke, 1975/. Последующее расширение Южной Атлантики привело к тому, что две половины этого единого солеродного бассейна отделились друг от друга и оказались расположенными в прибрежных и шельфовых зонах на противоположных окраинах Атлантического океана: одна - вдоль Африки, а другая - Южной Америки. Они выделяются в виде достаточно четко ограниченных регионов развития меловых соленосных отложений. Некоторые исследователи обособляют их в качестве самостоятельных крупных эвапоритовых бассейнов /Emery et al., 1975a; Lehner, Ruiter, 1977; Pautot et al., 1973; Reyre, 1966a, b; Сальман, 1981; Сейфуль-Мулюков и др., 1978/. Так, Приафриканский эвапоритовый бассейн выделяется под названием Конго-Ангольский /Pautot et al., 1973/, Габон-Ангольский /Lehner, Ruiter, 1977/ или Кванза-Камерунский /Сальман, 1981/. Другие исследователи обособляют на той же территории серию сравнительно небольших прибрежных современных бассейнов, таких как Габонский (или Огове), Конго, Ангольский (или Кванза) и др. /Броньон, Веррье, 1956; Броньон и др., 1961; Высоцкий и др., 1973; Пэган, Рейр, 1961; Селицкий, 1973; Belmonte et al., 1965; Brognon, 1971; Brognon, Verrier, 1955, 1966a, b; Brognon et al., 1966; Lambert, 1967; Reyre, 1966a, b; Reyre et al., 1966; Ruiter, 1979/. Все эти названия широко используются в литературе при характеристике того или иного района развития соленосных толщ мелового возраста.

Нами описаны раннемеловые соленосные отложения, развитые на восточной окраине Южной Атлантики и в прибрежных районах Африканского континен-

та. Изучены они крайне неравномерно, главным образом по отдельным прибрежным бассейнам, где осуществлялось поисковое бурение на нефть и газ или калийные соли. В советской литературе публиковались лишь краткие сведения о них /Броньон, Веррье, 1956; Броньон и др., 1961; Высоцкий и др., 1973; Драйвер, Прадо, 1978; Иванов, 1969; Кинсман, 1978; Конишев, 1980; Красилов, 1985; Пэган, Рейр, 1961; Сальман, 1981; Сейфуль-Мулюков и др., 1978; Селицкий, 1973; Серегин, 1968; Хаин, 1971/. Сводная более или менее детальная характеристика этих соленосных отложений на основе имеющихся геологических и геофизических данных до сих пор не производилась.

2.

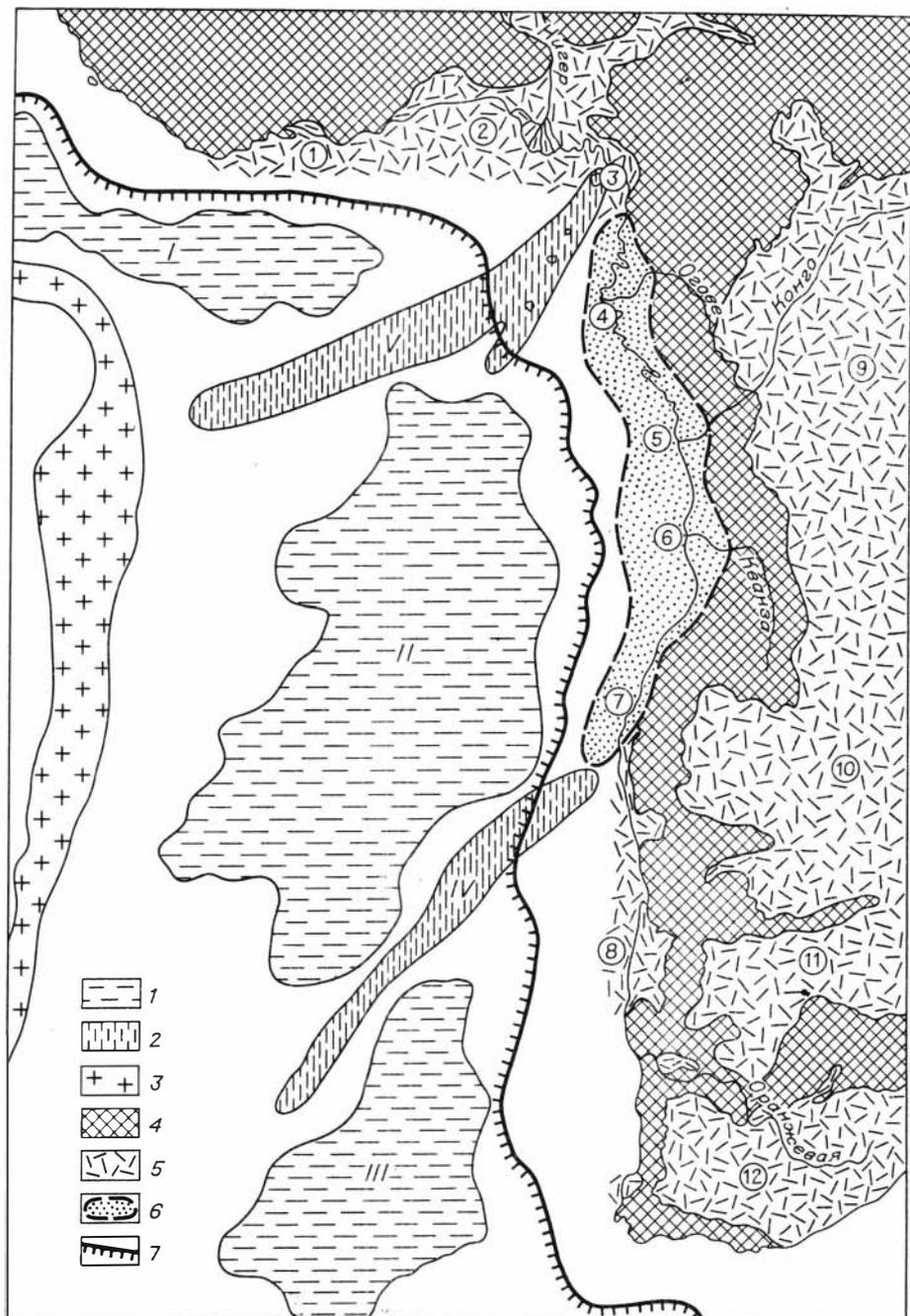
Сплошное распространение раннемеловых соленосных отложений установлено в настоящее время в шельфовой зоне и на континентальном склоне Атлантического океана и в прилегающих районах побережья Африки между Гвинейским поднятием на севере и Китовым хребтом на юге (рис. 1). Эта территория охватывает следующие прибрежные бассейны, выполненные мощными осадочными сериями мезозойского и кайнозойского возраста: Дуала, Огове (Габонский), Конго, Кванза (Ангольский) и Мосамедиш. Западная граница соленосных отложений проходит по Ангольскому эскарпу, расположенному между континентальным склоном и абиссальной Ангольской котловиной. Восточной границей развития мезозойских образований служат выходы на поверхность докембрийского фундамента в пределах Западно-Конголезской складчатой зоны, которая отделяет прибрежные бассейны от расположенных на востоке бассейнов Заирского и Окаванго.

Отдельные прибрежные бассейны имеют заливообразную форму и соединяются в шельфовой зоне, сливаясь в единую субмеридионально вытянутую область опускания, которая в современном своем виде по меловым соленосным отложениям выделяется в качестве крупного седиментационного бассейна. Этот бассейн мы, вслед за П. Ленером и П. Рюите /Lehner, Ruitter, 1977/, называем Габон-Ангольским. По отношению к нему прибрежные бассейны являются составными элементами и в последующем тексте будут описываться как впадины.

Соленосные отложения в пределах Габон-Ангольского бассейна впервые были вскрыты на севере впадины Огове в 1935 г. нефтепоисковой скважиной Мадиела-Ротари 2, которая прошла по ним 100 м. Во второй раз каменная соль была отмечена через пять лет в скважине, пробуренной примерно в 150 км к северу от первой уже на границе бассейна. В эти годы В. Хурк высказал предположение о распространении эвапоритов во всей впадине Огове /Belmonte et al., 1965/. Этот прогноз полностью подтвердился в 1952-1954 гг., когда начались систематические геофизические и поисковые работы на нефть и газ. Каменная соль была вскрыта скважинами на глубинах от 800

Рис. 1. Обзорная схема Юго-Восточной Атлантики и прилегающих районов Африки.

Морфологические элементы Юго-Восточной Атлантики: 1 - котловины (I - Гвинейская, II - Ангольская, III - Капская); 2 - поднятия и хребты (IV - Китовый хребет, V - Гвинейское поднятие и Камерунская вулканическая зона); 3 - Срединно-Атлантический хребет; 4 - районы развития домеловых образований в пределах Африканского континента; 5 - районы распространения "несоленосных" меловых отложений в прибрежных и внутриматериковых



бассейнах; 6 - область установленного развития раннемеловых соленосных отложений Габон-Ангольского бассейна; 7 - граница континентального подножия. Цифрами в кружочках пронумерованы бассейны: 1 - Кот-д'Ивуар, 2 - Нигерийский, 3 - Дуала, 4 - Габонский (Огове), 5 - Конго, 6 - Кванза, 7 - Мосамедиш, 8 - Юго-Западно-Африканский (Людериз и Коако), 9 - Заирский, 10 - Окаванго, 11 - Калахари, 12 - Карру.

до 3300 м в западной части впадины в районе Порт-Жантиля. В этом же районе установлено большое количество соляных куполов. В 1959–1963 гг. соленосные отложения были обнаружены и на юге впадины при нефтепоисковом бурении на месторождениях Рембо-Котто, Батанга и Гамба.

Во второй половине 50-х годов соляная толща была вскрыта во впадинах Конго и Кванза. В первой впадине соленосные отложения пересекли многие нефтепоисковые скважины, пробуренные в 1957–1960 гг. как на севере в районах Канди, Кола и оз. Нанго, так и на юге в районах Пуэнт-Нуар, Оль и в Кабинде в пределах прогиба Сант-Антонио. Дополнительные детальные сведения о составе и строении меловой соленосной толщи впадины Конго были получены в 1960–1964 гг. при поисковом бурении на калийные соли, осуществленном в районах Кола и Олле /Belmonte et al., 1965; Lambert, 1967/. Во впадине Кванза каменная соль впервые была вскрыта нефтепоисковыми скважинами на диапировом поднятии Морро-де-Твенза. Тогда же было высказано мнение о широком распространении соленосных отложений в пределах впадины, что в дальнейшем полностью подтвердилось. К 1959 г. соляная толща была пройдена многочисленными скважинами к северу от р. Кванза до р. Бенго, а к середине 60-х годов – к югу до р. Лонга. Было установлено, что эвапоритовая толща достигает мощности 2000 м, а собственно соленосные отложения на некоторых структурах имеют нормальную мощность до 1200 м /Brognon, Verrier, 1955, 1966a, b; Brognon et al., 1959/.

О распространении каменной соли на шельфе и континентальном склоне Юго-Западной Африки было высказано предположение еще в 1966 г. /Reyre, 1966a, b/. Оно подтвердилось после геофизических исследований 1968 г., проведенных к западу и юго-западу от г. Луанда на научно-исследовательском судне "Арго" Скриппсовского института океанографии /Baumgartner, Andel, 1971/. Этими работами установлено большое количество диапировых структур, сходных с соляными куполами впадины Кванза, на основании чего была высказана точка зрения о том, что интенсивный диапиризм на шельфе и континентальном склоне также обусловлен соляной тектоникой. Предполагалось, что диапиры на континентальном склоне распространены на севере – до каньона Конго, а на юге – до 18–20° ю.ш.

В 1970 г. с целью определения границ развития диапировых структур, а также выяснения их состава и происхождения, была организована геофизическая разведка африканского шельфа от Экваториальной Гвинеи до Китового хребта на научно-исследовательских судах "Вема" и "Роберт Д. Конрад" Геологической обсерватории Ламонт-Доэрти /Leyden et al., 1972/. Этими работами установлено, что на континентальном склоне Юго-Западной Африки диапиры распространены между 5 и 13° ю.ш.; они предположительно являются соляными. Площадь их развития на западе ограничена Ангольским эскарпом, на юге, вероятно, проходит на широте резкого изгиба побережья Анголы на 13° ю.ш.; северная граница осталась невыясненной. Высказанное раньше предположение /Reyre, 1966a/ о том, что на севере эвапориты распространены на шельфе до границы Габона и Экваториальной Гвинеи, не подтвердилось, так как здесь соляные диапировых структур не обнаружено.

В том же 1970 г. специальные геофизические работы с целью выяснения природы диапиров проводились западнее Луанды между 8 и 11° ю.ш. Они осуществлялись на научно-исследовательском судне "Чейн" Океанографического института Вудс-Хоул и полностью подтвердили соляную природу диапиров /Von Herzen et al., 1972/. Было установлено, что по сейсмическим данным на континентальном склоне диапиры хорошо прослеживаются лишь там, где глубина океана колеблется от 1000 до 3000 м, а на меньших глубинах (т.е. ближе к суше) они не фиксируются, хотя, по-видимому, соляные купола имеют-

ся и здесь. Связано это с тем, что на глубинах океана менее 1000 м, где развита мощная осадочная толща, диапиры на сейсмических профилях не выявляются. Южная граница площади развития соляных диапиров определена вблизи 11° ю.ш.

В 1971 г. на научно-исследовательском судне "Жан-Шарко" Океанографического центра в Бретани была проведена рекогносцировочная съемка комплексом геофизических методов континентальной окраины Западной Африки от Китового хребта до Берега Слоновой Кости (Pautot et al., 1973). Одна из главных задач этих работ – оконтуривание площади распространения соляных структур. В результате выполненных исследований установлено, что самые южные диапиры находятся на $13,5^{\circ}$ ю.ш. (между Бенгелой и Мосамедишем) в 70 км от берега. От этого района до 11° ю.ш. западная граница площади развития диапиров идет строго на север. Между 11 и $10,5^{\circ}$ ю.ш., т.е. на участке, который исследователи (Von Herzen et al., 1972) считали самым южным районом распространения соляно-купольных структур, она резко поворачивает на запад. До широты Луанды площадь с диапирами расширяется, достигая здесь своего максимума – 300 км. Далее на север она постепенно сужается, а западная граница идет субпараллельно береговой линии. Южнее дельты р. Конго (на $5,5^{\circ}$ ю.ш.) эта граница находится в 120 км от берега. На севере соляно-купольная площадь достигает, по-видимому, 1° с.ш., однако северную границу определить здесь трудно главным образом из-за ступенчатого строения континентального склона и небольшого количества развитых тут диапировых структур. В целом западная граница площади распространения диапиров находится в большинстве случаев вблизи внешних поднятий фундамента, протягивающихся с юга на север вдоль окраины континентального склона в пограничной зоне между корой континентального и океанического типов. На многих участках западная граница приурочена к уступам в рельефе дна, имеющим наклон на запад под углом $3-6^{\circ}$. Южнее каньона Конго эти уступы проходят вдоль Ангольского эскарпа. Исключение составляет участок на 11° ю.ш. Здесь граница резко поворачивает на восток и простирается вдоль подводных поднятий, вытянутых в юго-восточном направлении.

В 1972–1973 гг. проводилось комплексное геофизическое изучение континентальной окраины, примыкающей к Западной Африке, на научно-исследовательском судне "Атлантик-II" (Emery, 1972; Emery et al., 1975a, b). Было получено много новых данных, уточняющих распространение соляно-купольных структур на континентальном склоне и в шельфовой области между Китовым хребтом на юге и Камерунской вулканической зоной на севере. На этой территории выделены области сплошного развития соляных диапиров, изолированных соляных диапиров и недислоцированных соленосных отложений. Они протягиваются с юга на север, сменяя друг друга при прослеживании от континентального подножия к прибрежным впадинам. Западная граница области сплошного развития соляных диапиров фиксируется соляным фронтом, который на юге между 13 и 3° ю.ш. простирается вдоль Ангольского эскарпа. Севернее подводного каньона Конго откос соляного фронта постепенно уменьшается, а в ряде участков полностью исчезает. Северная граница площади развития соляных диапиров, вероятно, находится вблизи 3° ю.ш., юго-восточнее Камерунской вулканической зоны. Здесь, по-видимому, может находиться окраинная часть соленосного бассейна, где соленосные толщи выклиниваются. Возможно, они здесь присутствуют, но соляные структуры не выявляются из-за влияния кайнозойского вулканизма. Южная граница распространения соляно-купольных структур расположена около 13° ю.ш. Высказано предположение о возможности залегания эвапоритов на коре не только континентального, но и океанического типа западнее Ангольского эскарпа.

Меловые соленосные отложения прибрежных впадин Габон–Ангольского бассейна изучены весьма детально. Здесь выполнен большой объем глубокого бурения и геофизических исследований. Однако фактические данные недостаточно описаны в литературе. Наиболее полные сведения о составе и строении соленосной толщи опубликованы по впадине Кванза /Броньон, Веррье, 1956; Броньон и др., 1961; Brognon, 1971; Brognon, Verrier, 1955, 1966a, b; Brognon et al., 1959/. Эти материалы используются во всех работах, где освещаются геология и условия образования меловых эвапоритовых толщ региона. Подробные данные опубликованы по соленосным отложениям Конго /Belmonte et al., 1965; Hourcq, 1966; Lambert, 1967; Depege, 1967; Ruiter, 1979; Giresse, 1982/. Далеко не полные сведения имеются по впадине Огове, несмотря на значительный комплекс проведенных там нефте- и калиепоисковых работ. Многие данные, по-видимому, до сих пор не опубликованы. Имеется только общая сводная характеристика соленосных отложений /Пэган, Рейр, 1961; Сейфуль–Мулюков и др., 1978; Селицкий, 1973; Reyre et al., 1966; Belmonte et al., 1965; Franks, Nairn, 1973; Deltiel et al., 1975; Vidal et al., 1978; De Klasz, 1978; Ruiter, 1979/.

Калийные соли в Габон–Ангольском бассейне впервые обнаружены в 1948 г. во впадине Огове на куполе Мамана в районе оз. Азинго. В 1954 г. здесь начались специальные поисковые работы, которые проводились до 1959 г. Были вскрыты мощные пласты сильвинитов и карналлитовых пород. Однако их добыча оказалась экономически невыгодной из-за глубокого залегания калийных солей и сложной соляной тектоники района. Гораздо более удачными оказались калиепоисковые работы во впадине Конго. Впервые калийные соли здесь вскрыты в 1959 г. нефтепоисковой скважиной НЛ1, пробуренной примерно в 40 км к северо-востоку от г. Пуэнт-Нуар в районе г. Олль. Затем в начале 60-х годов мощная калиеносная толща была пройдена нефтяными скважинами во многих районах, почти на всей северной половине впадины Конго: вблизи городов Пуэнт-Нуар, Бас-Куйлоу, Тшибота, Тинкус и Кола. Все эти данные послужили основанием для постановки калиепоисковых работ. Они были сконцентрированы на двух площадях: Кола и Олль–Сент–Поль, где в 1960–1964 гг. с целью разведки калийного месторождения было пробурено 49 скважин (36166 м). Наиболее перспективным оказался участок Олль–Сент–Поль, где в 1969 г. началась промышленная разработка калийных солей шахтным способом. В целом результаты нефтепоискового и калиепоискового бурения показали, что калийные соли присутствуют в верхней части разреза соленосных отложений и распространены почти на всей территории впадин Конго и Огове, т.е. развиты в пределах значительной территории северной половины Габон–Ангольского бассейна.

3

Современная структура Габон–Ангольского эвапоритового бассейна характеризуется следующими особенностями (рис. 2). По степени дислоцированности соленосных отложений территория бассейна подразделяется на три меридионально простирающиеся области: 1) западную, охватывающую зону сплошного развития соляных диапиров; 2) центральную, соответствующую поясу распространения изолированных соляных диапиров и куполов; 3) восточную, в состав которой входят районы с не- и слабодислоцированными соленосными отложениями.

Область сплошного развития соляных диапиров протягивается с юга на север более чем на 1500 км при ширине от 25–30 до 250 км. Наибольшая ширина зафиксирована на широте Луанды, наименьшая – на севере против побережья Габона. Западная граница области почти на всем протяжении фиксирует-



Рис. 2. Обзорная тектоническая схема Габон-Ангольского бассейна. Составлена по опубликованным материалам /Emery et al., 1975a, b; Reyre, 1966a, b; Evans, 1978; Furon, 1963; и др./.

1 - выходы на поверхность домеловых образований; 2 - районы распространения меловых отложений в Заирском, Калахари, Дуала и Нигерийском бассейнах; 3 - граница Габон-Ангольского бассейна; 4 - область сплошного развития соленосных диапиров; 5 - область развития изолированных соляных диапиров и куполов; 6 - приблизительная западная граница недислоцированных и слабо дислоцированных соленосных отложений; 7 - область развития слабо дислоцированных и недислоцированных соленосных отложений; 8 - выступы, разделяющие прибрежные впадины и их номер (I - Лунда, II - Амбриш, III - Маюмба). А-Г - прибрежные впадины (А - Огове, Б - Конго, В - Кванза, Г - Мосамедиш).

ся соляным фронтом, который южнее подводного каньона Конго приурочен к Ангольскому эскарпу. К западу от соляного фронта наблюдается серия вытянутых с юга на север поднятий, горстов и гряд фундамента, находящихся либо на границе континентального склона и подножия, либо на коре океанического типа, которые ограничивают площадь распространения соленосных отложений и блокируют постседиментационные перемещения соли в сторону открытого океана. На севере такое внешнее поднятие выделяется под названием Ангвиль. Восточная граница области сплошного развития соляных диапиров намечена условно. Она проводится вдоль полосы, где на шельфе или на верхней части континентального склона перестают проследиваться на сейсмических профилях соляные диапиры, видимо, из-за присутствия здесь мощных надсоленосных отложений. Как правило, эта граница приурочена к глубинам океана около 1000 м. Она имеет извилистую конфигурацию. На 11° ю.ш. граница резко поворачивает на восток и отстает от берега на 70–75 км, образуя изгиб, который, возможно, связан с подводными поднятиями, простирающимися почти в широтном направлении. С этими поднятиями связывается изгиб и западной границы области сплошного развития соляных диапиров, а также общее резкое расширение области к северу / Pautot et al., 1973; Emery et al., 1975b/. Еще один район, где восточная граница подходит к берегу на расстояние 60–65 км, находится на широте северного замыкания прибрежной впадины Кванза против выступа Амбриш. Далее к северу граница вновь отходит от берега на 100–130 км, а затем простирается субпараллельно береговой линии. На 1° ю.ш. граница поворачивает на северо-северо-восток и подходит к мысу Лопес. Здесь область сплошного развития диапиров располагается на западной окраине Атлантического прогиба впадины Огове. В целом для рассматриваемой области можно наметить три широтные зоны: южную, центральную и северную. Южная зона находится между выступом Лунда и 11° ю.ш. и имеет ширину от 100 до 130 м. Центральная зона самая широкая (до 200–250 км). Она расположена против впадины Кванза. Северная зона постепенно сужается от 150 до 25–30 км при проследивании на север. Широтная зональность, по-видимому, связана с разным количеством соляных толщ, распространенных в указанных зонах Габон-Ангольского бассейна, и их мощностью.

В области сплошного развития диапиров преобладают соляные массивы шириной от 4 до 10 км и длиной до 30–40 км и более.

Их высота достигает 2–3, иногда 4–5 км. Склоны массивов весьма крутые (30–40°). Они нарушены разломами и нередко осложнены присводовыми грабенами. Различаются соляные антиклинали со слабо дифференцированным или недифференцированным основанием; соляные диапиры, погребенные на различной глубине или воздымающиеся над поверхностью дна в виде холмов разной высоты; соляные интрузии по разломам, узкие и вытянутые, как правило, в меридиональном направлении. Разделяющие синклинали и седловины обрушения сравнительно узкие и длинные. Выполняющие их отложения сильно нарушены. Мощность осадочных толщ, перекрывающих соляные структуры, в среднем 1 км (минимальная 700 и максимальная 1800 м).

Область развития изолированных соляных диапиров и куполов также протягивается почти на 1500 км с юга на север. Ее восточная граница на юге во впадине Кванза проходит вдоль выступа Морро-Лизо, поднятий Кабо-Ледо и Ваконго, выступа Каквако, севернее, во впадине Конго, вдоль горста Кабинда и выступа Маюмба, а еще севернее, во впадине Огове, вблизи выступа Дита, поднятия Икасса-Конго и горста Ламбарене. Ширина области колеблется от 50 до 130–140 км. Как видно, область изолированных соляно-купольных структур в двух районах Габон-Ангольского бассейна заходит на сушу: на юге впадины Кванза, где она охватывает прогиб Бамво, поднятие Кабо-Ледо и выступ

Лонга, и на севере в пределах впадины Огове, где в состав области входят Атлантический прогиб, депрессия Сетте-Кама и грабен Вера, а также горст Гамба. По этим районам можно судить об особенностях строения соляных диапиров и куполов всей области. Как отмечают Д.П. Броньон и Д.Р. Веррье /1956; Броньон и др., 1961; Brognon, Verrier, 1955, 1966a, b/, во впадине Кванза развиты прорванные соляные купола, сводовые части которых либо не нарушены, либо осложнены грабенами, либо соляное ядро сильно дислоцировано и размыто. Примером соляного поднятия, осложненного грабеном, может служить антиклиналь Морро-де-Твенза, имеющая длину 25 км и ширину 18 км. Ее осевая зона по всей длине антиклинали опущена по разломам в виде грабена шириной 2–3 км, в центре которого наблюдается соляное ядро протыкания высотой около 2 км, выходящее на поверхность. Примером соляно-купольного поднятия с сильно дислоцированным и размытым ядром может быть антиклиналь Кабо-Ле́до, в центральной части которой имеется глубокая депрессия с почти отвесными стенками, шириной около 490 м и длиной более 2 км. Она образовалась на месте выщелоченного соляного ядра протыкания.

В пределах впадины Огове изолированные соляные купола имеют форму изометричных или удлинённых диапиров и поднятий шириной от 1 до 4 км и высотой до нескольких километров. Наблюдаются также соляные валы весьма значительной протяженности, разделенные широкими и плоскими синклинальными зонами. Склоны диапиров, валов и поднятий крутые, нередко вертикальные. Распространены также слабо выраженные диапиры. На многих соляно-купольных структурах развиты мульды оседания /Brink, 1974; Пэган, Рейр, 1961; Конишев, 1980/. Кроме отмеченных соляных структур на территории области в пределах шельфовых зон встречаются интрузивные соляные тела вдоль крупных разломов, простирающихся с юга на север /Pautot et al., 1973; Emery et al., 1975b/.

Область недислоцированных и слабо дислоцированных соленосных отложений занимает восточные окраинные участки Габон-Ангольского бассейна. В ее состав входит восточная часть впадины Кванза, вся территория впадины Конго с прилегающей узкой полосой шельфа и восточная половина впадины Огове. Наибольшей ширины (до 100–125 км) область достигает в центральных участках прибрежных впадин, а наименьшей – в районах выступов, разделяющих эти впадины. Соленосные отложения на территории области обычно смыты в пологие валобразные поднятия и синклинали, нарушенные сериями сбросов. Своды некоторых антиклиналей осложнены раздувами соленосных отложений, а иногда соляными массивами.

Современная структура соленосных отложений Габон-Ангольского бассейна наиболее детально выяснена в пределах прибрежных впадин Кванза, Конго и Огове. Что же касается части бассейна, расположенной в акватории Атлантического океана, то структурное районирование здесь пока еще не осуществлялось. Ниже приводится краткая характеристика основных тектонических элементов окраинных впадин бассейна по опубликованным данным.

Впадина Мосамедиш находится на крайнем юго-востоке Габон-Ангольского бассейна. Она простирается между 16 и 13° ю.ш. почти на 350 км. Глубинное строение впадины почти совсем не изучено. Мощность осадочного чехла в прибрежных районах достигает 1–2 км. В шельфовой зоне она значительно увеличивается; здесь имеются эвапоритовые отложения /Reyre, 1966b; Franks, Nairn, 1973; Evans, 1978/.

Впадина Кванза расположена по обе стороны от устья р. Кванзы между 8 и 10° ю.ш. Она имеет длину около 315 км и максимальную ширину – 170 км. Ее площадь 22 тыс. км². На юге впадина ограничена выступом до-

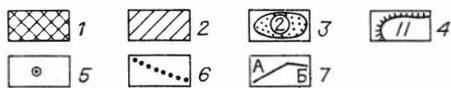
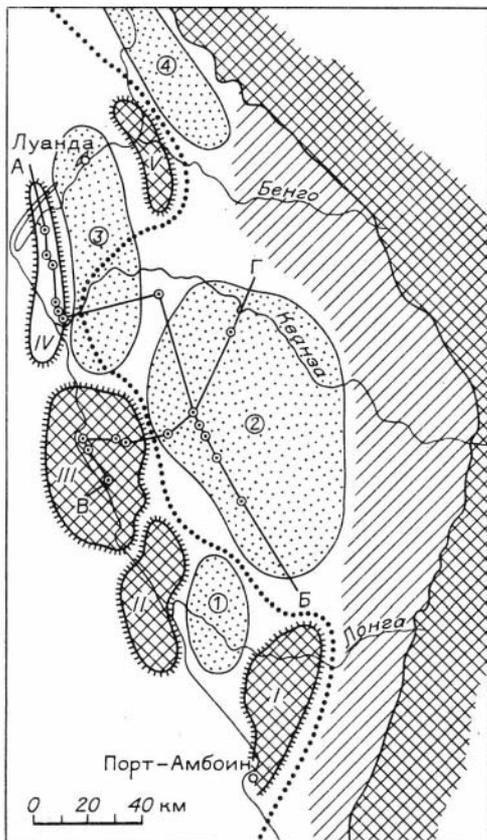


Рис. 3. Схема основных структурных элементов впадины Кванза, выделяющихся по подошве аптских отложений. Составлена по данным Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/.

1 - выходы на поверхность пород фундамента; 2 - Восточная моноклираль; 3 - прогибы и их номер (1 - Бамво, 2 - Галинда, 3 - Квенгвелла, 4 - Лифуне); 4 - выступы и поднятие и их номер (I - Морро-Лизо, II - Лонга, III - Кабо-Ледо, IV - Ваконго, V - Каквако); 5 - скважины; 6 - приблизительная восточная граница развития соляных диапиров и куполов; 7 - линии геологических разрезов, показанных на рис. 12 и 13.

кембрийского фундамента Лунда, а на севере - выступом Амбриш. Осадочный чехол имеет мощность более 4000 м (самой глубокой скважиной был вскрыт разрез мощностью 3525 м). В его составе хорошо выделяются три крупные осадочные серии. Нижняя базальная серия сложена терригенными отложениями до- и раннеаптского возраста, сформировавшимися в континентально-дельтаво-лагунных и морских литоральных и сублиторальных условиях. Средняя

серия представлена эвапоритовыми отложениями апт-альбского возраста: карбонатами и каменной солью, образовавшимися в изолированном морском бассейне. Верхняя серия содержит преимущественно морские карбонатные, глинистые, алевритовые и песчаные осадки позднемелового, палеогенового, эоценового и миоценового возраста. Между этими крупными сериями осадочного чехла имеются несогласия и перерывы в осадконакоплении.

Основные особенности строения эвапоритовых отложений впадины Кванза наиболее четко определяются по подошве аптских отложений (рис. 3). Выделяются следующие структурные элементы: Восточная моноклираль, выступы фундамента Морро-Лизо, Каквако и Лонга, поднятия Кабо-Ледо, прогибы Галинда, Бамво и Квенгвела, валообразное поднятие Ваконго и прогиб Лифуне. Восточная моноклираль имеет ширину около 30 км и протягивается почти на 300 км. Углы падения моноклинали в среднем 5-6°. Выступ Морро-Лизо находится на юге впадины. Его длина около 45 км, ширина 30-35 км. Восточный борт выступа пологий, западный - более крутой. Выступ почти на 400 м возвышается над нижним склоном Восточной моноклинали и более чем на 1200 м над дном прилегающего с запада прогиба Бамво. Выступ Каквако находится на севере впадины. Он простирается в северо-западном направлении вдоль склона Восточной моноклинали почти на 50 км при ширине 10-15 км. Выступ Лонга расположен

на юго-западе впадины. Северная его часть находится на берегу, южная – в океане. Длина выступа свыше 60 км, ширина 10–20 км, амплитуда 600 м. Поднятие Кабо-Ледо ограничивает впадину Кванза с запада. Его свод воздымается над впадиной Галинда более чем на 1400 м. Поднятие имеет почти изометричную форму диаметром около 40–45 км. Валообразное поднятие Ваконго протягивается с юга на север вдоль северо-западной окраины впадины более чем на 55–60 км. Его ширина 10–15 км, амплитуда 400 м. Сводовые участки отмеченных выступов и поднятия (за исключением Ваконго) сложены либо докембрийскими образованиями (гнейсами, сланцами и кварцитами), либо доаптскими основными изверженными породами (долеритами и базальтами). Прогиб Галинда занимает центральную часть впадины Кванза. Длина его более 100 км, ширина 50–60 км. Простирается прогиб с юга на север. Абсолютные отметки дна больше 3600 м ниже уровня моря. На юго-западе через небольшую седловину прогиб Галинда соединяется с таким же глубоким прогибом Бамво, а на северо-западе – с прогибом Квенгвела. Длина двух последних достигает 60–70 км, а ширина 25–30 км.

В целом по подошве аптских отложений вся центральная часть впадины Кванза является наиболее погруженной зоной. Здесь расположены глубокие прогибы, дно которых опущено на 3600 м (а возможно, и на 4000 м) ниже уровня моря. С запада эта глубокая депрессионная зона ограничена системой крупных и протяженных поднятий и выступов, простирающихся вдоль берега: Лонга, Кабо-Ледо и Ваконго. Эта единая приподнятая зона возвышается над впадинами на 600–1400 м и продолжается далеко на север в пределы континентального склона /Baumgartner, Andel, 1971 /. На севере и юге депрессионная зона также ограничена выступами Каквако и Морро-Лизо. Все эти структурные элементы возникли еще в раннемеловое время и существенно влияли на последующие процессы осадконакопления.

Впадина Конго вытянута вдоль побережья Атлантического океана по обе стороны от р. Конго, в пределах Анголы (ее северной части и провинции Кабинда), Заира, Конго и Габона. На севере впадина ограничена выступом докембрийского фундамента Маюмба, на юге – выступом Амбриш. Длина впадины более 450 км, наибольшая ширина в прибрежной полосе 100 км, площадь приблизительно 17 тыс. км². Глубина залегания фундамента в прибрежных центральных районах около 4 км. Впадина выполнена мезо-кайнозойскими отложениями, в составе которых, как и во впадине Кванза, выделяются три крупные осадочные серии: нижняя – континентальная красноцветная, средняя – морская эвапоритовая и верхняя – преимущественно морская сероцветная карбонатно-аргиллито-алевролитовая. Нижняя серия имеет доаптский и частично раннеаптский возраст, средняя – апт-альбский, верхняя – позднемеловой – кайнозойский.

Эвапоритовые отложения во впадине Конго слабо дислоцированы в пологие синклинали и антиклинальные складки. Наиболее крупными структурными элементами, прослеживающимися, по-видимому, до фундамента, являются прогибы Пуэнт-Нуар и Сант-Антонию, поднятие Шилоанго и горст Кабинда. Прогибы Пуэнт-Нуар и Сант-Антонию фиксируют наиболее опущенные зоны впадины Конго. Они имеют длину около 150 км каждый, ширину от 50 до 100 км. С востока прогибы ограничены выходами докембрийского фундамента на поверхность, а с запада – горстом Кабинда, протягивающимся севернее устья и каньона р. Конго вдоль берега более чем на 150 км. По существу, этот горст и серия менее выраженных поднятий, расположенных севернее и южнее на том же простирании, отделяют прибрежную впадину Конго от остальной территории Габон-Ангольского бассейна. Поднятие Шилоанго расположено между прогибами Пуэнт-Нуар и Сант-Антонию. Оно находится на продолжении выступа докембрийского фундамента и делит впадину Конго примерно на две равные половины.

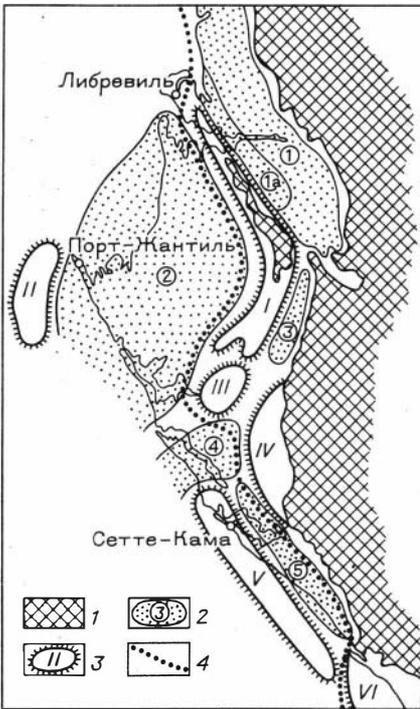


Рис. 4. Схема основных структурных элементов впадины Огове. Составлена по данным А. Бринка / Brink, 1974/.

1 - выходы на поверхность пород фундамента; 2 - прогибы, депрессии, грабены и их номер (1 - Восточный прогиб, 1а - грабен Нтум, 2 - Атлантический прогиб, 3 - грабен Топо, 4 - депрессия Сетте-Кама, 5 - грабен Вера); 3 - поднятия, выступы, горсты и их номер (I - горст Ламбарене, II - поднятие Ангвиль, III - поднятие Икасса-Конго, IV - выступ Дита, V - горст Гамба, VI - выступ Маюмба); 4 - приблизительная восточная граница развития соляных диапиров и куполов.

Впадина Огове - одна из самых крупных на Африканском побережье. Она расположена между выступом Маюмба на юге и выходами докембрийских образований в прибрежной полосе между реками Кампо и Санаго на севере, которые отделяют ее от расположенной севернее впадины Дуала. Длина впадины свыше 650 км,

наибольшая ширина на широте г. Порт-Жангиль 200 км, площадь около 50 тыс. км². Осадочный чехол впадины имеет суммарную мощность 16-18 км. Он подразделяется на три крупные серии: нижнюю - до- и раннеаптскую, представленную преимущественно континентальными красцветными терригенными отложениями юрско-раннемелового возраста, среднюю - аптско-альбскую, сложенную эвапоритовыми породами, верхнюю - позднемеловую-кайнозойскую, состоящую из морских карбонатных и глинисто-алевролитовых отложений.

В современной структуре впадины отчетливо выделяются следующие крупные тектонические элементы: Восточный прогиб, горст Ламбарене, Атлантический прогиб, поднятие Ангвиль, грабен Топо, поднятие Икасса-Конго, депрессия Сетте-Кама, выступ Дита, горст Гамба и грабен Вера (рис. 4). В сводовой части горста Ламбарене обнажается докембрийский фундамент. Этот горст отделяет Восточный прогиб, где обнажены красцветные континентальные толщи пермо-карбонового и триасово-юрского возраста, от Атлантического, в пределах которого на поверхности выступают толщи преимущественно морских отложений верхнего мела, палеогена и неогена. Восточный прогиб простирается с юго-востока на северо-запад более чем на 220 км и имеет ширину 50-65 км. В его западной части выделяется глубокий грабен Нтум шириной 15-25 км, ограниченный крутыми сбросами. Северо-восточная половина прогиба представляет собой пологую моноклинал, ступенчато погружающуюся в сторону грабена Нтум.

Горст Ламбарене протягивается с юго-востока на северо-запад. Его длина почти 200 км, ширина от 10 до 25 км. Атлантический прогиб, расположенный юго-западнее горста Ламбарене, ограничен на юге поднятием Икасса-Конго, а на западе - поднятием Ангвиль. На северо-западе и юго-западе прогиб погружается в сторону Атлантического океана. Длина прогиба в пределах суши

вдоль центральной шарнирной зоны, приуроченной к разлому фундамента, превышает 230 км, ширина 120–160 км. Поднятие Ангвиль имеет меридиональное простирание и фиксируется по геофизическим данным в виде приподнятого по разломам блока фундамента, который ограничивает с запада область развития соленосных отложений. Границы поднятия точно не установлены. Видимо, оно входит в систему протяженных внешних поднятий, простирающихся вдоль западной границы Габон–Ангольского бассейна. Поднятие Икасса–Конго отделяет Атлантический прогиб от депрессии Сетте–Кама и через узкую перемычку связано с горстом Ламбарене. Оно простирается с северо-востока на юго-запад и имеет сложной изометричную форму. Размеры поднятия 40 × 50 км. Депрессия Сетте–Кама имеет сложную конфигурацию. На юго-западе она погружается в сторону Атлантического океана, а на северо-востоке соединяется соответственно с грабенами

50 км. Грабен Топо расположен на востоке впадины Огове между выходами докембрийского основания, горстом Ламбарене, поднятием Икасса–Кама и выступом Дита. Грабен протягивается почти в меридиональном направлении на расстояние около 100 км и имеет ширину 20–30 км. Выступ Дита связан со ступенчатым погружением фундамента, обнажающегося в обрамлении впадины, на запад. Длина выступа около 80 км, ширина 30 км. Грабен Вера находится в южной прибортовой части впадины. Он протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 170 км при ширине до 25–30 км. Горст Гамба ограничивает грабен Вера с юго-востока. Длина горста более 200 км, ширина до 30–35 км.

Все отмеченные структурные элементы впадины Огове наиболее отчетливо выделяются по терригенным отложениям доаптического возраста, максимальная мощность которых предполагается в депрессии Сетте–Кама и в грабене Вера (до 6000 м), а также в Атлантическом прогибе (3000 м). В пределах поднятий, выступов и горстов мощность этих отложений не превышает 2000 м. Таким образом, фундамент положительных структур воздымается по разломам над днищами прогибов и грабенов на 2–4 км.

В целом в пределах впадины Огове намечаются три главные шарнирные зоны: восточная, центральная и западная, прослеживаемая вдоль всей впадины с юга на север /Brink, 1974/. Восточная шарнирная зона связана с разломами фундамента, ограничивающими с востока грабены Вера, Топо и Нтум, вдоль которых фиксируются резкое погружение фундамента и увеличение мощностей раннемеловых осадочных толщ. Центральная шарнирная зона приурочена к глубинным разломам фундамента, простирающимся вдоль западных границ горста Гамба, поднятия Икасса–Конго и горста Ламбарене. С ней было связано образование единой полосы поднятий (Ламбарене – Икасса–Конго – Гамба), разделяющей пояс грабенов и опусканий на востоке от Атлантического прогиба и прибрежных депрессий на западе. Западная шарнирная зона проходит вдоль флексуры в фундаменте, простирающейся с севера на юг через центральную часть Атлантического прогиба. Затем она следует по западной границе поднятия Икасса–Конго, а после резкого поворота на запад и на юг уходит в юго-восточном направлении параллельно береговой линии. Шарнирные зоны и формирующиеся вдоль них тектонические элементы оказывали существенное влияние на осадконакопление.

4

Меловые отложения Габон–Ангольского бассейна наиболее полно изучены в пределах прибрежных впадин Огове, Конго, Кванза и Мосамедиш. Осадочный чехол этих впадин, как отмечалось, отчетливо подразделяется на три крупные осадочные серии: нижнюю – терригенную, преимущественно красноцветную кон-

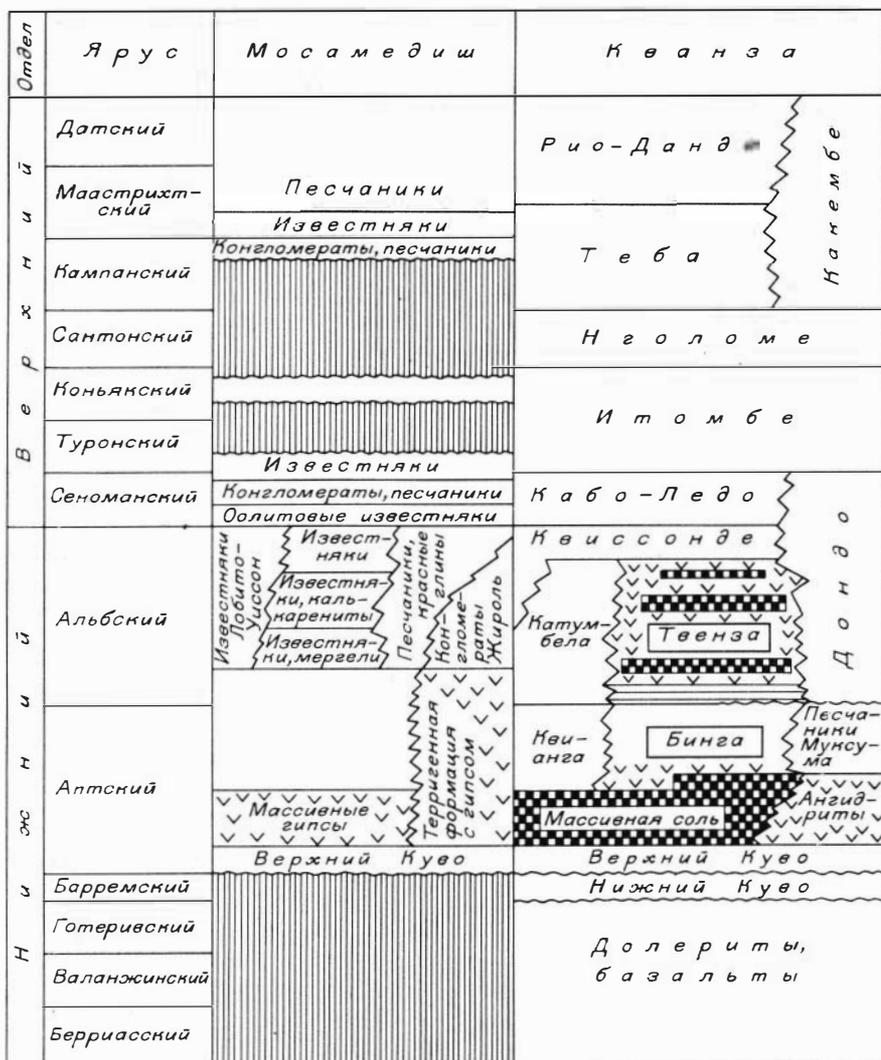
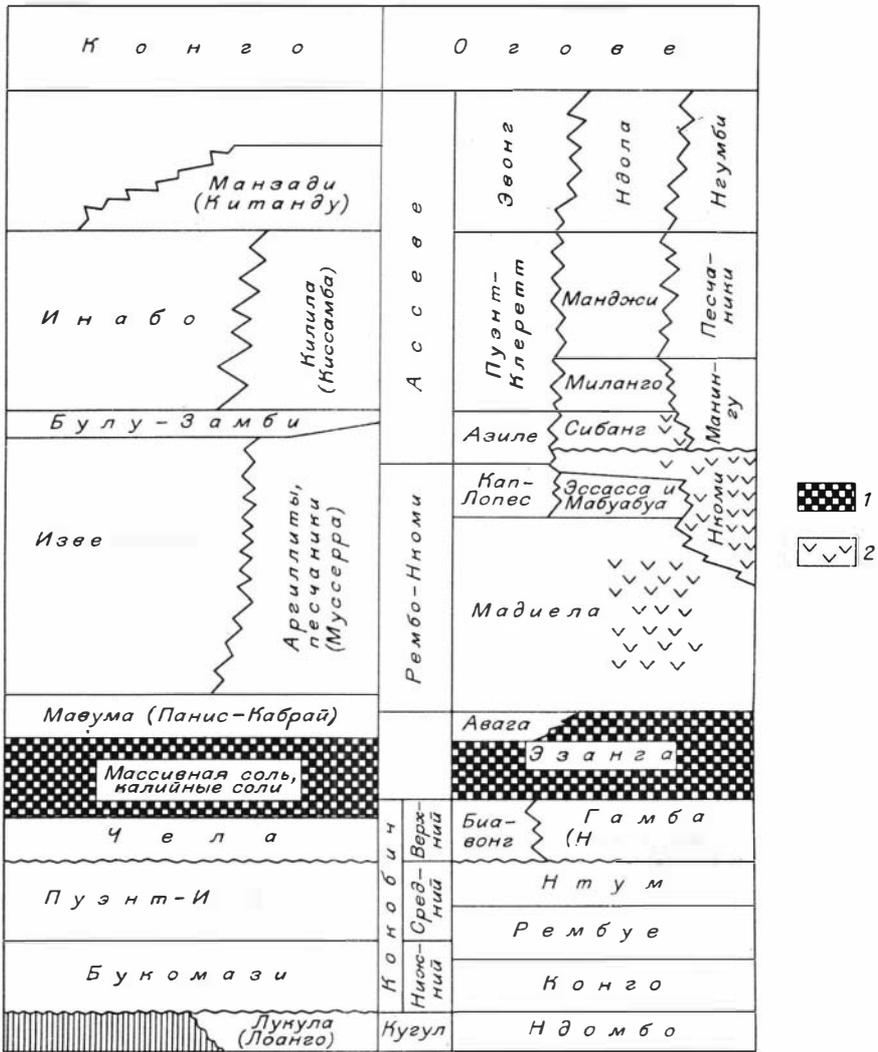


Рис. 5. Схема стратиграфии и корреляции меловых отложений впадин Огове, Конго, Кванза и Мосамедиш. Составлена по опубликованным материалам /Brink, 1974; Brognon, Verrier, 1966a, b; De Klasz, 1978; Hourcg, 1966; Reyre, 1966b; Reyre et al., 1966; Ruiter, 1979/.

1 - соленосные отложения (каменная и калийные соли); 2 - ангидриты и/или гипсы.

тинентальную, среднюю - эвапоритовую и верхнюю - сероцветную карбонатно-глинисто-алевролитовую морскую. Каждая из этих серий фиксирует крупные этапы истории геологического развития не только Габон-Ангольского бассейна, но и всей территории Южной Африки. Нижняя серия формировалась в основном в рифтовую стадию, когда произошли раскол единого материка Пангеи и образование внутриконтинентальных рифтовых долин, заполнявшихся речными и озерными континентальными осадками. Средняя эвапоритовая серия сформирова-



лась в стадию начального раскрытия Южной Атлантики, когда осуществлялись расхождение рифтовых континентальных окраин и образование эпиконтинентального Южно-Атлантического бассейна, отделенного от открытого океана с юга серией островов, расположенных в пределах Китового хребта. Верхняя серия формировалась в стадию существования открытого морского и океанического водоема, когда осадки накапливались одновременно с последовательным расширением океана на постепенно погружающейся континентальной окраине и сопредельной части океанического ложа. Подобная стадийность осадочного процесса привела к накоплению сложного комплекса отложений, отличающегося быстрой фациальной изменчивостью. Это характерно в первую очередь для континентальных рифтогенных и эпиконтинентальных морских эвапоритовых толщ.

Сводная схема стратиграфии и корреляции меловых отложений прибрежных впадин Габон-Ангольского бассейна приведена на рис. 5. Для каждой впадины разработаны самостоятельные схемы расчленения, увязка между которыми вызывает значительные разногласия. Наибольшая неясность сохраняется до

сих пор в отношении возрастного положения и корреляции нижней красноцветной континентальной серии. Самый полный разрез серии зафиксирован во впадине Огове, где нижние ее горизонты имеют пермо-карбонный и триасово-юрский возраст, а верхние относятся к верхам группы Кугул и группы Кокобич неоком-барремского и раннеаптского возраста. Во впадине Конго нижняя красноцветная серия целиком является раннемеловой и увязывается с красными верхней части группы Кугул и группы Кокобич. Еще более сокращается стратиграфический объем нижней терригенной серии во впадине Кванза. Возраст подсолонных красноцветных отложений многие исследователи считают здесь барремским и раннеаптским /Reyre, 1966a, b; Ruiter, 1979/. Во впадине Мосамедиш развиты, по-видимому, только раннеаптские красноцветные отложения, являющиеся аналогами самых верхов нижней терригенной серии впадин Кванза, Конго и Огове. Таким образом, устанавливается, что при прослеживании с юга на север вдоль прибрежных впадин Габон-Ангольского бассейна последовательно увеличиваются разрез и возрастной объем подсолонной красноцветной серии, главным образом за счет появления более древних терригенных толщ.

Некоторые исследователи /Belmonte et al., 1965; Brink, 1974; Evans, 1978/ считают, что на севере во впадине Огове значительная часть красноцветной серии в составе Среднего и Верхнего Кокобича имеет аптский возраст, и, следовательно, здесь объем красных увеличивается не только за счет появления нижних, но также и верхних толщ терригенных отложений. Однако большее признание получила точка зрения о том, что лишь самые верхи красных отложений, охватывающие формации Гамба во впадине Огове, Чела во впадине Конго и Верхний Куво во впадинах Кванза и Мосамедиш, относятся к раннему апту, а нижележащие толщи имеют барремский и неокомский возраст /Ruiter, 1979; De Klasz, 1978/. В соответствии с этой точкой зрения нижняя граница аптского яруса проведена по основанию вышеперечисленных формаций (см. рис. 5). В их основании фиксируется региональный перерыв в осадконакоплении и, начиная с этих терригенных отложений, намечаются трансгрессия моря и новый цикл осадконакопления, который завершился образованием эвапоритовых толщ. В этой связи терригенные отложения формаций Гамба (Нземе-Ассо), Чела и Верхнего Куво следует рассматривать совместно с вышележащими соленосными осадками в составе единой эвапоритовой серии. Однако в большинстве опубликованных работ они причисляются к нижележащим красным и совместно с ними описываются в качестве подсолонных отложений. Таким же образом мы приведем их общую характеристику, но описание эвапоритовой серии дадим начиная с формации Гамба и ее аналогов, как это сделано П. Рюите /Ruiter, 1979/.

Большие разногласия наблюдаются до сих пор при корреляции соленосных отложений, выявленных во впадинах Кванза, Конго и Огове, а также при установлении количества самостоятельных соленосных толщ в пределах Габон-Ангольского бассейна и определении их стратиграфического положения. Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что во впадине Кванза распространены две соленосные толщи. Нижняя выделяется под названием "Массивная соль". Она имеет ранне-среднеаптский возраст. Верхняя соленосная толща обособляется в формацию Твенза, которая отнесена к альбскому ярусу. Во впадинах Конго и Огове развито только по одной соленосной толще. Одна из них (во впадине Огове) выделяется как формация Эанга, а вторая обособляется в качестве толщи массивной соли и калийных солей. Обе они, по-видимому, примерно одновозрастные и относятся к среднему и верхнему апту. Увязка этих соляных толщ с соленосными отложениями впадины Кванза остается неясной.

Несомненно, что они не являются полными возрастными аналогами. Возможно, калиеносные соляные толщи впадин Конго и Огове занимают более высокое стратиграфическое положение (см. рис. 5).

5

Приведем теперь более подробную характеристику соленосных отложений, а также подстилающих и перекрывающих толщ впадин Огове, Конго, Кванза и Мосамедиш.

Наиболее полный разрез подсоленосных красноцветных отложений, как уже отмечалось, изучен во впадине Огове. Суммарная мощность отложений здесь колеблется от 7000 до 9000 м /Brink, 1974/. Подразделяются они на три группы: Карру, Кугул и Кокобич. Первая охватывает отложения пермокарбонового возраста, которые установлены в Восточном прогибе. Группа Кугул включает образования триаса, юры и раннего мела и расчленяется на две формации: Мвои́е и Ндомбо /Reyre et al., 1966; De Klasz, 1978/.

Формация Мвои́е, несогласно перекрывающая нижележащие отложения группы Карру, сложена в нижней части конгломератами и красноцветными песчаниками, а в верхней – красными и фиолетовыми континентальными пресноводными аргиллитами. Ее мощность изменяется в пределах 70–300 м. Возраст формации условно считается юрским на основании находок остракод и растительных остатков в породах верхней глинистой части разреза.

Формация Ндомбо начинает разрез меловых отложений. Она состоит главным образом из массивных песчаников, чередующихся с аргиллитами. Цвет пород преимущественно красный с различными оттенками, но встречаются желтовато-бурые и даже белые песчаники. Изредка наблюдаются прослойки доломитов, кремнистых песчаников и битуминозных сланцев. В обнажениях песчаники обычно светлые, сливные. Мощность формации колеблется от 150 м в южных районах Восточного прогиба до 400 м в северных. Возраст формации считается раннеберриасовым, возможно, частично, позднеюрским.

Выше лежащая группа Кокобич развита во впадине Огове повсеместно. Ее мощность в Восточном прогибе в наиболее погруженной зоне грабена Нтум превышает 3 км, в Атлантическом прогибе – более 4 км, а в депрессии Сетте-Кама и в грабене Вера – свыше 6 км (рис. 6). Расчленяется группа либо на три формации: Нижний Кокобич, Средний Кокобич и Верхний Кокобич /Reyre et al., 1966; Brink, 1974/, либо в ее составе выделяются формации Конго, Рембуе, Нтум и Нземе-Ассо /De Klasz, 1978/. Верхняя граница группы Кокобич устанавливается неоднозначно. Одни исследователи проводят кровлю Верхнего Кокобича по основанию соленосных отложений /Brink, 1974/, другие включают в состав группы Кокобич всю соленосную толщу, выделяя ее как формацию Эзанга /De Klasz, 1978/. Неясным остается также вопрос об объеме Верхнего Кокобича. Существует точка зрения о том, что он охватывает не только красноцветные отложения самых верхов группы Кокобич, выделяемые в формацию Гамба (или Нземе-Ассо), но и нижележащие породы /Brink, 1974/. Согласно другой точке зрения /Reyre et al., 1966; De Klasz, 1978; Ruiters, 1979/, которая отражена на принятой схеме стратиграфии (см. рис. 5), Верхний Кокобич выделен в объеме формации Гамба (Нземе-Ассо) и ее аналогов, в основании которых прослеживается региональный перерыв в осадконакоплении, с которого начинается трансгрессивный цикл седиментации, завершившийся образованием соленосных отложений.

Нижний Кокобич в пределах Восточного прогиба сложен преимущественно песчаниками и аргиллитами, чередующимися с мощными пачками слабо битуминозных сланцев. В виде маломощных прослоев встречаются алевролиты и известняки с остракодами. Мощность достигает обычно 2000 м, но на севе-

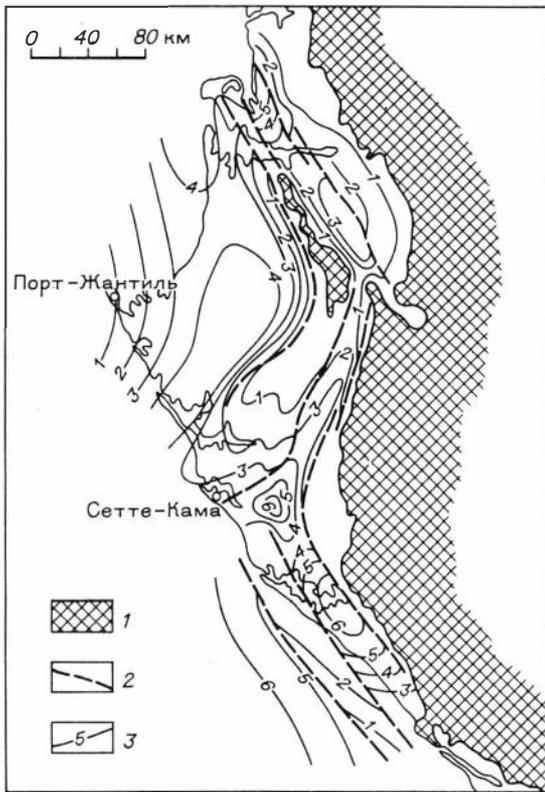


Рис. 6. Схематическая карта мощностей отложений группы Кокобич во впадине Огове. Составлена по данным А. Бринка / Brink, 1974 /.

1 - выходы на поверхность пород фундамента; 2 - разломы; 3 - линии равных мощностей (км).

ре прогиба возрастает до 2500-3000 м. Такая же мощность Нижнего Кокобича зафиксирована западнее горста Гамба, где в разрезе увеличивается число аргиллитов и наблюдаются тонкие пласты светло-серых песчаников и алевролитов.

Средний Кокобич более чем наполовину состоит из песчаников. Они, как правило, тонкозернистые, хорошо отсортированные, преимущественно красноцветные. Прослои аргиллитов имеют зеленоватый, бурый, серый или черный цвет.

Мощность в северных районах грабена Нтум достигает примерно 1500 м. В пределах грабена Вера в разрезе Среднего Кокобича появляется большое количество аргиллитов и прослоев тонко- и среднезернистых пористых песчаников. На значительной площади горстов Ламбарене и Гамба, а также поднятия Икасса-Конго отложения Среднего Кокобича размыты. Здесь непосредственно на Нижнем Кокобиче залегает формация Гамба. Возраст Среднего Кокобича большинство исследователей определяет неокон-барремским /Reyre et al., 1966; De Klasz, 1978/, но существует также точка зрения о том, что эти отложения имеют ранне-среднеаптский возраст /Brink, 1974/. Мощность Среднего Кокобича изменяется от 1500 до 2500 м.

Во впадине Конго подсоленосные красноцветные отложения также установлены повсеместно. Их максимальная мощность (свыше 2 км) отмечена в северных районах впадины. При прослеживании на юг мощность уменьшается до 400-500 м. Базальные отложения выделяются здесь как сублиторальные песчаники либо относятся к формациям Лукула или Лоанго, которые сопоставляются с раннеберриасовой формацией Ндомбо впадины Огове. Отложения подразделяются на две толщи. Нижняя сложена красными и розовыми аркозовыми песчаниками, глинистыми песчаниками и аргиллитами с растительными остатками. Верхняя толща состоит из красноцветных аргиллитов, фиолетовых и желтых песчаников с прослоями кремней. Наблюдается быстрая фациальная изменчивость отложений. В их основании прослеживаются конгломераты. Суммарная мощность базальных "сублиторальных песчаников" 400-700 м /Hourcq, 1966; Reyre, 1966/.

Вышележащие отложения, которые являются аналогами Нижнего и Среднего Кокобича, в южных районах впадины Конго расчленяются на формации Бу-

комази и Пуэнт-Индиен. Они сложены красноцветными глинистыми песчаниками и аргиллитами с редкими прослоями карбонатных пород.

На территории впадины Кванза подсоленосная красноцветная толща обособляется как формация Куво. Мощность ее достигает 200–300 м. Толща расчленяется на две части: Нижний Куво и Верхний Куво, между которыми прослеживается региональный перерыв в осадконакоплении /Brognon, Verrier, 1966a, b/. Отложения Нижнего Куво распространены в погруженных зонах впадины и отсутствуют на выступах фундамента Морро-Лизо, Каквако и Лонга, а также на поднятии Кабо-Ледо, где они размыты. Представлен Нижний Куво грубозернистыми конгломератовыми песчаниками, обломочный материал которых поступал при разрушении подстилающих пород фундамента. Цементом служит красноцветный алеврито-глинистый материал, обогащенный каолином. Местами среди песчаников встречаются прослой пепловых пород. Мощность Нижнего Куво не превышает, по-видимому, 100–150 м. Эти отложения относятся к барремскому ярусу и сопоставляются с верхней частью формаций Пуэнт-Индиен впадины Конго и Среднего Кокочича впадины Огове.

Во впадине Мосамедиш мощность подсоленосной терригенной толщи около 20–50 м. Толща выделяется в формацию Верхний Куво и относится к аптскому ярусу.

Таким образом, можно еще раз отметить, что мощность красноцветных подсоленосных отложений доаптского разреза прибрежных впадин Габон-Ангольского бассейна последовательно сокращается с севера на юг от 6–7 км до 100–150 м. Во впадине Мосамедиш они отсутствуют. Это происходит главным образом за счет выпадения из разреза нижних горизонтов осадочной серии. Верхняя часть красноцветных подсоленосных отложений, охватывающая формации Гамба (Нземе-Ассо) во впадине Огове, Чела во впадине Конго и Верхний Куво во впадинах Кванза и Мосамедиш, несогласно залегает на нижележащих породах и относится к раннему апту. В основании этих формаций отмечается региональный перерыв в осадконакоплении, который прослеживается на всей территории бассейна. Этим перерывом многие исследователи завершают этап рифтового развития как рассматриваемого региона, так и Южной Атлантики, называя его "Южно-Атлантическим несогласием", и начиная с отложений формаций Гамба, Чела и Верхнего Куво намечают новый этап общего погружения, связанного с раскрытием Южной Атлантики и формированием эвапоритовых серий /Belmonte et al., 1965; Reyre, 1966b; Evans, 1978; Ruiter, 1979; и др./.

Формация Гамба хорошо изучена во многих районах впадины Огове /Brink, 1974; Reyre et al., 1966; Ruiter, 1979/. Ее мощность около 100 м. В составе формации выделяются три пачки (снизу): Веви, Джензи и Вембо. Пачка Веви сложена красноцветными флювиальными песчаниками с конгломератами в основании; Джензи представлена песчаниками преимущественно дюнного происхождения и отделена от нижележащей пачки пластом глинистых пород, чередующихся с водорослевыми карбонатами; Вембо в нижней части состоит из аргиллитов, обычно доломитистых и обогащенных органическим материалом, и доломитов с остатками пресноводных остракод, а в верхней части – из доломитовых аргиллитов с псевдоморфозами по галиту, чередующихся с ангидритами. В целом разрез формации Гамба фиксирует постепенный переход от континентальных к морским эвапоритовым отложениям.

Формация Чела, являющаяся возрастным аналогом формации Гамба, выделяется на территории впадины Конго. Она сложена песчаниками, конгломератами и аргиллитами. Последние преобладают в разрезе, вследствие чего формация первоначально обособлялась в глинистую толщу /Fourcq, 1966/. При прослеживании от окраинных к внутренним районам впадины в составе формации

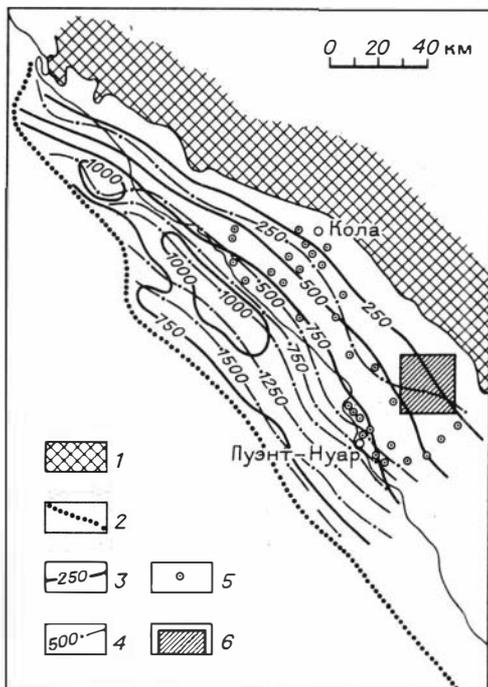
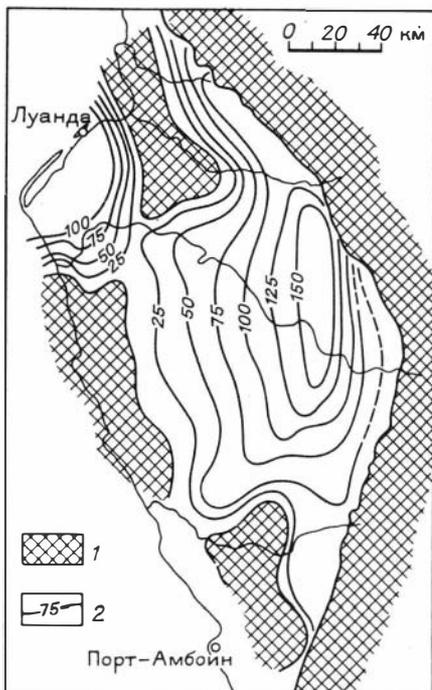


Рис. 7. Карта мощностей формации Верхний Куво. По данным Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/.

1 - районы отсутствия отложений; 2 - линии равных мощностей (м).

Рис. 8. Предположительная схема суммарной мощности и глубин залегания толщи массивной каменной соли и калийных солей в пределах северо-западной части впадины Конго. Составлена по данным П. Рюйте /Rüiter, 1979/ и Р. Ламбера /Lambert, 1967/.

1 - выходы на поверхность пород фундамента; 2 - приблизительная восточная граница развития соляных диапиров и куполов; 3 - линии равных мощностей толщи массивной соли и калийных солей (м); 4 - изолинии глубин залегания кровли соленосной толщи; 5 - скважины; 6 - площадь Олль - Сент-Поль.

Чела появляются пласты известняков и глинистых доломитов, а также битуминозных сланцев /Lambert, 1967/. Мощность формации изменяется от 40 до 100 м.

Формация Верхний Куво развита в пределах впадин Кванза и Мосамедиш /Brognon, Verrier, 1966a, b; Reyre, 1966a, b/. Максимальная ее мощность (до 100-150 м) во впадине Кванза наблюдается в районах Восточной моноклинали и прогибов Лифуне и Квенгвела (рис. 7). Здесь формация сложена преимущественно кварцевыми разномерными (от тонко- до грубозернистыми) песчаниками с известково-доломитовым или каолиновым цементом; в верхах присутствуют прослои ракушечных, в разной степени доломитовых известняков, местами содержащих обильные остатки остракод. В нижней части отмечаются тонкие прослойки угля. По направлению на запад карбонатные пласты выклиниваются. Вблизи выступов фундамента Морро-Лизо и Каквако и

поднятия Кабо-Ледо в составе формации в большом количестве появляются белые и серые кварцевые хорошо отсортированные песчаники.

В пределах впадины Мосамедиш Верхний Куво представлен алевролитами и доломитами, в той или иной мере окремненными. Мощность не превышает 20 м.

Вышележащие эвапоритовые отложения, относящиеся к аптскому ярусу, во впадинах Кванза, Конго и Огове содержат мощные толщи каменной соли и калийных солей. Характеристику этих соленосных отложений мы начнем со впадины Конго, где они наиболее детально изучены при поисковых и разведочных работах на калийные соли / Lambert, 1967; Depege, 1967; Ruiter, 1979/.

Соленосная толща в пределах впадины Конго выделяется под названием "соленосная серия" или толща "массивной соли и калийных солей". Она вскрыта на всей территории северной половины впадины от районов Пуэнт-Нуар и Олль на юге до Кола и Тинкус на севере, а также всесторонне изучена на площади Олль - Сент-Поль. Мощность толщи колеблется от 400-600 до 1000 и более метров (рис. 8). Сложена она преимущественно каменной солью с многочисленными пластами и прослоями калийных солей (карналлитовых пород и сильвинитов), тонкослоистых битуминозных аргиллитов, глинисто-доломитовых и песчано-глинистых пород, а также иногда пластов бишофит- и (или) тахгидритсодержащих пород.

Толща имеет четкое циклическое строение. Мощность отдельных циклов изменяется от 9-13 до 130-160 м. Каждый цикл состоит из трех частей: нижней, сложенной несолевыми главным образом терригенными породами; средней, представленной каменной солью; верхней, образованной переслаивающимися между собой пластами каменной и калийных солей, а иногда бишофитосодержащими и (или) тахгидритсодержащими породами / Lambert, 1967/. Нижняя часть цикла имеет мощность 1-2 м. В ней наряду с темными битуминозными аргиллитами наблюдаются прослои доломита, глинисто-доломитовых и глинисто-песчаных пород, иногда с остатками растений. Средняя часть цикла изменяется в мощности от 8-9 до 70-82 м. Каменная соль, слагающая эту часть цикла, имеет разнообразный облик. Она стекловидная (бесцветная), беловатая, бежевая, коричневая, темно-серая, крепкая, массивная, иногда мраморовидная и пятнистая, нередко слоистая или полосчатая ("линейная") за счет присутствия слоев глинисто-доломитового материала. Размер зерен галита самый разный. В целом в каменной соли средних частей циклов устанавливаются три зоны: базальная, представленная мелкозернистой солью, средняя - коричневой или темно-серой среднезернистой и верхняя - коричневатой крупнозернистой. Верхняя часть цикла, в которой наблюдается чередование соизмеримых по мощности пластов каменной и калийных солей (а иногда бишофитовых и (или) тахгидритовых пород), достигает максимальной мощности 70-80 м. Пласты каменной соли здесь по цвету, составу и структуре аналогичны каменной соли средней части цикла. Калийные соли представлены карналлитовыми породами и сильвинитами. Карналлитовые породы слагают выдержанные пласты мощностью до 20 м. Обычно это грубозернистые или брекчиевидные породы розового до красно-оранжевого или красно-коричневого цвета. Наряду с чисто карналлитовыми, возможно, присутствуют и галит-карналлитовые породы. Сильвиниты имеют вторичное происхождение: они считаются продуктом преобразования (дегидратации) первично-седиментационных карналлитовых пород. Сильвиниты прослеживаются в виде линз различной мощности и протяженности и по простиранию замещаются карналлитовыми породами. Их облик весьма разнообразный. Это в основном сероватые, розоватые или красно-фиолетовые с мозаичной и черепитчатой структурой породы, сложенные кристаллами стекловидного бесцветного, голубого и розового галита и стекловидного сильвина. Нередко встре-

чаются полосчатые сильвиниты, в которых полосчатость обусловлена тонкими нитевидными слоями темно-серого галита. Бишофит- и (или) тахгидритсодержащие породы слагают пласты мощностью от 1–6 до 26,5 м. Цвет этих пород красный, оранжевый и желтый.

Всего в разрезе соленосной толщи выделяется 10 циклов, которые нумеруются снизу вверх римскими цифрами I–X /Lambert, 1967/. Циклы хорошо прослеживаются по площади на основе корреляции по маркирующим глинистым пластам и данным электро- и радиоактивного каротажа. Калийные горизонты в составе циклов обозначаются снизу вверх арабскими цифрами с индексом соответствующего цикла, например: 1/II, 2/II, ..., 1/IV, 2/IV, ..., 5/VI, ..., 3/IX и т.д. Имеющиеся в нашем распоряжении опубликованные материалы не позволяют дать подробную характеристику всех циклов и установленных в их разрезах калийных горизонтов. Мы приведем краткие сведения только о некоторых из них.

Цикл I охватывает самую нижнюю часть соленосной толщи и не содержит калийных солей. Его мощность достигает 30–50 м. Он довольно часто выпадает из разрезов либо не прослеживается вследствие выклинивания или малой мощности.

Цикл II присутствует повсеместно и является одним из наиболее выдержанных в соленосной толще. Его мощность колеблется от 59,25 до 70,25 м. В составе цикла установлено два калийных горизонта: 1/II и 2/II. В районе Олль – Сент-Поль эти горизонты имеют сильвинитовый состав. Мощность горизонта 1/II здесь составляет 2,25 м, среднее содержание K_2O выше 21%.

Глубина залегания 580–700 м. Прослежен он на площади около 10 км². Горизонт 2/II имеет мощность 3 м. Глубина залегания горизонта свыше 660 м.

Цикл III достигает мощности 13 м.

Цикл IV изменяется в мощности от 9,77 до 17,5 м. В его составе вскрыто пять калийных горизонтов: 1/IV, 2/IV, 3/IV, 4/IV и 5/IV, которые имеют преимущественно карналлитовый состав.

Цикл V колеблется в мощности от 24,0 до 43,75 м.

Цикл VI варьирует в мощности от 39,6 до 70,5 м. В верхней его половине прослежено большее число калийных горизонтов в основном карналлитового состава. Их количество от района к району меняется от 14 до 16. Мощность горизонтов колеблется в пределах 0,22–5,0 м.

Цикл VII – первый из наиболее мощных в разрезе соленосной толщи. Его максимальная мощность нередко достигает 120 и даже 130 м. Средняя часть цикла, сложенная каменной солью, колеблется в мощности от 50–55 до 70–82 м. В верхней части цикла наблюдается до 19 калийных горизонтов. Они преимущественно имеют карналлитовый состав. Наиболее выдержан по площади горизонт 3/VII, мощность которого 25 м. В районе Олль – Сент-Поль этот горизонт представлен сильвинитами. Здесь его мощность не превышает 3,81 м, а содержание K_2O в нем достигает 21,3%. Рядом скважин (K18 и K38) в

верхах цикла непосредственно выше карналлитового горизонта, имеющего мощность 19 м, вскрыта бишофит-тахгидритовая зона, мощность которой 26,5 м. Она сложена пластами бишофита и (или) тахгидрита мощностью от 1 до 6 м с тонкими прослоями карналлитовых пород. В направлении на север и на юг бишофит-тахгидритовая зона цикла VII выклинивается.

Цикл VIII имеет в центральных районах впадины Конго мощность до 132 м, которая по направлению на север /Ruiter, 1979/ возрастает до 200–220 м. Мощность средней части цикла, представленной каменной солью, 50–60 м. Верхняя, калиеносная, часть цикла наиболее изменчива по составу и мощности. В центральных участках впадины она представлена каменной солью с горизон-

тами калийных солей, которые преимущественно сложены карналлитовыми породами. В ряде районов некоторые горизонты имеют сильвинитовый состав. Их мощность здесь изменяется от 0,85–1,0 до 17,0–18,0 м. На севере в верхах цикла появляется бишофит–тахгидритовая зона мощностью около 55 м, которая залегает над зоной чередования каменной соли и карналлитовых пород мощностью до 75 м. Сильвиниты наиболее четко в разрезе цикла прослеживаются в районах Кола, Пуэнт-Нуар и Олль – Сент-Поль. Они здесь установлены на уровне горизонтов 3/VIII и 4/VIII. Мощность первого горизонта (3/VIII) составляет 0,85–3,26 м. Среднее содержание K_2O в нем достигает 30%. Горизонт 4/VIII, залегающий в 7 м выше предыдущего, имеет мощность 3,9–4,5 м; содержание K_2O около 26%.

Цикл IX характеризуется выдержанным составом и присутствием в ряде районов богатых сильвинитов. Мощность цикла меняется от 70–85,5 м в центральных районах впадины до 150–180 м в более северных ее участках. В верхней половине цикла прослежено девять калийных горизонтов, из которых горизонты 3/IX, 6/IX, 7–8/IX и 9/IX в некоторых районах содержат богатые сильвиниты. Детально разведаны эти горизонты в районе Олль – Сент-Поль. Горизонт 3/IX пересечен здесь многими скважинами. Он залегает на глубинах 310–360 м. Средняя его мощность 3 м, содержание K_2O иногда превышает 38%. В направлении на север и на запад горизонт становится карналлитовым, а его мощность увеличивается до 8 м. Горизонт 7–8/IX залегает в районе Олль – Сент-Поль на глубинах от 280 до 380 м. Он вскрыт большим числом скважин на площади почти 25 км². Горизонт имеет либо карналлитовый, либо сильвинитовый состав. В последнем случае средняя суммарная мощность горизонта 1,9 м, содержание K_2O около 18%. Горизонты 3/IX и 7–8/IX – основные объекты промышленной эксплуатации на площади Олль – Сент-Поль. Особенности строения, характер фациальной изменчивости соленосного цикла IX, а также площадь распространения сильвинитов и карналлитовых пород в горизонтах 3/IX и 7–8/IX хорошо видны на рис. 9.

Горизонты 6/IX и 9/IX по гидрогеологическим условиям не благоприятны для разработки.

Цикл X, самый верхний в соленосной толще, прослеживается не повсеместно. Он часто выклинивается или не выделяется из-за небольшой мощности. Мощность цикла нередко превышает 110–120 м, а в некоторых участках впадины составляет 160 м. Цикл сложен главным образом каменной солью, в средней части которой прослеживается маркирующий прослой битуминозных аргиллитов, обозначаемый индексом X-d. В наиболее полных разрезах, вскрытых рядом скважин на некоторых площадях района Олль – Сент-Поль, установлена верхняя калиеносная часть цикла, представляющая переслаивающимися между собой пластами каменной соли и карналлитовых пород, мощность которой достигает 50 м. Вблизи кровли прослежен горизонт бедных сильвинитов мощностью 1–1,5 м, содержащий до 10% K_2O . Местами этот горизонт увеличивается в мощности до 5,5 м и становится более богатым.

Завершается разрез соленосной толщи ангидритовой пачкой мощностью 10–25 м. Она представлена массивными очень крепкими ангидритами, которые чередуются с серыми мергелями и доломитами. В верхах вблизи от поверхности появляются гипсы.

В целом соленосная толща, развитая во впадине Конго, – это единая осадочная серия, имеющая циклическое строение и сложенная многократно переслаивающимися пачками и пластами каменной и калийных солей с маркирующими прослоями битуминозных аргиллитов, глинисто-доломитовых и глинисто-песчаных пород. Толща характеризуется следующими главными особенностями.

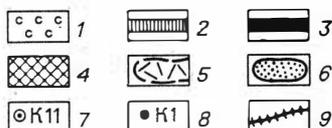
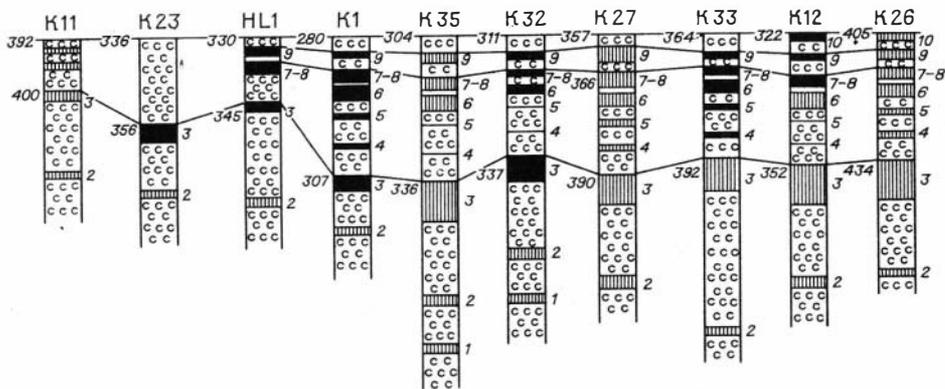


Рис. 9. Схема корреляции разрезов соленосного цикла IX и распространение сильвинитов в горизонтах 3/IX и 7-8/IX в районе Оль - Сент-Поля. Составлена по данным Р. Ламбера /Lambert, 1967/, В. Дележа /Depege, 1967/ и П. Рюите /Ruiter, 1979/.

1 - каменная соль; 2 - карналлитовые породы; 3 - сильвиниты; 4 - площадь, где калийные горизонты 3/IX и 7-8/IX имеют карналлитовый состав; 5,6 - площадь распространения

сильвинитов: 5 - в горизонте 3/IX, 6 - в горизонте 7-8/IX; 7,8 - скважины, вскрывшие карналлитовый разрез цикла IX (7) и сильвиниты (8) и их номера; 9 - железная дорога.

Во-первых, в ее разрезе практически отсутствуют сульфатно-кальциевые породы - ангидриты и/или гипсы. Их нет в основании соленосной толщи, а также в основании и в кровле отдельных циклов. Ангидритовая пачка сравнительно небольшой мощности развита только в кровле соленосной толщи. Она фиксирует завершающую стадию существования солеродного бассейна, связанную с постепенным переходом к условиям морского карбонатного осадконакопления. Отсутствие сульфатно-кальциевых отложений в отдельных циклах соленаккумуляции свидетельствует о том, что во впадину Конго поступали уже обессульфаченные концентрированные рассолы, при испарении которых накапливались соленосные отложения исключительно хлоридного состава. Этот же факт указывает на то, что район впадины Конго был окраинной зоной крупного солеродного бассейна, удаленной от открытого моря нормальной солености.

Во-вторых, соленосная толща впадины Конго характеризуется тем, что первично-седиментационные калийные соли в ней имеют карналлитовый состав.

Сильвиновые и галит-сильвиновые породы являются вторичными, образованными за счет дегидратации карналлитовых пород. Вследствие этого сильвинитовые пласты и горизонты залегают в виде линз различной протяженности и по простиранию замещаются карналлитовыми породами, имеющими, как правило, более значительную мощность.

В-третьих, исключительно важная особенность соленосной толщи впадины Конго - присутствие в ней мощных пачек и пластов бишофитовых и (или) тахгидритовых пород. Они установлены в циклах VII и VIII, т.е., по существу, в средней части соляной серии. Их наличие свидетельствует о том, что отдельные циклы соленакопления в солеродной впадине Конго достигали эвтонической стадии, когда формировались бишофит-тахгидритовые зоны циклов хлоридной эвапоритовой седиментации. Кроме того, присутствие таких зон в средних циклах соленосной толщи указывает на то, что вся соленосная серия впадины Конго является единым завершенным крупным циклом эвапоритового осадконакопления первого порядка.

Перекрываются соленосные отложения во впадине Конго карбонатной толщей, которая обособляется либо в формацию Мавума (Цимпанга / Hourcq, 1966/, либо в известняково-доломитовую серию / Lambert, 1967/. В других районах впадины эти отложения выделяются в формацию Панис-Кабрай. Мощность формации Мавума около 65 м. В ее нижней части прослеживается пачка (до 45 м) доломитовых известняков желтых и серых, переслаивающихся с песчаниками. В верхней части обособляется пачка песчаных известняков и песчаников с прослоями аргиллитов мощностью до 15 м. В кровле формации Мавума намечается верхняя граница аптского яруса.

Во впадине Огове соленосная толща выделяется как формация Эзанга / De Klasz, 1978/ или "соленосные отложения" / Brink, 1974/, или "массивная соль" / Reyre et al., 1966/. В литературе приводится лишь общая характеристика этой толщи, а сведения об особенностях ее внутреннего строения и составе отсутствуют, несмотря на то, что она была изучена при нефтепоисковых работах и поисково-разведочном бурении на калийные соли. К сожалению, эти материалы остаются неопубликованными.

Большинство исследователей отмечает, что соленосные толщи впадин Огове и Конго очень сходны между собой. Они имеют аналогичный состав и близки по возрасту. Соленосная толща, развитая во впадине Огове, сильно дислоцирована вследствие проявлений соляной тектоники. Поэтому, вероятно, трудно составить ее сводный разрез, и характеристика толщи приводится по данным из впадины Конго / Brink, 1974/. Мощность толщи в пределах Восточного прогиба более 300 м, а в Атлантическом прогибе, где интенсивно проявлена соляная тектоника, остается неизвестной, но, вероятно, первичная мощность здесь значительно превышает 1000 м.

Имеющиеся скудные данные позволяют лишь в целом отметить, что соленосная толща впадины Огове представлена каменной солью с прослоями и пачками калийных солей преимущественно карналлитового состава. Она, по-видимому, имеет цикличное строение. Сведений о присутствии в разрезе толщи бишофит- и тахгидритосодержащих пород не имеется. Можно лишь предполагать, что они здесь развиты на тех же стратиграфических уровнях, что и во впадине Конго. Возможность такого предположения основывается на том, что впадина Огове занимает самое окраинное местоположение в Габон-Ангольском солеродном бассейне и наиболее удалена от открытого моря нормальной солености, а это предопределяет вероятность образования завершенных циклов хлоридного соленакопления, заканчивающихся формированием бишофитовых и тахгидритовых осадков.

При прослеживании на восток к окраинным участкам Восточного прогиба соленосные отложения выклиниваются и замещаются красноцветными терриген-

ными породами, которые включаются в состав Верхнего Кокочича или формации Гамба (Нэме-Ассо). В направлении на запад фиксируется замещение верхней части соленосной толщи карбонатными отложениями, преимущественно известняками, которые выделяются в формации Авага или Мадвака /Reyre et al., 1966; Reyre, 1966a, b/. Тем самым устанавливается, что верхняя граница соленосной толщи во впадине Огове по мере продвижения на восток последовательно начинает занимать все более низкое стратиграфическое положение.

На территории впадины Кванза соленосная толща аптского возраста, являющаяся аналогом только что охарактеризованных соленосных отложений впадин Конго и Огове, выделяется под названием "массивная соль" /Броньон, Веррье, 1956; Броньон и др., 1961; Brognon, Verrier, 1955, 1966a, b/. Имеющиеся опубликованные данные позволяют привести общую характеристику этой толщи и выяснить особенности ее пространственного положения среди окружающих отложений.

До описания "массивной соли" необходимо отметить главные черты строения всей эвапоритовой серии впадины Кванза и остановиться на существующих взглядах об условиях ее формирования. Как уже отмечалось, в ее составе присутствуют две соляные толщи: нижняя, имеющая аптский возраст и выделяющаяся как массивная соль, и верхняя - альбского возраста, которая обособляется в формацию Твенза (рис. 10). Вся апт-альбская эвапоритовая серия в целом характеризуется широким развитием, кроме пластов и пачек каменной соли, также ангидритов и разнообразных карбонатных пород. В разрезе эвапоритовой серии наблюдается многократное чередование соленосных, ангидритовых и карбонатных пачек. Соленосные пачки сложены каменной солью, а в их основании и в кровле прослеживаются пласты ангидритов. Ангидритовые пачки состоят из ангидритов, переслаивающихся с доломитами. Карбонатные пачки имеют более сложное строение. В их составе развиты микрокристаллические известняки, в той или иной степени доломитизированные, калькаренитовые известняки, оолитовые и биокластические известняки, черные глинистые известняки, микрокристаллические доломиты. Калийные соли в соленосных пачках не установлены.

Всего в разрезе эвапоритовой серии выявлено пять стратиграфических уровней развития соленосных отложений. Они обозначаются снизу вверх индексами S_1, S_2, S_3, S_4 и S_5 . Уровень S_1 соответствует нижней толще массивной соли, а под индексами S_2, S_3, S_4 и S_5 выделяются соленосные пачки формации Твенза. Ангидритовые пачки имеют индекс Р с соответствующим номером. Всего прослежено шесть ангидритовых пачек. Пачка Р.1 залегает в основании формации Бинга, непосредственно выше массивной соли. Разрез формации Твенза подразделяется на три толщи, которые обособляются под названиями "Соленосная Твенза", "Ангидритовая Твенза" и "Доломитовая Твенза". Объем Соленосной Твензы охватывает соленосные пачки S_2, S_3 и S_4 , а также все разделяющие их ангидритовые пласты, которые в сумме составляют ангидритовую пачку Р.2. Толща Ангидритовая Твенза в своей верхней части содержит ангидритовую пачку Р.3 и соленосную S_5 . В разрезе толщи Доломитовая Твенза хорошо прослеживаются ангидритовые пачки Р.4, Р.5 и Р.6.

Вышеперечисленные пачки переслаиваются друг с другом, что позволило Д. Броньону и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/ выделить в эвапоритовой серии впадины Кванза восемь эвапоритовых циклов. Границы этих циклов не совпадают с границами пачек, толщ и формаций. Они проводятся внутри либо ангидритовых, либо соленосных пачек. Стратиграфическое положение циклов, а также объем соответствующих им отложений хорошо видны на сводном

разрезах (см. рис. 10) и на геологических разрезах (см. рис. 12, 13). Цикл 1 охватывает толщу массивной соли и нижнюю половину ангидритовой пачки P.1 формации Бинга. Цикл 2 объединяет все вышележащие породы формации Бинга, а также нижнюю часть толщи Соленосная Твенза до середины пачки S_2 . Цикл 3 включает отложения, залегающие между серединами соленосных пачек S_2 и S_3 , а цикл 4 – между пачками S_3 и S_4 . Цикл 5 почти целиком соответствует толще Ангидритовая Твенза. Циклы 6–8 отвечают отдельным частям разреза Доломитовая Твензы.

Латеральные взаимоотношения между соленосными отложениями и их "несоляными" аналогами во впадине Кванза впервые проанализировали в 1966 г. Д. Броньон и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a,b/. Они пришли к выводу, что соленосные отложения развиты только в прибрежных районах впадины и не распространяются сколько-нибудь значительно в шельфовую зону Атлантического океана. Западная граница развития соляных пачек и толщ намечалась вдоль рифогенных карбонатных сооружений, которые отделяли солеродный водоем от открытого океана и протягивались вблизи береговой линии. При этом рифогенные постройки ограничивали с запада не только солеродные зоны альбского возраста, когда образовалась верхняя соленосная толща Твенза, но и область соленакпления аптского возраста во время формирования толщи массивной соли. Принципиальная схема распространения соленосных и ангидритовых пачек во впадине Кванза, по данным Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/, приведена на рис. 11.

Основывались эти представления на принятой корреляции отложений, согласно которой полным возрастным эквивалентом толщи массивной соли считалась формация Квианга, а аналогом соленосной толщи Твенза – карбонатная рифогенная формация Катумбела. В соответствии с признанием одновозрастности массивной соли и формации Квианга, сложенной биокластическими и оолитовыми калькаренидами, водорослевыми и коралловыми известняками, весь этот разнофациальный комплекс был включен в единый цикл осадконакопления (цикл 1) /Brognon, Verrier, 1966a, b/. Латеральный переход между соленосными и карбонатными рифогенными отложениями намечался в пределах полосы шириной около 10 км вдоль восточной окраины поднятия Кабо-Ледо.

В настоящее время после открытия соляно-купольных структур в шельфовой зоне Атлантики и установления здесь (т.е. за пределами прибрежной впадины Кванза) мощных соленосных отложений в эти представления должны быть внесены некоторые принципиальные уточнения. Они касаются, в первую очередь, вопроса о взаимоотношениях между нижней толщей массивной соли и карбонатными отложениями формации Квианга. Этот вопрос, как можно судить по имеющимся опубликованным материалам, решается не однозначно. Убедительных данных, позволяющих считать эти формации одновозрастными, не имеется. Вполне вероятным и даже более обоснованным выглядит предположение о том, что карбонатный рифогенный комплекс отложений формации Квианга является возрастным эквивалентом не "массивной соли", а вышележащей формации Бинга, и поэтому рифогенный комплекс может быть включен в цикл Бинга (цикл. 2). Такой вариант корреляции принят на схеме стратиграфии (см. рис. 5) и показан на геологических профилях (рис. 12, 13) и в сводном разрезе (см. рис. 10).

В соответствии с подобной увязкой можно предположить, что толща массивной соли протягивается из прибрежных районов впадины Кванза далеко на запад в шельфовую зону Атлантического океана, где ее мощность возрастает. По-видимому, именно эта соляная толща образует соляные купола. Начиная со времени накопления отложений формации Бинга обстановка осадконакопления изменилась. В прибрежных зонах Габон-Ангольского бассейна возникли круп-

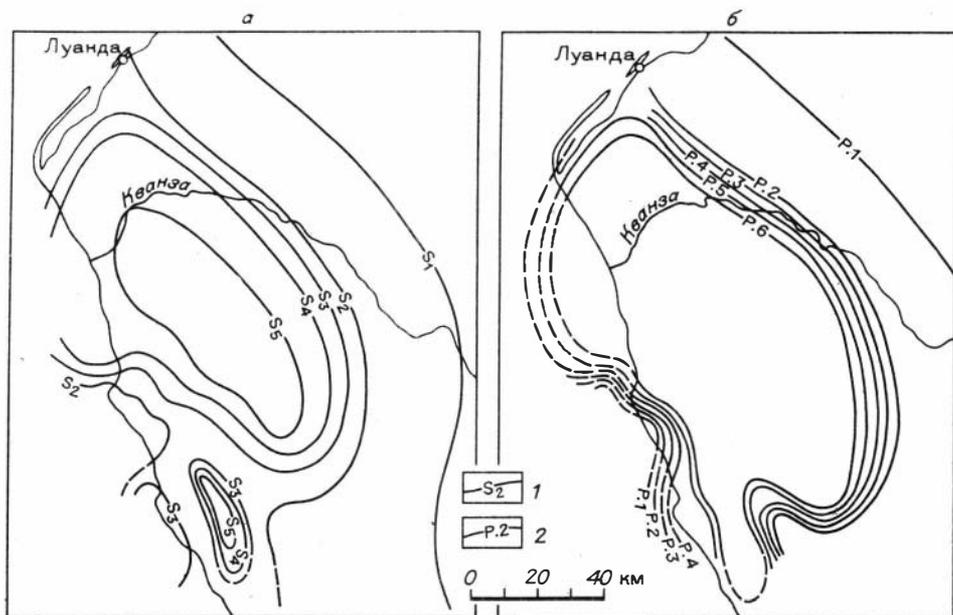


Рис. 11. Схема распространения соленосных (а) и ангидритовых (б) пачек во впадине Кванза. Составлена по материалам Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/.

1, 2 - границы распространения соленосных (1) и ангидритовых (2) пачек.

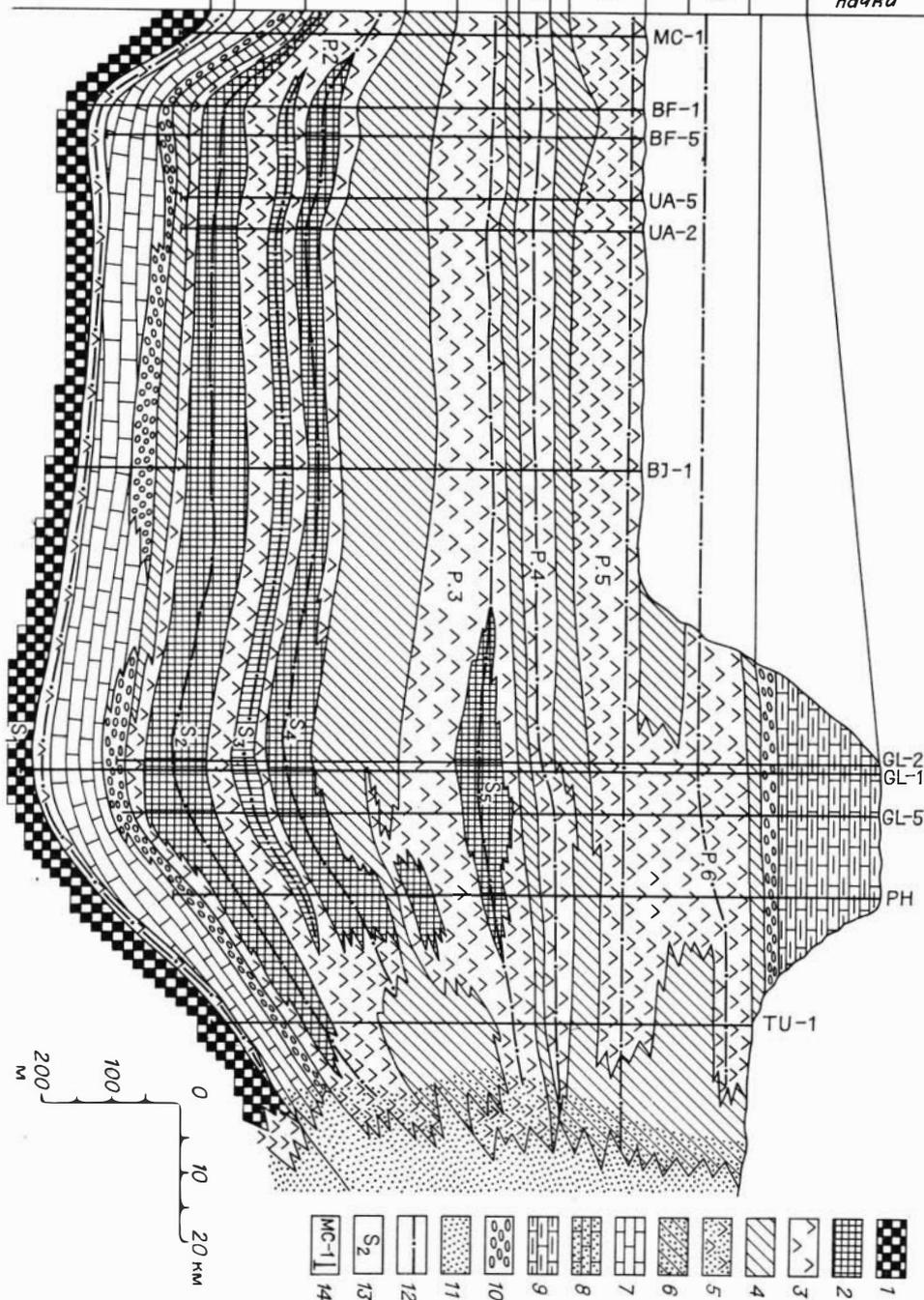
ные и протяженные рифогенные карбонатные сооружения, отделявшие в участках (например, на западе впадины Кванза) окраинные водоемы от открытого океана, и в них сохранились условия для эвапоритового осадконакопления.

Толща массивной соли развита примерно на 4/5 площади современной седиментационной впадины Кванза. Ее первичная мощность колебалась, по-видимому, от 350 до 600 м в наиболее опущенных зонах /Brognon, Verrier, 1966a, b/. Наблюдаемая в настоящее время мощность существенно изменена за счет перемещения каменной соли и проявлений соляной тектоники. В сводовых участках соляных антиклиналей она достигает 1000–1200 м и более, а между ними не превышает 200 м и даже может равняться нулю (рис. 14). В основании толщи прослеживается пласт ангидритов. Детальных сведений о внутреннем строении нижней соленосной толщи и ее составе в литературе не имеется. По всей видимости, она сложена преимущественно каменной солью с редкими прослоями ангидритов и, возможно, глинистых пород.

При прослеживании на восток к окраинным участкам впадины соленосные отложения выклиниваются и замещаются ангидритами, а затем глинистыми ангидритами с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность сульфатных и сульфатно-терригенных аналогов толщи массивной соли не превышает нескольких десятков метров.

Повсеместно на всей территории впадины Кванза, за исключением поднятия Кабо-Ледо, толща массивной соли согласно с постепенными переходами перекрывается формацией Бинга. В пределах же поднятия Кабо-Ледо над этой толщей, как уже отмечалось, залегает формация Квианга, являющаяся вероятным возрастным аналогом формации Бинга.

Массивная соль	Бинга	Т в е н з а						Найс-сонде	Формация
		Сале-Наская Твенза	Ангидри-товая Твенза	Доломитовая Твенза					
1	2 (Бинга)	3	4	5	6	7	8		Цикл
	P.1		P.2		P.3	P.4	P.5	P.6	Индекс ангидри-товой пачки



Общие черты строения и фациальной изменчивости отложений формации Бинга и ее аналогов хорошо видны на рис. 10, а также на геологических разрезах (см. рис. 12, 13).

В основании формаций Бинга и Квианга выделяется небольшой мощности (до 15–50 м) пачка ангидритов, в верхней части которой прослеживаются прослой доломитов. В направлении от центральных районов впадины на запад и северо-запад ангидритовая пачка увеличивается в мощности, а в ее верхах появляются доломитовые известняки. В районе поднятия Кабо-Ледо в составе пачки, которая здесь помещается в основание формации Квианга, наблюдаются темные тонкокристаллические глинистые доломиты и темно-серые аргиллиты. Мощность пачки достигает 50 м.

Над ангидритовой пачкой на площади Кабо-Ледо залегает так называемая "переходная пачка", мощность которой изменяется в пределах 30–40 м. Она выклинивается в восточном направлении при прослеживании в погруженные участки прогибов Галинда, Бамво и Квенгвела. Сложена эта пачка переслаивающимися между собой пластами ангидритов, доломитов и доломитизированных известняков, причем количество карбонатных пород вверх по разрезу увеличивается.

Вышележащий разрез формаций Бинга и Квианга представлен резко изменяющимися по составу и мощности карбонатными отложениями. На территории поднятия Кабо-Ледо разрез сложен биокластическими и оолитовыми калькаренидами, водорослевыми и коралловыми известняками, образующими рифогенный карбонатный комплекс мощностью 400–450 м. Во внутренних центральных, северных и южных районах впадины, по-видимому, на том же стратиграфическом уровне, как это следует из принятого варианта корреляции, выделяются две пачки: нижняя – кристаллических массивных известняков и верхняя – песчаных калькаренидов. В нижней пачке, мощность которой колеблется от 75 до 100–120 м, наряду с очень тонкокристаллическими известняками наблюдаются также прослой глинистых, доломитизированных известняков и темных тонкослоистых аргиллитов. Пачка песчаных калькаренидов состоит из оолитовых и биокластических известняков, содержащих кварцевые и полевошпатовые зерна. Ее мощность меняется от 10 до 30 м (рис. 15, б). Таким образом, выясняется, что во время накопления карбонатных отложений, образующих среднюю часть цикла Бинга (и его вероятного аналога – цикла Квианга), на западной окраине впадины Кванза формировался крупный рифовый массив, который отделял прибрежную лагуну от открытого океана. В это же время к востоку от рифа в лагуне шло преимущественное осаднение тонкозернистого карбонатного и глинистого материала, а затем калькаренидов песча-

Рис. 12. Разрез апт-альбских соленосных отложений впадины Кванза по линии А-Б (см. рис. 3). Составлен по материалам Д. Броньона и Д. Веррье / Brognon, Verrier, 1966a, 134.

1 – массивная соль; 2 – каменная соль с прослоями ангидритов; 3 – ангидриты с прослоями доломитов; 4 – тонкокристаллические известняки, иногда доломитизированные, переслаивающиеся с доломитами и ангидритами; 5 – ангидриты и доломиты с прослоями песчаников; 6 – известняки, доломиты и ангидриты с прослоями песчаников; 7 – тонкокристаллические известняки; 8 – тонкокристаллические песчаные известняки с прослоями песчаников; 9 – известняки с прослоями аргиллитов и глинистых известняков; 10 – калькарениды и рифогенные известняки; 11 – песчаники, алевролиты и аргиллиты; 12 – граница между циклами; 13 – индекс соленосных пачек; 14 – скважины и их индексы.

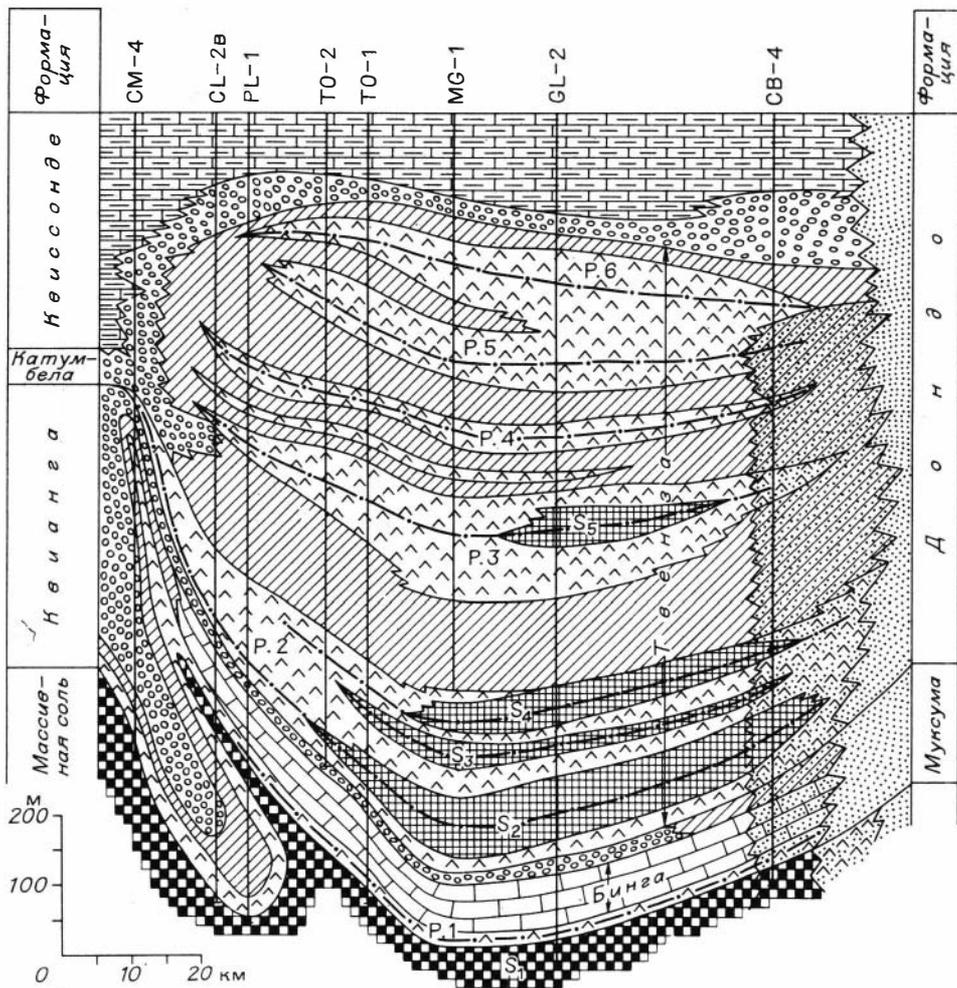


Рис. 13. Разрез апт-альбских соленосных отложений впадины Кванза по линии В-Г (см. рис. 3). Составлен по материалам Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, в %. Усл. обозн. см. на рис. 12.

нистых осадков. Последние образовались за счет разрушения, с одной стороны, рифовых сооружений, а с другой – за счет приноса обломочного материала с восточного обрамления впадины. Они формировали в лагуне различной протяженности мели и банки.

Завершается разрез формации Бинга так называемой пачкой "переходных слоев", сложенной переслаивающимися между собой пластами и линзами ангидритов, микрокристаллических доломитов, доломитизированных биокластических калькаренитов и почти литографических известняков с остракодами. Пачка установлена только в северной половине впадины, где ее мощность достигает 25 м (см. рис. 15, в).

В целом мощность отложений цикла 2 (Бинга) колеблется от 100 до 200 м (см. рис. 15, а). В направлении на восток в формации Бинга все в большем

Рис. 14. Схема мощностей формации массивной соли во впадине Кванза /Brognon, Verrier, 1966a, b/.

1 - линии равных мощностей; 2 - районы, где отсутствуют соленосные отложения; 3 - диапировые соляные структуры.



количестве появляются терригенные породы, а затем она замещается красноцветной формацией Муксума, развитой вдоль обрамления и имеющей мощность 50-100 м. Приблизительно по кровле формации Бинга и ее аналогов во впадине Кванза проводится граница между аптским и альбским ярусами.

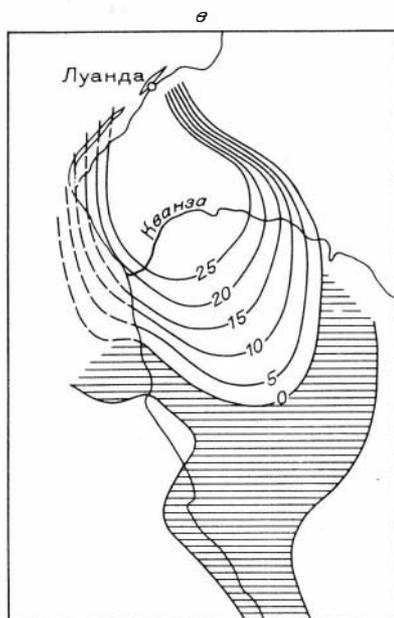
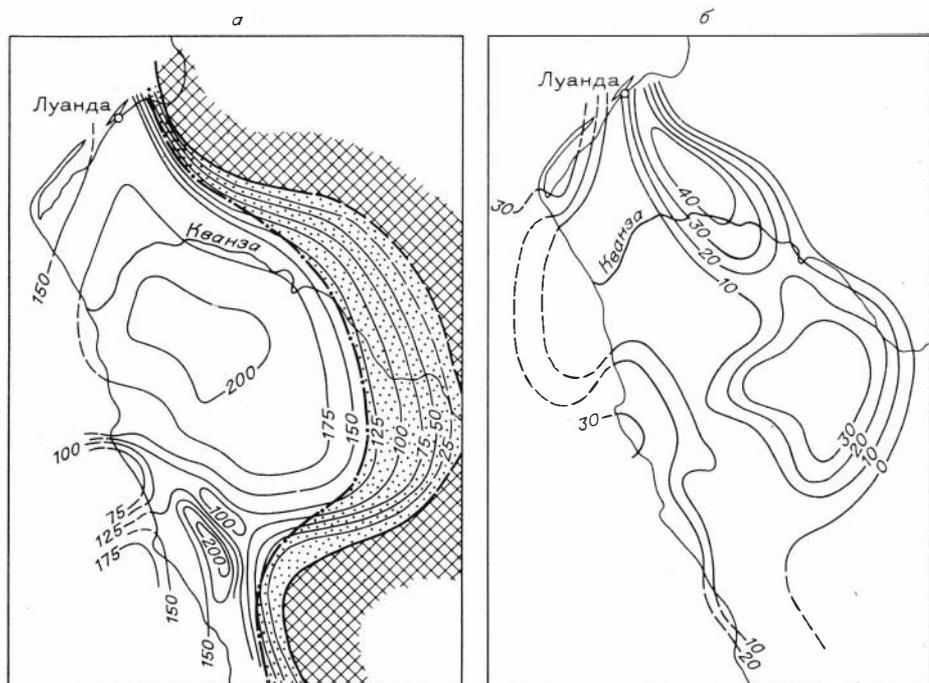
На территории впадины Мосамедиш соленосных отложений не установлено. Здесь в центральных погруженных участках непосредственно над красноцветами Верхнего Куво залегает

пачка массивных гипсов, являющаяся, по-видимому, возрастным аналогом толщи массивной соли впадины Кванза. Ее мощность не превышает нескольких десятков метров. Перекрывается она известняками, иногда глинистыми массивными, переслаивающимися с пластами мергелей. Мощность известняковой толщи достигает 400-500 м и внутри нее (в верхней части) намечается граница между аптским и альбским ярусами. При прослеживании на восток гипсоносная пачка и известняковая толща замещаются терригенными красноцветными отложениями с прослоями и линзами гипсов, которые выделяются в гипсоносную терригенную формацию.

Соленосные отложения альбского возраста, как уже отмечалось, обнаружены только в пределах впадины Кванза, где они выделяются в формацию Твенза /Brognon, Verrier, 1966a, b/. Нижняя часть этой формации преимущественно соленосная и обособляется в Соленосную Твензу. В ее составе прослежено три пачки каменной соли: S_2 , S_3 и S_4 , которые разделены ангидритовыми пачками, содержащими прослой доломитов. В этой части разреза, начиная с середины соленосной пачки S_4 и кончая серединой пачки S_2 , намечено два эвапоритовых цикла, выделяющихся под номерами 3 и 4, которые

Д. Броньон и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/ называют циклами Соленосной Твензы. Суммарная мощность отложений обоих циклов изменяется от 50 до 150 м, но в основном составляет 125-150 м (рис. 16, а).

Соленосная пачка S_2 распространена преимущественно в погруженных центральных районах впадины Кванза к востоку от поднятия Кабо-Ледо (см. рис. 11). Ее мощность достигает 90-100 м. В разрезе пачки наряду с каменной солью прослеживаются пласты ангидритов небольшой мощности. Соленосная



0 20 40 км

1 2

Рис. 15. Схемы мощностей отложений цикла 2 (а), а также пачек песчаных калькаренинов (б) и "переходных" слоев (в). Составлены по материалам Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, b/.
1 - районы, где развиты песчаники Муксума, являющиеся аналогами формации Бинга; 2 - районы, где отсутствуют переходные слои. Ост. усл. обозн. см. на рис. 14.

пачка S_3 развита в прогибах Галинда, Бамво и Квенгвела. Она отделена от пачки S_2 ангидритами с прослоями доломитов, суммарная мощность которых колеблется от 20-25 до 50-60 м. Мощность пачки S_3 не превышает 40-45 м. Выше прослеживаются пласты ангидритов мощностью до 20 м, которые разделяют соленосные пачки S_3 и S_4 . Площадь распространения соленосной пачки S_4 в основном приурочена к прогибам Квенгвела и Галинда. Ее мощность обычно составляет 40-45 м, но в некоторых районах увеличивается до 75 м.

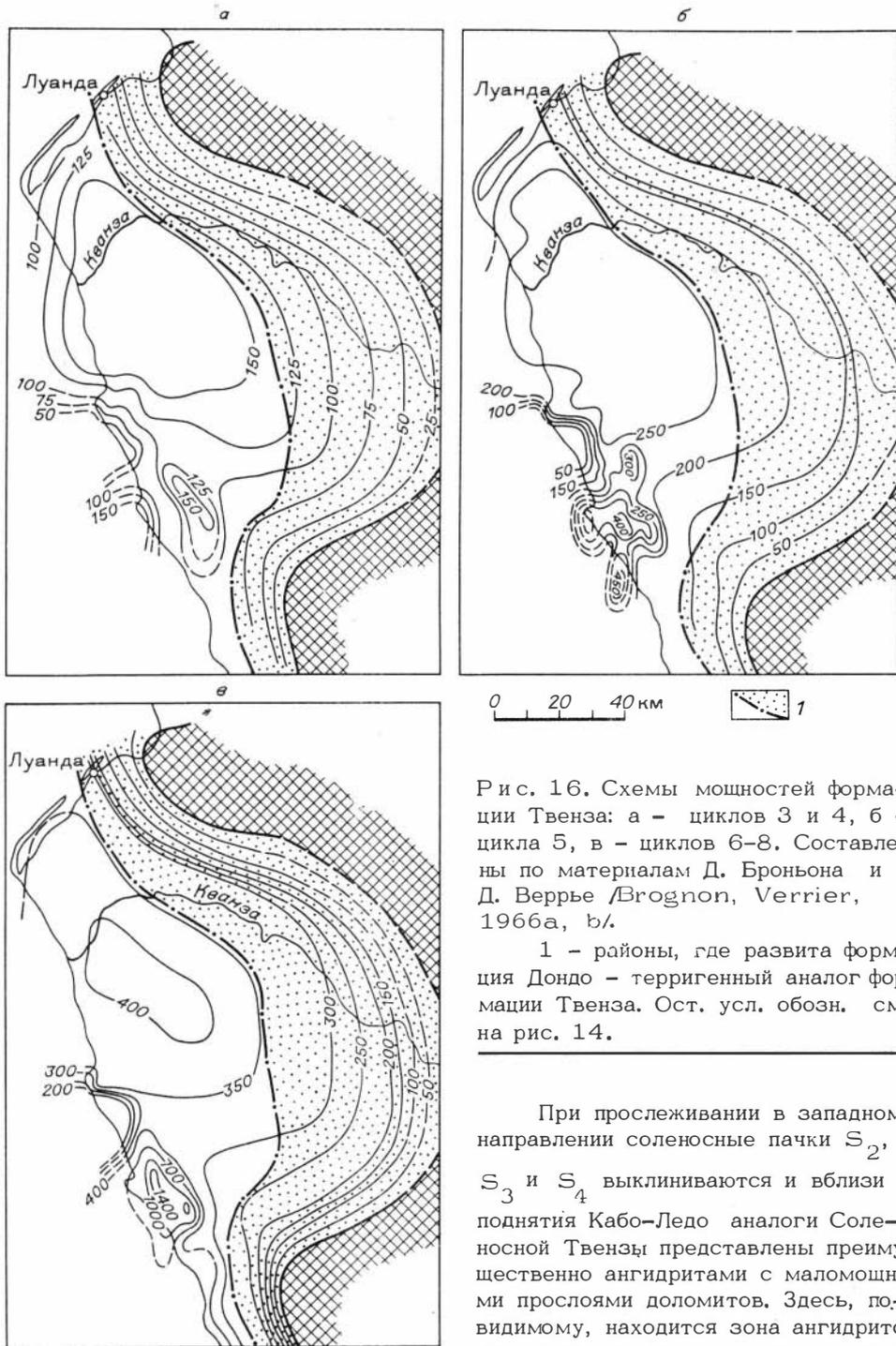


Рис. 16. Схемы мощностей формации Твенза: а - циклов 3 и 4, б - цикла 5, в - циклов 6-8. Составлены по материалам Д. Броньона и Д. Веррье /Brognon, Verrier, 1966a, б/.

1 - районы, где развита формация Дондо - терригенный аналог формации Твенза. Ост. усл. обозн. см. на рис. 14.

При прослеживании в западном направлении соленосные пачки S_2 , S_3 и S_4 выклиниваются и вблизи поднятия Кабо-Ледо аналоги Соленосной Твензы представлены преимущественно ангидритами с маломощными прослоями доломитов. Здесь, по-видимому, находится зона ангидритового вала, ограничивающая с запада солеродную зону альбского яруса в

пределах впадины Кванза. Мощность ангидритовых аналогов Соленосной Твензы, которые выделяются в качестве пачки P.2, достигает 150-180 м. В во-

сточном направлении соленосные отложения также выклиниваются, замещаясь в окраинных зонах впадины Кванза терригенными красноцветными породами формации Дондо.

Средняя часть формации Твенза, обособляемая как Ангидритовая Твенза, начинается с ангидритов мощностью 15–20 м. Выше залегает пачка тонкокристаллических известняков и доломитов с прослоями ангидритов. Ее мощность 150–175 м. Завершается разрез Ангидритовой Твензы пачкой Р.3, представленной преимущественно ангидритами с прослоями доломитов мощностью 100–130 м. В двух районах впадины Кванза – в погруженных зонах прогибов Галинда и Бамво – среди ангидритов пачки Р.3 установлены соленосные отложения, выделяющиеся в соленосную пачку S_5 . Ее максимальная мощность 70–75 м.

При прослеживании на запад в разрезе Ангидритовой Твензы появляются все в большем количестве известняки, сначала тонкокристаллические, а затем и калькаренитовые. Вблизи поднятий Кабо-Ледо и Лонга фиксируется замещение эвапоритовых отложений на рифогенные карбонатные. В восточном направлении наблюдается постепенное обогащение пород терригенным материалом, а затем эвапоритовые и карбонатные отложения замещаются красноцветной терригенной формацией Дондо.

Мощность отложений цикла 5, который называется циклом Ангидритовой Твензы /Brognon, Verrier, 1966a, b/, колеблется в пределах 200–250 м, достигая максимума около 280 м (см. рис. 16, б).

Верхняя часть формации Твенза, выделяющаяся в Доломитовую Твензу, представлена преимущественно ангидритами и доломитами. В ее составе прослеживаются три ангидритовые пачки Р.4, Р.5 и Р.6, мощность которых соответственно колеблется в пределах 30–50, 70–100 и 60–80 м. Они разделены доломитовыми пачками, сложенными микрокристаллическими доломитами, сахаровидными доломитами и калькаренитами. Их мощность изменяется от 25–30 до 80–100 м. В разрезе Доломитовой Твензы отмечено три цикла эвапоритовой седиментации, выделяющиеся под номерами 6, 7 и 8. Суммарная мощность слагающих эти циклы отложений обычно колеблется между 350 и 400 м (см. рис. 16, в).

При прослеживании в западном направлении выклиниваются ангидритовые пласты и пачки, а доломитовые пачки замещаются калькаренитовыми и рифогенными известняками. В восточном направлении Доломитовая Твенза сменяется красноцветными терригенными отложениями формации Дондо.

Перекрывается формация Твенза глинистыми известняками, переслаивающимися с аргиллитами, которые выделяются в формацию Квиссонде. Ее мощность изменяется в пределах 150–300 м. Эта формация завершает разрез альбского яруса и фиксирует установление на всей территории впадины Кванза условий открытого моря нормальной солености.

Можно еще раз отметить, что эвапоритовый водоем альбского века в пределах впадины Кванза на протяжении всего времени своего существования отделялся от моря, расположенного на западе, системой протяженных карбонатных рифогенных сооружений, банок и отмелей. Полоса развития рифогенных построек служила зоной накопления мощных карбонатных отложений, которые относятся к формации Катумбела. Формация сложена главным образом биокластическими калькаренитами, оолитовыми известняками, водорослевыми и коралловыми известняками. Мощность ее достигает нескольких сотен метров.

Во всех остальных прибрежных впадинах отложения альбского яруса представлены преимущественно карбонатными породами. Во впадине Конго они выделяются либо в известняково-доломитовую серию, имеющую мощность 25–60 м /Lambert, 1967/, либо в толщу известняков. Вдоль окраин впадины карбонат-

ные отложения замещаются аргиллитами и песчаниками формации Муссерра. Во впадине Мосамедиш альбский ярус охватывает толщу известняков, калькаренитов и мергелей, которая в западных районах выделяется в формацию Лобито-Уиссон, а в направлении на восток выклинивается, замещаясь сначала красноцветными аргиллитами и песчаниками, а затем конгломератами Жироль.

В пределах впадины Огове карбонатные отложения альбского яруса выделяются в формацию Мадиела. Ее мощность наибольших значений достигает в Атлантическом прогибе - 2400-2500 м. По направлению на запад и восток мощность сокращается до 800-1000 м. Состав формации меняется по площади. В западных районах Атлантического прогиба она сложена в основном аргиллитами и глинистыми известняками с прослоями тонкокристаллических известняков, которые накапливались в глубоководных морских условиях. На территории восточной половины Атлантического прогиба и в южных районах впадины Огове карбонатонакопление происходило в шельфовых условиях. Здесь в составе формации преобладают известняки, частично калькаренитовые и оолитовые, водорослевые; нередко встречаются рифогенные постройки. На восточной окраине впадины в разрезе наряду с известняками появляются доломиты, среди которых встречаются маломощные прослои ангидритов и песчаников. При отсутствии ангидритов в формации Мадиела указывает на то, что эвапоритовое осадконакопление в восточных прибрежных зонах впадины Огове происходило на протяжении всего альбского века, но, в отличие от впадины Кванза, не доходило до стадии соленакопления.

Вышележащие осадочные толщи верхнего мела во впадинах Огове, Конго, Кванза и Мосамедиш сложены морскими карбонатными, глинистыми, глинисто-карбонатными и терригенными сероцветными породами. Только в окраинных прибрежных зонах появляются красноцветные грубозернистые осадки. Эвапориты в разрезе верхнего мела обнаружены лишь в восточных районах впадины Огове. Они установлены здесь в виде прослоев ангидритов и(или) гипсов в составе формаций Нкоми и Сибанг. В первой формации ангидриты и гипсы залегают среди красноцветных песчаников и пестроцветных мергелей и аргиллитов. В составе формации Сибанг гипсы переслаиваются с доломитами, аргиллитами и песчаниками.

6

Приведенная характеристика соленосных отложений Габон-Ангольского бассейна позволяет предположить, что соленакопление началось одновременно на всей его территории, а в аптском веке постепенно со временем смешалось в пределы все более северных районов. Завершение процессов соленакопления в бассейне также произошло одновременно. В соответствии с принятой схемой корреляции эвапоритовых и карбонатных отложений нижнего мела соленакопление во впадине Кванза продолжалось в течение значительного отрезка времени альбского века, тогда как в других прибрежных впадинах оно уже прекратилось. Тем самым выясняется, что в геологической истории Габон-Ангольского бассейна существовало два этапа соленакопления: аптский и альбский. В течение аптского этапа Габон-Ангольский бассейн входил в состав крупного единого Южно-Атлантического солеродного морского водоема, который отделялся барьерами, протягивающимися вдоль Китового хребта, от открытого океана на юге. В пределах этого единого водоема одновременно с последовательным раскрытием Южной Атлантики, происходящим с юга на север, постепенно смешалась также на север область соленакопления. Альбский этап соленакопления характеризуется существованием небольших прибрежных солеродных бассейнов, подобных приуроченному ко впадине Кванза, которые отделялись рифогенными карбонатными сооружениями от центральных районов раскрывающего-

ся Южно-Атлантического океана. Эвапоритовая седиментация в альбское и сенман-туронское время происходила и в окраинных участках впадины Огове, но соленакопление здесь не осуществлялось.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что стадия морского карбонатного осадконакопления также наступила одновременно на всей территории Габон-Ангольского бассейна. В большинстве прибрежных впадин и, по-видимому, в шельфовых районах карбонатные надсолевые толщи начали формироваться в конце аптского или в начале альбского века. Однако в тех прибрежных впадинах, где в альбское время продолжалось соленакопление, условия для повсеместного морского карбонатообразования возникли лишь в самом конце альбского века.

Раннемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна характеризуется целым рядом особенностей, отличающих ее от соленосных формаций других возрастов и регионов. Она относится к семейству АЗ хлоридного класса, которое выделяется по присутствию, наряду с галитовыми, галит-сильвиновыми, галит-карналлитовыми и галит-сильвин-карналлитовыми породами, также пород бишофитового и(или) тахгидритового состава /Жарков и др., 1981/. По своему пространственному положению среди окружающих осадочных серий соленосная формация Габон-Ангольского бассейна принадлежит к подгруппе III-1, поскольку она подстилается красноцветной терригенной, а перекрывается сероцветной карбонатной толщами.

Оценить объем каменной и калийных солей, накопившихся в Габон-Ангольском солеродном бассейне, из-за ограниченных данных можно сугубо приблизительно, исходя из следующих цифр. Установленная сейчас площадь сплошного и изолированного развития соляных диапиров и куполов около 300 тыс. км². На всей этой территории, по-видимому, распространена нижняя толща массивной каменной соли и калийных солей аптского возраста. Средняя суммарная мощность превышает 1000-1200 м, и весь разрез, как можно судить по данным из впадин Конго и Огове, сложен преимущественно каменной солью с прослоями карналлитовых и в меньшей мере сильвинитовых, бишофитовых и(или) тахгидритовых пород. Если принять, что средняя мощность каменной соли на всей этой площади 1000 м, то тогда ее объем в пределах соляно-купольной области Габон-Ангольского бассейна будет составлять $3 \cdot 10^5$ км³.

Площадь развития недислоцированных соленосных отложений аптского возраста в прибрежных впадинах Габон-Ангольского бассейна оценивается следующими цифрами: впадина Кванза - 15 тыс. км², впадина Конго - 20, впадина Огове - 25 тыс. км². Средние минимальные мощности каменной соли во впадинах таковы: Кванза - 0,5 км, Конго - 0,6, Огове - 0,4 км. В этом случае объем каменной соли в нижней соленосной толще во всех указанных впадинах будет достигать $1,9 \cdot 10^4$ км³.

Таким образом, суммарный объем аптской каменной соли Габон-Ангольского бассейна может быть равным почти $3,2 \cdot 10^5$ км³.

Объем каменной соли альбского возраста гораздо меньше. Она установлена только во впадине Кванза на площади около 20 тыс. км². Средняя суммарная мощность этой соли не превышает 100 м. Объем может равняться $2 \cdot 10^3$ км³.

Калийные соли, как известно, выявлены лишь в пределах впадин Конго и Огове. Приблизительная площадь их развития составляет не более 100 тыс. км². Средняя мощность калийных солей (преимущественно карналлитовых пород) около 200 м. При таких данных объем калийных солей Габон-Ангольского бассейна можно оценить цифрой $2 \cdot 10^4$ км³.

Объем бишофитовых и(или) тахгидритовых пород, по-видимому, $4 \cdot 10^3$ км³.

Литература

- Броньон Д., Веррье Д. К геологии бассейна Куанца в Анголе // IV Международный нефтяной конгресс. - Т. 1. Геология нефтяных и газовых месторождений. - М.: Гостоптехиздат, 1956. - С. 244-260.
- Броньон Д., Веррье Д., Массон П. Соляная тектоника седиментационного бассейна Куанза в Анголе // V Международный нефтяной конгресс. - Т. 1. Геология и геофизика. - М.: Гостоптехиздат, 1961. - С. 127-132.
- Высоцкий И.В., Селицкий А.Г., Турзина В.В. Нефть и газ // Геология и полезные ископаемые Африки. - М.: Недра, 1973. - С. 426-457.
- Драйвер Э.С., Пардо Д. Сейсмическое пересечение континентальной окраины Габона // Геология континентальных окраин. - М.: Мир, 1978. - Т. 1. - С. 326-328.
- Жарков М.А. Эволюция галогенного осадконакопления в истории Земли // 27-й Международный геологический конгресс. Литология. - М.: Наука, 1984. - Т. 4. - С. 69-75.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 3-22.
- Жаркова Т.М. Меловые соленосные отложения бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон (Таиланд, Лаос) // Осадочные формации и условия их образования. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. - С. 28-54.
- Иванов А.А. Месторождения и проявления калийных солей в Африке // Литология и полезные ископаемые. - 1969. - № 2. - С. 31-38.
- Каледа Г.А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления // Геохимия кремнезема. - М.: Наука, 1966. - С. 371-393.
- Кинсман Д.Д. Бассейны рифтового типа и особенности осадконакопления в условиях провисающих окраин континентов // Нефтегазоносность и глобальная тектоника. - М.: Недра, 1978. - С. 61-91.
- Конишев В.С. Тектоника областей галокинеза древних платформ. - Минск: Наука и техника, 1980. - 240 с.
- Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. - М.: Наука, 1985. - 240 с.
- Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования // Литология и полезные ископаемые. - 1967. - № 5. - С. 156-163.
- Муравьев В.И. Минеральные парагенезисы глауконитово-кремнистых формаций. - М.: Наука, 1983. - 208 с.
- Пэган Ж., Рейр Д. Месторождения нефти Габона и бассейна Конго // V Международный нефтяной конгресс. - Т. 1. Геология и геофизика. - М.: Гостоптехиздат, 1961. - С. 132-145.
- Сальман Г.Б. Мезозойские солерудные бассейны на шельфах Атлантики // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 161-165.
- Сейфуль-Мулюков Р.Б., Высоцкий В.М., Родникова Р.Д., Сальман Г.Б. Геология и история развития периконтинентальных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. - М.: ВИНТИ, 1978. - 107 с.
- Селицкий А.Г. Прогибы Огове, Конго и Кванза // Геология и полезные ископаемые Африки. - М.: Недра, 1973. - С. 302-305.
- Серегин А.М. Нефтяные и газовые месторождения Африки // Геология нефти. - М.: Недра, 1968. - Т. 2, кн. 2. - С. 177-233.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. - М.: Гостоптехиздат, 1963. - 536 с.

- Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полезные ископаемые. - 1983. - № 5. - С. 3-23.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. - М.: Недра, 1971. - 548 с.
- Хворова И.В. Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. - М.: Наука, 1983. - С. 111-120.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - Вып. 2. - С. 7-100.
- Яншин А.Л., Жарков М.А. Об эпохах и эволюции фосфоритонакопления в геологической истории // Бюл. МОИП. Отдел геол. - 1986. - № 2. - С. 3-18.
- Baumgartner Tj. R., Andel Tj. H. van. Diapirs of the continental margin of Angola, Africa // Geol. Soc. America Bull. - 1971. - V. 82, N 3. - P. 793-802.
- Beck R.H., Lehner P. Oceans, new frontier in exploration // AAPG Bull. - 1974. - V. 58, N 3. - P. 376-395.
- Belmonte Y., Hirtz P., Wenger R. The salt basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville) // Salt basins around Africa. - London: Institute Petroleum, 1965. - P. 55-74.
- Brink A.H. Petroleum geology of the Gabon basin // AAPG Bull. - 1974. - V. 58, N 2. - P. 216-235.
- Brognon G.P. The geology of the Angola and continental margin // The geology of the East Atlantic continental margin. Great Britain, Inst. Geol. Sci. Rept. - 1971. - V. 70/16.
- Brognon G., Verrier G. Contribution à la géologie du bassin du Cuanza en Angola // 4th World Petroleum Cong., Rome, Sec. 1, 1955. - P. 251-265.
- Brognon G.P., Verrier G.R. Tectonique et sédimentation dans le bassin du Cuanza (Angola) // D. Reyre (ed.), Sedimentary Basins of the African Coasts, 1. Atlantic Coast. Assoc. Afr. Geol. Surv. - Paris, 1966a. - P. 207-252.
- Brognon G.P., Verrier G.R. Oil and geology in the Cuanza basin of Angola // AAPG Bull. - 1966b. - V. 50, N 1. - P. 108-158.
- Brognon G.P., Verrier G.R., Masson P. La tectonique salifère du bassin du Cuanza en Angola // 5th World Petroleum Cong. - New York, 1959. - Sec. 1, paper 6. - P. 109-122.
- Burke K. Atlantic evaporites formed by evaporation of water spilled from Pacific, Tethyan and Southern oceans // Geology. - 1975. - V. 3, N 11. - P. 613-616.
- De K lasz I. The West African Sedimentary Basins // The Phanerozoic Geology of the World. II. The Mesozoic, A. (ed. M. Moullade and A. E. M. Nairn). - Amsterdam - Oxford - New York: Elsevier Sci. Publ. Co, 1978. - P. 371-399.
- Delteil J.R., Fournier J., Micholet J. Schéma évolutif sédimentaire d'une marge continentale stable: exemple type du Golfe de Guinée, de l'Angola au Cameroun // IX Congr. Int. Sédimentol., Nice, 1975. - Thème 4. - P. 91-98.

- Depege V. La mise en exploitation du bassin potassique Congolais // Annales des Mines. - 1967. - V. 11. - P. 724-734.
- Emery K.O. Eastern Atlantic continental margin: some results of the R/V Atlantis II // Science. - 1972. - V. 178. - P. 298-301.
- Emery K.O., Uchupi E., Bowin C.O. et al. Continental margin off western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa) // AAPG Bull. - 1975a. - V. 59, N 1. - P. 3-59.
- Emery K.O., Uchupi E., Phillips J. et al. Continental margin of western Africa: Angola to Sierra Leone // AAPG Bull. - 1975b. - V. 59, N 12. - P. 2209-2265.
- Evans R. Origin and significance of evaporites in basins around the Atlantic margin // AAPG Bull. - 1978. - V. 62, N 2. - P. 223-234.
- Franks S., Nairn A. E. M. The equatorial marginal basins of West Africa // The ocean basins and margins. - V. 1 the South Atlantic. - New York: Plenum Press, 1973. - P. 301-350.
- Furon R. Geology of Africa. - Edinburgh and London: Oliver and Boyd LTD, 1963. - 377 p.
- Giresse Pierre. La succession des sédimentations dans les bassins marins et continentaux du Congo depuis le début du mésozoïque // Sci. géol. Bull. - 1982. - V. 35, N 4. - P. 183-206.
- Hite R.J. Potassium and magnesium in Cretaceous evaporites of northeast Brasil (abs.) // AAPG Bull. - 1972. - V. 56. - P. 627.
- Hite R.J. Evaporite deposits of the Khorat plateau, north-eastern Thailand // Fourth symposium on salt. Houston, Texas, Geol. Soc. Northern Texas, 1974. - V. 1. - P. 135-146.
- Hite R.J., Japakeset T. Potash deposits of the Khorat Plateau, Thailand and Laos // Econ. Geol. - 1979. - V. 74, N 2. - P. 448-458.
- Hourcq V. Le bassin côtier congolais // D. Reyre (ed.), Sedimentary Basins of the African Coasts. - 1. Atlantic Coast. Assoc. Afr. Geol. Surv. - Paris, 1966. - P. 197-206.
- Kinsman D. J. J. Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins // Petroleum and global tectonics Princeton. - N.J., Princeton Univ. Press, 1975. - P. 83-126.
- Lambert R. Esquisses géologiques du bassin potassique Congolais // Annales des Mines. - 1967. - V. 11. - P. 709-723.
- Lehner P., Ruitter P. A. C. de. Structural history of the Atlantic margin of Africa // AAPG Bull. - 1977. - V. 61, N 7. - P. 961-981.
- Leyden R., Bryan G., Ewing M. Geophysical investigations on African Shelf: 2. Margin sediments from Gulf of Guinea to Walvis Ridge // AAPG Bull. - 1972. - V. 56, N 4. - P. 682-693.
- Fautot G., Renard V., Daniel J., Dupont J. Morphology, limits, origin, and age of salt layer along South Atlantic African margin // AAPG Bull. - 1973. - V. 57, N 9. - P. 1658-1671.

- Reyre D. Histoire géologique du bassin de Doula (Cameroun) // D. Reyre (Ed.), *Sedimentary Basins of the African Coasts*. 1. Atlantic Coast. Assoc. Afr. Geol. Surv. - Paris, 1966a. - P. 143-161.
- Reyre D. Particularités géologiques des bassins côtiers de l'Ouest African (essai de récapitulation) // D. Reyre (Ed.), *Sedimentary Basins of the African Coasts*, 1. Atlantic Coast. Assoc. Afr. Geol. Surv. - Paris, 1966b. - P. 253-301.
- Reyre D., Belmonte Y., Derumaux F., Wenger R. Evolution géologique du bassin gabonais // D. Reyre (Ed.), *Sedimentary Basins of the African Coasts*, 1. Atlantic Coast. Assoc. Afr. Geol. Surv. - Paris, 1966. - P. 171-191.
- Roberts D.G. Evaporite deposition in the Aptian South Atlantic Ocean // *Mar. Geol.* - 1975. - V. 18. - P. M65 - M72.
- Ruiter P. A. C. de. The Gabon and Congo Basins Salt Deposits // *Econom. Geol.* - 1979. - V. 74, N 2. - P. 419-431.
- Wardlaw N.C. Unusual marine evaporites with salts of calcium and magnesium chloride in Cretaceous basins of Sergipe, Brazil // *Econom. Geol.* - 1972. - V. 67. - P. 156-168.
- Wardlaw N.C., Nicholls G.D. Cretaceous evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continental separation // *Intern. Geol. Congr.*, 24th. - Montreal, 1972. - V. 6. - P. 43-55.
- Vidal J., Joyes R., Van Veen J. L'exploration pétrolière au Gabon // *Proc. IXth World Petroleum Congr.*, Tokio. - V. 3. Exploration and Transportation. New Oil and Gas bearing areas outside the Far East, 1978. P. 149-165.
- Von Herzen R.P., Hoskins H., Andel Tj. H., van. Geophysical studies in the Angola diapir field // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1972. - V. 83, N 7. - P. 1901-1910.

В.И. Копнин

СТРОЕНИЕ КАЛИЕНОСНЫХ АССОЦИАЦИЙ И УСЛОВИЯ МОРСКОГО ХЛОРИДНОГО КАЛИЙНАКОПЛЕНИЯ

Теория формирования калийных месторождений, изложенная М.Г. Валяшко /1962/, А.А. Ивановым /1953, 1972/, С.М. Кореневским /1965/, Н.М. Страховым /1962/, М.П. Фивегом /1967, 1983/, Г. Рихтером-Бернбургом /Richter-Bernburg, 1955/, Г. Борхертом и Р. Муиром /Zorherth, Muir, 1964/ и другими, отражает состояние изученности 20-25-летней давности. Основной фактической базой явились месторождения Верхнекамское, Предкарпатские, Эльзасское, Каталонское, Верра-Фульда (ГДР), района Ганновера (ФРГ) и др. За последние годы разведаны и выявлены новые месторождения и бассейны: Белорусский (Старобинское, Петриковское), Верхнепечорское на Урале, Непский в Восточной Сибири, Карлюкское в Средней Азии, Саскачеванское и Маритайм в Канаде, Хемисет, Халле, Масли в Африке, Кхорат и Сакон-Нахон в Юго-Восточной Азии, Сержили-Алагоас в Южной Америке и Сицилийское в Южной Европе. Из них Сицилийское и Масли - месторождения хлоридно-сульфатного типа, а все остальные - хлоридного.

Большое количество последних позволяет провести систематизацию и типизацию месторождений и на новых данных исследовать закономерности морского хлоридного калийнакопления в фанерозое.

Особенности строения калиеносных ассоциаций, калиеносных толщ и калийных горизонтов

Согласно учению о геологических формациях /Шатский, 1965/, под калиеносной ассоциацией понимается парагенетический комплекс галогенных отложений, доминирующими среди которых являются соляные с калийными солями породы. Комплекс ограничен сверху и снизу распространенными за пределы ассоциации монофациальными горизонтами, а пространственно – зонами фациальных замещений несоляных пород и выклиниванием или резким сокращением мощности каменной соли. Следовательно, калиеносная ассоциация – это линзообразное геологическое тело с закономерным соотношением парагенетически связанных галогенных с калийными солями пород, т.е. наименьшая элементарная часть галогенной или соленосной формации, а иногда галогенная формация в целом.

По такому принципу выделено 18 калиеносных ассоциаций, сравнительный анализ которых показывает, что они подразделяются на два типа: массивные – соляные и несоляные породы преимущественно обособляются в отдельные толщи и ритмичные – ритмы которых представляют сочетание несоляных (внизу) и соляных (вверху) пород (рис. 1). Каждый тип подразделяется на два подтипа (симметричный и асимметричный), критерием выделения которых является соотношение мощностей соляных и несоляных пород. В массивных ассоциациях – это соотношение подсоляной и соляной толщ, а ритмичных – соотношение мощностей между нижней и верхней частью ритмов.

По литологическому составу несоляной части ассоциации (или ритма) каждый подтип имеет две-три разновидности: 1) существенно ангидритовые, 2) карбонатно-ангидритовые и 3) существенно глинистые с примесью терригенных пород и ангидритов. Наибольшее число разновидностей установлено в массивных симметричных ассоциациях, а в остальных – только по две. Не исключено, что в последних появятся недостающие подразделения (табл. 1).

Калийные соли внутри ассоциаций располагаются разнообразно. В плане они занимают либо центральное (Непская, Нова-Олинда, Парадокс, Маха-Саракхам, Альмурадская и др.), либо асимметричное (Верхнепечорская, Верхнекаменная, Кардона, Хемисет), либо окраинное (Саскачеванская, Гаурдакская, Конго, Ибура) положения. Соотношения площадей развития калийных солей и соленосных отложений неодинаковые. Так, по данным А.А. Иванова /1972/, в бассейне Парадокс площадь калийной залежи составляет более 60% от площади бассейна, на Верхнекамском месторождении – 35-40, Эльзасском – 5 и Саскачеванском – около 30%. Такие же весьма изменчивые соотношения площадей наблюдаются на других месторождениях: Непском – более 60%, в Верхнеурском Среднеазиатском – менее 15, Кхорат и Сакон-Накхон – не менее 50% /Жарков, 1974; Жаркова, 1984; Седлецкий, 1972; Чечель, Машович, 1975; Zharkov, 1984/. Очень показателен пример Верхнефранской ассоциации Припятского прогиба, где калийсодержащие соляные пачки занимают до 50-70% ее площади, а непосредственно калийные горизонты – только 5-8% площади распространения соляных пачек /Ерошина, Кислик, 1980/. Приведенные данные подчеркивают весьма изменчивые соотношения площадей распространения калийных солей и соляных отложений. В разрезе ассоциаций калийные залежи располагаются на разных уровнях: в большинстве случаев они приурочены к

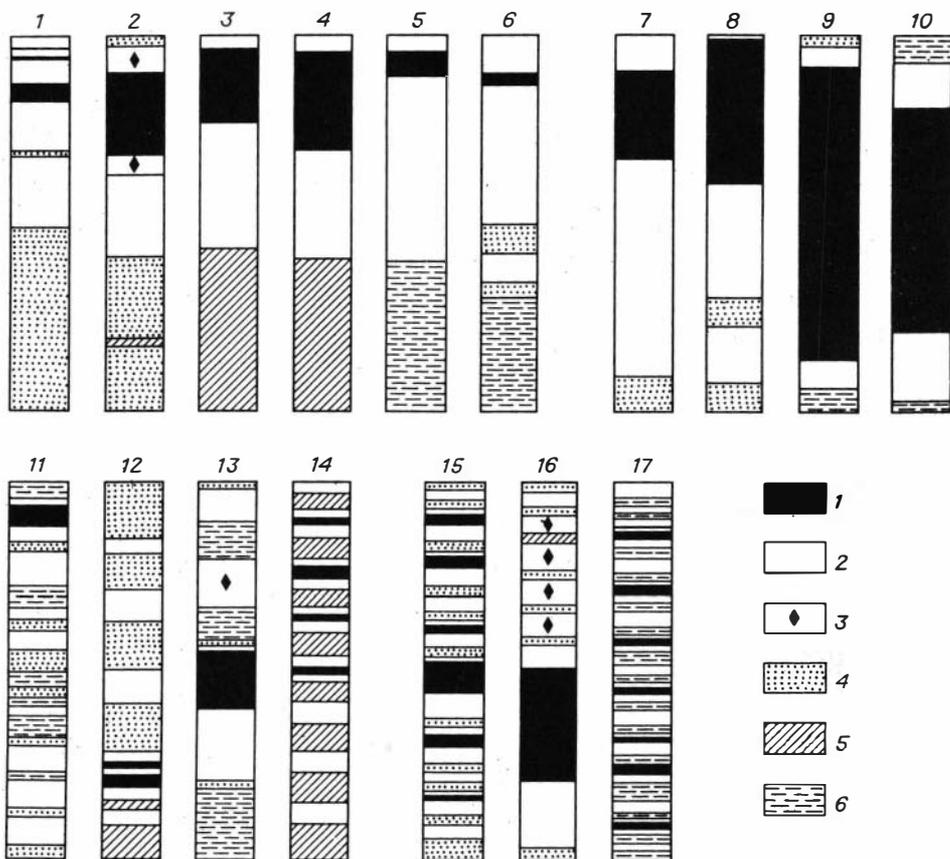


Рис. 1. Схемы строения морских калиеносных ассоциаций хлоридного класса.

1-3 - соляные породы: 1 - калиеносные горизонты, 2 - каменная соль, 3 - то же, с калийными солями; 4-6 - несоляные породы: 4 - преимущественно ангидриты, 5 - карбонатно-ангидритовые, 6 - глинистые, карбонатно-глинистые и терригенные. Цифры на рис. - ассоциации (см. табл. 1).

средней и нижней и в двух (Верхнефаменская Припятского прогиба и Парадокс) равномерно распределены по всему объему (см. рис. 1). В массивных ассоциациях калиеносные толщи, как правило, находятся в верхней части, а в ритмичных - повсюду. Вместе с тем в последних калийные горизонты приурочены к наиболее мощным соляным пачкам и располагаются в их верхних частях. Это подтверждает приуроченность калийных солей к верхним частям толщ или горизонтов /Иванов, 1953; Иванов, Воронова, 1972; Страхов, 1962; Фивер, 1967; Lotze, 1938/.

Наряду с такой приуроченностью просматривается прямая зависимость между мощностями подстилающей каменной соли и суммой калийных пластов. Эта зависимость имеет место в ассоциациях массивного типа (Кассиди-Лейк, Гаурдакская, Верхнепечорская, Верхнекамская, Хемисет, Кардона) и двух ритмичных (Эльзасской, Маха-Саракхам), в которых калийные соли располагаются в нижнем ритме (рис. 2). Связь между исследуемыми величинами отсутствует в ассоциациях, занимающих краевое (аномальное) положение относитель-

Таблица 1. Классификация морских калиеносных ассоциаций хлоридного класса

Тип	Подтип	Литологический состав несоляной составляющей	Наименование ассоциаций
Мас- сив- ный	Симметрич- ный	Существенно ангидрито- вый	1. Кассиди-Лейк - формация Маритайм
		Карбонатно-ангидрито- вый	2. Гаурдакская - Среднеазиат- ский бассейн 3. Верхнепечорская - Верхне- печорский бассейн 4. Верхнекамская - Соликам- ский бассейн
		Существенно глинистый с примесью терригенных пород и ангидритов	5. Хемисет - Предрифейский бассейн 6. Альмурадская - Средне- азиатский бассейн
	Асиммет- ричный	Существенно ангидрито- вый	7. Кардона - Каталонский бас- сейн 8. Саскачеванская - формация Эльк-Поинт
		Существенно глинистый с примесью ангидритов	9. Конго - бассейн Конго 10. Ибура - бассейн Сержипи- Алагоас
		Карбонатно-ангидритовый или существенно ангидри- товый Глинисто-мергельный (карбонатный)	11. Нова-Олинда - Амазонский 12. Эльзасская Рейнского гра- бена 13. Маха-Саракхам - бассейны Кхорат и Сакон-Накхон 14. Верхнефранская Припятско- го прогиба
	Асиммет- ричный	Карбонатно-ангидритовый или существенно ангид- ритовый Глинисто-мергельный	15. Парадокс - бассейн Пара- докс 16. Непская - Непский бассейн 17. Верхнефаменская Припят- ского прогиба

но соленосного бассейна (Саскачеванской, Конго и Ибура). Сюда же, по-види-
мому, нужно включить Непскую ассоциацию, так как ее стратиграфический ана-
лог - шестая соляная пачка, которая широко распространена за пределами
Непского бассейна. Существование положительной связи между мощностями
II калийного горизонта и вмещающей его пачки каменной соли установлено в
Старобинской зоне Припятского прогиба /Калийные соли..., 1984/. Мощность
каменной соли изменяется здесь от 20-22 до 34-36 м, а мощность калийно-
го пласта - от 1 до 31 м.

Объем калийного горизонта принимается неоднозначно: один пласт или
залежь /Holter, 1969/, совокупность нескольких пластов /Седлецкий, 1974/
калиеносная толща /Иванов, Воронова, 1972/ и т.п. Поэтому под калийным
горизонтом нами принимается определенный стратиграфический уровень прояв-
ления однотипной по составу и распределению калийной минерализации в пач-
ке или толще каменной соли. В Припятском прогибе выделяется более 60 ка-

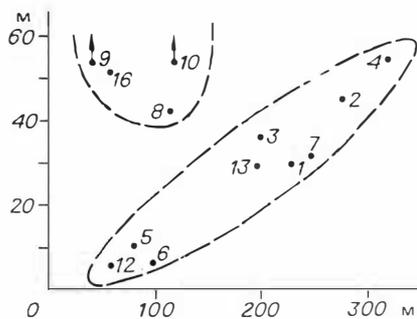


Рис. 2. Зависимости мощностей подстилающей каменной соли (абсцисса) и суммарной калийных пластов (ордината) в субформациях хлоридного класса.

Цифры на рис. – ассоциации (см. табл. 1). Стрелки показывают, что значения находятся за пределами графика.

лийных горизонтов, которые объединяются в три типа: 1) вкрапленных калийных солей, 2) однослойный, 3) много-

слойный (много пластов). В результате анализа строения калиеносных ассоциаций выделено 6 классов калийных горизонтов: 1 – горизонты вкрапленных калийных солей, 2 – однослойные или однопластовые (простые пласты), 3 – совокупность отдельных слоев калийных солей, распределяющихся в пачке каменной соли относительно равномерно, 4 – сложные пласты или пластовые залежи, 5 – совокупность сближенных пластов, когда мощность междупластья меньше мощности калиеносных пластов или равнозначна им, и 6 – совокупность разобщенных сложных пластов и слоев, состоящих на расстоянии в 2–3 раза больше, чем их мощности. Основная калиеносность, в том числе промышленная, сосредоточена в 4–м и 5–м типах. Одногоризонтные толщи установлены в ассоциациях Хемисет, Нова–Олинда, двух–трехгоризонтные – в Верхнекамской, Кассиди–Лейк, Маха–Саракхам, Кардона и др. Многогоризонтные толщи многочисленны и представлены, как правило, сериями пластов (сближенных и разобщенных), чередующихся с горизонтами вкрапленных калийных солей или отдельных маломощных слоев: Гаурдакская, Саскачеванская, Эльзасская и многие другие. В крупных ассоциациях (Верхнефаменской Припятского прогиба и Парадокс) многочисленные калийные горизонты преимущественно однопластовые и располагаются на значительных расстояниях друг от друга, поэтому в их составе калиеносные толщи как стратиграфические единицы разреза не выделяются.

Строение калиеносных толщ зависит не только от количества калийных горизонтов, но и от распределения калийной минерализации в виде вкрапленности или тонких линзообразных прослоек в межпластовой и промежуточной каменной соли. Выделяются толщи со сплошной (первая группа) и с прерывной (вторая группа) калийной минерализацией, т.е. по распространению ее в межпластовой и промежуточной каменной соли. Термин межпластовая соль применяется на Верхнекамском месторождении, где калиеносные пласты сближены и мощность их больше мощности каменной соли, а термин промежуточная соль – на Среднеазиатских, Саскачеванском и других месторождениях, где калийные горизонты имеют одинаковую (или меньшую) мощность с каменной солью.

К первой группе относятся толщи Среднеазиатских месторождений гаурдакского возраста, Саскачеванского, Непского, Ибура и др. Одноярусные толщи (Хемисет, Нова–Олинда) также принадлежат этой группе, хотя открытие новых дополнительных горизонтов калийных солей неизбежно повлечет их перевод в другую группу, так как во вмещающей каменной соли вкрапленность калийных солей не обнаружена. Ассоциации Кассиди–Лейк, Верхнекамская, Альмурадская, Кардона, Конго, Эльзасская и Верхнефаменская Припятского прогиба содержат калиеносные толщи, которые относятся ко второй группе. Площади развития калийных горизонтов и пластов закономерно уменьшаются вверх по разрезу [Иванов, Воронова, 1972]. Так, площади верхних пластов по отношению к нижним уменьшаются на Верхнекамском месторождении в 1,1–1,5

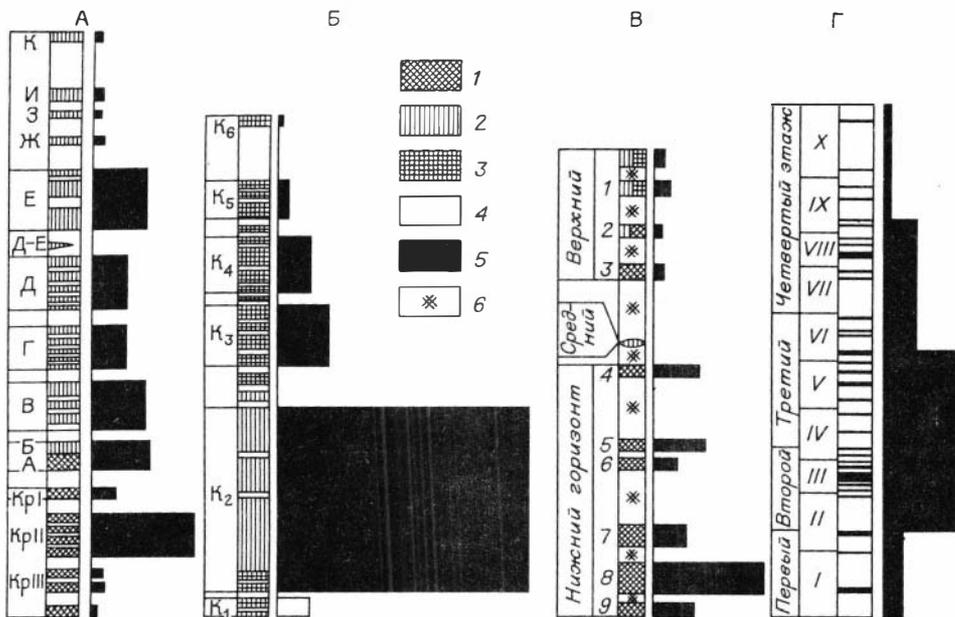


Рис. 3. Диаграммы распределения запасов калийных солей в Верхнекамском (А), Непском (Б), Карлюкском (В) и Припятском (Г) прогибах /Калийные соли..., 1984/.

Руды: 1 - сильвинитовые, 2 - карналлитовые, 3 - смешанные, 4 - каменная соль, 5 - запасы окиси калия, 6 - вкрапленность калийных солей,

раза, Эльзасском - 2,5, Каралюкском - в 3,3, а на Непском - в 15-20 раз. На тех месторождениях, где не прослеживается эта закономерность, калийные соли, по-видимому, подверглись эпигенетическому разрушению или же недостаточно изучены.

Наблюдается весьма характерная особенность распределения запасов калийных солей по вертикали калиеносных толщ. Наибольшие запасы приходится на первый снизу наибольшего площадного развития горизонт. К таким горизонтам относятся пласт Кр II на Верхнекамском, N-8 - на Карлюкском, К-2 - Непском месторождениях (рис. 3). Аналогично распределение запасов в Припятском прогибе, где наибольшие запасы сосредоточены во II этаже калиеносности /Высоцкий и др., 1976/. Вверх по разрезу площади развития и мощности калийных горизонтов уменьшаются. Следовательно, основная доминирующая масса калийных солей сосредоточена в самых нижних частях калиеносных толщ.

Таким образом, видно, что между строением калиеносных ассоциаций, калиеносных толщ, их пространственным положением, характером и интенсивностью калийной минерализации отсутствуют какие-либо зависимости (табл. 2). Это позволяет говорить о калийной залежи как о своеобразном, специфичном и индивидуальном объекте, не связанном тесно с вмещающей его калиеносной ассоциацией. Наличие одной калиеносной толщи, исключая формации-гиганты (Припятского прогиба и Парадокс), указывает на одноактность калийнакопления, а сосредоточенность преобладающих запасов калийного компонента в основной и нижней части калиеносных толщ свидетельствует о том, что калийнакопление начинается внезапно, масштабно и интенсивно. Это составляет важную закономерность калийнакопления.

Таблица 2. Характеристика калиеносных толщ и ассоциаций

Наименование ассоциаций	Индекс по вещественному составу	Геологический возраст	Калиеносные ассоциации					Калиеносные толщи						
			Тип		Пространственная ориентировка			Положение в разрезе субформации			Характер калийной минерализации			
			массивный	ритмичный	центральная	асимметричная	краевая	верхнее	среднее	нижнее	непрерывный	прерывный		
Троицко-Михайловская	A2б	Є ₁		+		+		+					+	
Непская	A2б	Є ₁		+	+							+	+	
Саскачеванская	A2б	D ₂	+					+					+	
Верхнефранская Припятского прогиба	A2а	D ₃		+	+				+					+
Верхнефаменская Припятского прогиба	A2б	D ₃		+	+					+				+
Кассиди-Лейк	A2б	C	+		+				+					+
Нова-Олинда	A2а	C+P		+	+				+					Однопластовая
Парадокс	A2б	P		+	+					+				Нет данных
Верхнепечорская	A2б	P ₁	+			+			+					+
Верхнекамская	A2б	P ₁	+			+				+				+
Хемисет	A2в	T	+			+			+					Однопластовая
Гаурдакская	A2б	J ₃	+					+	+				+	
Альмурадская	A2а	K ₁	+		+				+					+
Маха-Саракхам	A4а	K ₁	+		+					+			+	
Конго	A4а	K ₁	+					+		+				+
Ибура	A4а	K ₁	+					+		+			+	
Кардона	A2б	P	+		+				+					+
Эльзасская	A2б	P		+				+			+			+

Структурно-текстурные типы пород
галит-сильвин-карналлитового семейства
калиеносных ассоциаций

По вещественному составу калиеносные ассоциации хлоридного класса подразделяются на два семейства: галит-сильвин-карналлитовое и галит-карналлит-тахгидритовое /Жарков и др., 1981/, которые в свою очередь подразделяются на подсемейства по набору породообразующих калийных минералов. Первое семейство (А2) состоит из трех подсемейств: сильвинового (А2а), сильвин-карналлитового (А2б) и риннеит-сильвин-карналлитового (А2в), а второе (А4) – из двух: сильвин-карналлит-тахгидритового (А4а) и карналлит-тахгидритового (А4б). Отсутствие семейства галит-карналлит-бишофитового (А3) связано с тем, что среди субформаций хлоридного класса оно пока достоверно не установлено.

Галит-сильвин-карналлитовое семейство охватывает большую группу ассоциаций (см. табл. 2), калиеносные толщи которых сложены сильвинитами, сильвинито-карналлитовыми, карналлито-сильвинитовыми и карналлитовыми породами. Наиболее полно изучены сильвиниты как основной объект разработки. Ниже даются их характеристика и типизация.

Сильвинитовые руды характеризуются весьма большим разнообразием. Так, в Припятском прогибе выделено 16 модификаций сильвинитов /Калийные соли..., 1984/, на Верхнекамском месторождении – 4 /Копнин, Малоштанова, 1980/, на Непском – 2 /Семейкина, Козлова, 1985; и др./. Их количество зависит не только от методики выделения, но и от изученности месторождения. Не исключено, что на других участках разведанных месторождений будут установлены новые разновидности. Типизация сильвинитов проведена по текстуре руды, строению и окраске зерен сильвина. Морфология и окраска зерен галита – дополнительный признак.

Сильвинитовые руды подразделяются на слоистые красноцветные и массивные пестроцветные типы (рис. 4), которые распространены как на разных месторождениях, так и на одном, слагая неодинаковые пласты и залежи. Слоистые сильвиниты представляют собой тонкослоистую (с толщиной слоев от нескольких до сотни миллиметров и более) породу, сложенную чередованием прослоев сильвинитов и каменной соли высокой мономинеральности (до 75–98% KCl или до 95–99% NaCl). Высокая мономинеральность позволяет именовать их как сильвинитовые и галитовые, сохраняя термин сильвинитовый и каменная соль за соляным набором, пакетом, слоем, пластом и т.д. Сильвинитовые прослойки окрашены в красные тона различной интенсивности, структура их преимущественно мелкозернистая (1–2 мм) – от тонкозернистой (<1 мм) до среднезернистой (2–5 мм) и редко крупнозернистой.

Слоистые сильвиниты на Верхнекамском месторождении называются "красными" и "полосчатыми" сильвинитами /Вахромеева, 1956; Дубинина, 1954/, в северной зоне Припятского прогиба – красноцветной ассоциацией или "старобинским" типом /Петрова и др., 1985/ и на Непском – слоистые розовые /Семейкина, Козлова, 1985/. Такие сильвиниты также распространены в Верхнефранской, Альмурадской, Нова-Олинда, Кассиди-Лейк и Эльзасской ассоциациях.

По внутреннему строению слоистые сильвиниты подразделяются на два подтипа: микромассивные и микроросчатые. Типичными представителями первых являются красные и полосчатые сильвиниты Верхнекамского месторождения, а вторых – сильвиниты "старобинского" типа в Припятском прогибе.

На Верхнекамском месторождении описаны четыре структурно-хроматические модификации сильвина (размеры в шлихах, мм): сургучно-красная –

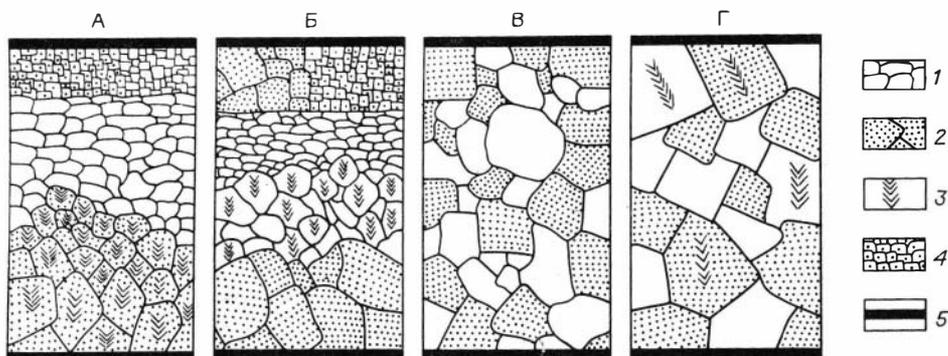


Рис. 4. Принципиальная схема строения сильвинитового соляного набора.

Типы сильвинитовых руд: А – слоистые микромаассивные, Б – слоистые микрополосчатые, В – массивные микрооднородные, Г – массивные микронеоднородные. 1 – сальвин; 2 – галит; 3 – зональное строение кристаллов; 4 – галит выслаивания; 5 – галопелитовые границы соляного набора.

преимущественно тонкозернистая (1,2), розовая – среднезернистая (2,5) и молочно-белая – средне- и крупнозернистая /Копнин, Малоштанова, 1980/, каждая из которых практически полностью слагает сальвинитовый прослой и реже какую-либо его часть. Например, в пласте Кр. II Верхнекамского месторождения из 70–75 сальвинитовых прослоев только 5–8 являются сложными – нижняя часть более темная и мелкозернистая по сравнению с верхней половиной. В целом же сальвинитовые прослойки мономодификационны и по структуре, и по цвету. Преобладание сезонных прослоев с той или другой модификацией сальвина определяет общее строение и окраску пласта.

Микрополосчатые слоистые сальвиниты впервые описаны на Старобинском месторождении /Геология..., 1969; Луинович и др., 1969/ и прослежены по всей северной зоне Припятского прогиба /Калийные соли..., 1984/. Микротекстура их обусловлена особенностями строения сальвинитовых прослоев: нижняя полоса (0,5–2,5 см) сложена зернами сальвина неправильной изометричной формы преимущественно зонального строения, окраска относительно светлая (оранжево-красная, оранжевая), структура ее мелко-среднезернистая или средне-крупнозернистая, верхняя полоса (0,5–12 см) более темной красной окраски (темно-, сургучно-красной) сложена сальвинитовыми зернами нередко утолщенной формы, ориентированными в плоскости слоистости без признаков зонального строения /Калийные соли..., 1984/. Микрополосчатые сальвиниты на других месторождениях не известны.

Массивные сальвинитовые руды слагают сальвинитовые слои массивной текстуры, а внутрипластовые слои каменной соли имеют обычное слоистое строение. Принципиальное отличие типов руд состоит в том, что в объеме соляного набора в одном случае галит и сальвин залегают раздельно в виде полос, а в другом составляют относительно равномерную смесь (см. рис. 4). Зерна сальвина бывают зональные и незональные. В соответствии с этим массивные пестрые сальвиниты подразделяются на микрооднородные и микронеоднородные.

К микрооднородным сальвинитам относится пестрые сальвиниты Припятского прогиба, Верхнекамского и Карлюжского месторождений. Пестрые сальвиниты впервые установлены на Верхнекамском месторождении. Для них характерны массивная текстура и средне-, крупно- и гигантозернистая структу-

ра; красящее вещество распределено в виде бурых каемок вокруг молочно-белых зерен сильвина, а галит бесцветный и синий. Молочно-белые кристаллы сильвина незональные и содержат многочисленные газово-жидкие микровключения /Вахромеева, 1956; Дубинина, 1954/.

В калийных горизонтах Карлюкского месторождения отсутствуют ясно выраженная слоистость и полосчатость. Сильвин незональный, от розового до мясо-красного, но встречается молочно-белый, желтоватый, дымчатый, бесцветный и в одном случае с фиолетовым оттенком /Седлецкий, Деревягин, 1980/. Сильвиниты Петриковского месторождения (Припятский прогиб) светлые, молочно-белые и пестрые; они в основной массе тонкослоистые (1-3 см) с неясными границами галитовых и сильвинитовых прослоев (взаимное проникновение зерен из одних прослоев в другие), что обуславливает или неяснополосчатую, или вкрапленно-слоистую, или беспорядочную текстуру. Зерна сильвина без признаков зонального строения, а в контактирующих с ними зернах галита зональность часто присутствует. Зерна галита и сильвина в прослоях интенсивно взаимно прорастают /Калийные соли..., 1984/.

Микроэоднородные массивные сильвиниты характеризуются наличием зональных зерен сильвина, хотя и в относительно небольшом количестве. Так, на Непском месторождении широко развиты светло-серые сильвиниты, в которых зерна сильвина бесцветные, редко розовые, иногда с зональным строением; сильвин и галит тесно срastaются и обычно равновелики. Пятнистые и массивные сильвиниты Верхнепечорского месторождения слагаются молочно-белыми, ярко-желтыми зернами сильвина с сургучно-красными каемками зонального строения /Иванов, Воронова, 1972/. Большинство сильвинитов Саскачеванского месторождения содержат ксеноморфные зерна сильвина, имеют концентрически-зональное строение, цвет их красный, розовый, мутно-белый и бесцветный.

Изложенная типизация строения сильвинитовых руд не охватывает всего многообразия сильвинитов. По густоте и распределению окраски в каждом подтипе можно выделить густо- и бледноокрашенные разновидности, а также глинистые и слабоглинистые разности. Весьма существенна для понимания генезиса руд информация о содержании карналлита, количество которого очень изменчиво. Так, слоистые сильвиниты практически безкарналлитовые, а массивные - всегда содержат ту или иную примесь карналлитовых зерен, исключая пестрые сильвиниты Верхнекамского месторождения.

Таким образом, при всем структурно-текстурном многообразии сильвинитов среди них отчетливо выделяются две группы: слоистые безкарналлитовые и массивные с примесью карналлита. Пестрые сильвиниты Верхнекамского месторождения, соляные наборы которых не содержат карналлитовых зерен, в одних и тех же стратиграфических горизонтах распространены на значительно меньшей площади (в пласте Б около 90, а в других менее 30%) по сравнению с карналлитовой породой. Ни в одном из девяти пластов пестрые сильвиниты не развиты сплошь по всему месторождению. Поэтому их генезис следует рассматривать только в связи с преобразованием карналлитовой породы /Калийные соли..., 1984/.

Карналлитовые породы описываемого семейства в структурно-текстурном отношении менее разнообразны, чем сильвиниты. Наиболее распространенная текстура карналлитовых слоев - брекчиевидная; слоистость в них просматривается в тех слоях, где встречается или перистая каменная соль, или каменная соль высаливания. Если сопоставлять отдельные прослои (примерно в объеме карналлитовых соляных наборов), то среди них намечаются однородные виды, в которых слои сложены плотнопримыкающими друг к другу зернами карналлита с размером в среднем менее 8-10 мм, и неоднородные, состоящие из зерен карналлита и галита в близких пропорциях. Наиболее широко карналлитово-

вые руды первого вида развиты на Верхнекамском месторождении и в бассейне Сержили-Алагоас. Карналлитовые руды неоднородного типа в чистом виде без примеси сильвина встречаются довольно редко, слагая отдельные слои и реже горизонты. Чаще всего этот тип ассоциирует со смешанными сильвинито-карналлитовыми или карналлито-сильвинитовыми породами. Такие биминеральные руды широко распространены на Петриковском, Непском, Карлюкском и Саскачеванском месторождениях. С учетом масштабов карналлитопоявления карналлитовые руды подразделяются на монокомпонентные, или однородные, и бикомпонентные, или неоднородные, генетические условия образования которых, безусловно, неодинаковы.

Итак, по структурно-текстурному облику сильвинитовые руды делятся на слоистые красноцветные и массивные пестроцветные, а карналлитовые – на однородные мономинеральные и неоднородные биминеральные. Характерно, что слоистые сильвиниты и однородные карналлитовые породы встречаются только совместно, на одних и тех же месторождениях. Вместе с тем первая ассоциация типов приурочена к калиеносным толщам с прерывной, а вторая – к толщам с непрерывной калийной минерализацией. Такое сонахождение между определенными типами сильвинитовых и карналлитовых руд и характером распределения калийной минерализации является другой весьма важной закономерностью месторождений калийных солей. Поэтому вполне закономерно поставить вопрос о двух типах калийной седиментации в калийных солеродных бассейнах фанерозоя: термо- и криофильной, а не одной криофильной, как это принималось до настоящего времени большинством исследователей /Валяшко, 1962; Вахромеева, 1976; Дубинина, 1954; Иванов, Воронова, 1972; Корневский, 1965; Страхов, 1962; Фивег, 1983; Яншин, 1978; Borchert, Muir, 1964; Zharkov, 1984/.

Условия хлоридного накопления в солеродных бассейнах

Исследование условий образования месторождений калийных солей хлоридного типа ведется преимущественно на основе главных положений классической теории галогенеза – гидросферном океаническом источнике вещества, бассейновом характере осадкообразования и эвапоритовом пути концентрации рапы и кристаллизации основных масс солей.

Источником калийно-магниевого солей являлась метаморфизованная сгущенная морская вода. Калийные бассейны представляли собой части солеродного бассейна и располагались или в его центральной части, или по его периферии. Формирование слоя рапы, достаточного для образования калийных солей, происходило путем скопления высококонцентрированной наддонной рапы на участках унаследованного тектонического прогибания /Иванов, Воронова, 1972; Lotze, 1938; Zharkov, 1984/ или же дренированием межкристалльных высококонцентрированных расслоев в конседиментационные понижения дна солеродного бассейна из расположенных гипсометрически выше галитовых отложений /Валяшко, 1962; Страхов, 1962; Яншин, 1977/. Общепризнано, что калийные солеродные бассейны являлись мелководными и калийная седиментация в них контролировалась климатической сезонно-периодической цикличностью и тектоническим режимом в области барьера /Валяшко, 1962; Жарков, 1978; Копнин, 1973, 1978, 1985; Корневский, 1965; Страхов, 1962; Тихвинский, 1985; Фивег, 1967, 1983; Яншин, 1977, 1978; Borchert, Muir, 1964; Lotze, 1938; Richter-Bernburg, 1955/.

Таким образом, вопрос о механизме формирования рапы, насыщенной калийными солями и содержащей их в таком количестве, что из них может обра-

зоваться мощный пласт калийных солей, аналогичный пласту КрII, К-8 или К-2 (см. рис. 3), остается дискуссионным. Вместе с тем изложенные выше особенности строения калиеносных толщ и калийных горизонтов, структурно-текстурные типы сильвинитов и карналлитовых пород и сосредоточенность запасов в нижних частях калиеносных толщ, а также одноактность масштабного и мощного калийнакопления предопределяют необходимость исследования условий формирования месторождений хлоридных солей на новой фактической базе и с новых теоретических позиций.

Распределение калия в системе солеродного бассейна. Источником формирования калиеносных ассоциаций являлась морская вода, состав которой претерпевал изменения в подготовительных и солеродных бассейнах /Валяшко, 1962; Жарков, 1978; Иванов, Воронова, 1972; Страхов, 1962; Фивег, 1967, 1983/. Основные изменения состава морских вод, заключающиеся в ее обессульфачивании, обогащении хлоридом кальция и удалении магния, происходили в две стадии /Валяшко, 1962; Валяшко, Власова, 1975/: на первой имела место лишь частичная метаморфизация морской воды в подготовительных или промежуточных гипсородных бассейнах, а на второй – в одних солеродных бассейнах только завершался процесс метаморфизации до полного удаления сульфат-иона, в других – наряду с глубоким обессульфачиванием магний переводился в осадок и в растворе накапливался хлористый кальций. На основании результатов изучения состава подземных внутрисолевых рассолов /Бельтюков, 1970/ и рассолов микровключений /Ковалевич и др., 1985; Шлеймович, 1976/ можно полагать, что калиеносные ассоциации массивного типа формировались из рапы хлоридно-магниевого подтипа, а ритмичные с глинисто-карбонатными несолевыми породами – из рапы хлоридно-кальциевого.

Солеродный бассейн – это закрытая гидрогеологическая система, в которую поступает разной степени сгушенная морская вода. Отсутствие обратного выноса солей из бассейна в море – основополагающая предпосылка применения метода сравнения масс и объемов солей в галогенных формациях с составом морской воды /Валяшко, 1962; Жарков, 1978; Иванов, Воронова, 1972; Копнин, 1977; Мерзляков, 1978; Страхов, 1962; Фивег, 1983/. Подсчет объемов каменной и калийных солей в калиеносных формациях палеозоя, выполненный М.А. Жарковым /1974, 1978/ и Г.А. Мерзляковым /1978/, показал, что во всех случаях наблюдается дефицит калийных солей. Масса калийных солей значительно меньше, чем это можно ожидать по составу морской воды (табл. 3); и только в Непской ассоциации имел место избыток калийных солей (24,2%) по отношению к массе подстилающей каменной соли.

Образующиеся во время отложения солей при испарении морской воды насыщенные, тяжелые рассолы (рассолы испарения) формируют слой наддонной рапы, обрываются обратно в питающий водоем во время периодов рассолонаения солеродного бассейна, захороняются в пористом пространстве соляных осадков и погружаются в глубокие горизонты. На примере Верхнекамской калиеносной ассоциации проведем расчет масс и объемов твердой и жидкой фаз в системе бассейна.

Во время отложения калийных солей при глубине Соликамского бассейна 20 м в наддонной рапе содержалось 5,4 млрд. т КС1, или 28% от общего количества, поступившего в систему. Обратный сброс хлористого калия в период рассолонаения бассейна, соответствующий периоду образования доломитоглинисто-ангидритового пласта в 15–25 м ниже почвы калийных солей, составил 7,2%. В пористом пространстве соляных отложений (при коэффициенте пористости 0,4) могло находиться вместе с рассолами около 23,2% хлористого калия, а остальная его часть (36,6%) выносилась с рассолами за пределы соляной толщи. Приведенные расчеты показывают, что большая доля калия со-

Таблица 3. Сопоставление фактических и расчетных запасов хлористого калия в калиеносных формациях

Калиеносная ассоциация	Подстилающая каменная соль			Хлористый калий, млрд. т		Расчетное количество хлористого кальция, млрд. т	Дефицит	
	Площадь, тыс. км ²	Мощность, км	Запасы, млрд. т	в руде	в каменной соли		млрд.т	%
Верхнекамская	9,0	0,4	7776	40,8	15,5	186,4	-130,1	69,8
Верхнефаменская Припятского прогиба	19,1	0,7	28000	48,0	56,0	671,0	-567	84,5
Саскачеванская	70,0	0,1	15120	210	30,2	36,2	-1218	33,6
Среднеазиатская	30	0,15	9450	50	18,90	226	-155	68,6
Непская	25	0,05	2700	75	5,4	64,7	+15,7	24,2

держится в рассолах. В связи с этим возникает вопрос: выводился ли этот калий навечно из галогенеза или же создавались условия для возвращения его в галогенную седиментацию? Рассмотрим соотношение жидкой и твердой фаз во время формирования самого мощного пласта КрII (см. рис. 3). Запасы хлористого калия и хлористого натрия составляют соответственно 10,0 и 21,6 млрд. т. Если исходить, что образование пласта связано исключительно с морским источником, то одновременно с 10,0 млрд. т KCl в бассейн поступит в 20 раз больше NaCl, чем его имеется в наличии. В пласте КрII очень низкое отношение NaCl:KCl, равное 2:1, а в сгущенной до садки калийных солей морской воде оно составляет 41:7. Это позволяет предполагать два источника калия: морской и в результате разгрузки рассолов.

Хлористый натрий в пласте находится в двух формах: в виде первично-седиментационного скелетно-зонального галита (60%) и кристаллически-зернистого галита (40%). Последний является солью высаливания /Вахромеева, 1976; Дубинина, 1954; Протопопов, 1972/ и формируется при смешении хлорнатриевых вод, образующихся выщелачиванием обсохших галитовых берегов, с концентрированной рапой хлормагнезиевого состава. Следовательно, сгущенные морские воды составили 60%, а поверхностный сток - 40% всей жидкой фазы. В таком случае морским путем поступило всего 0,3 млрд. т хлористого калия, или 3%, а подземные рассолы поставили 97%. Таким образом, калий, содержащийся в подземных рассолах, при определенных условиях возвращался в наддонную рапу и активно участвовал в калийной седиментации.

Другим доказательством круговорота жидкой фазы в системе солеродного бассейна (рапа → рассолы испарения → межкристалльные рассолы → рапа) является факт стабильного и низкого содержания брома в толщах подстилающей каменной соли в интервале до 200-300 м и скачкообразного его повышения в интервале 15-50 м непосредственно перед калиеносными толщами (рис. 5), что свидетельствует о формировании значительной части соляной толщи при относительно низких концентрациях рапы и только верхних ее горизонтов, подстилающих калийные пласты, в условиях интенсивного и резкого увеличения концентрации рапы /Шлеймович, 1976/. Это фиксирует-

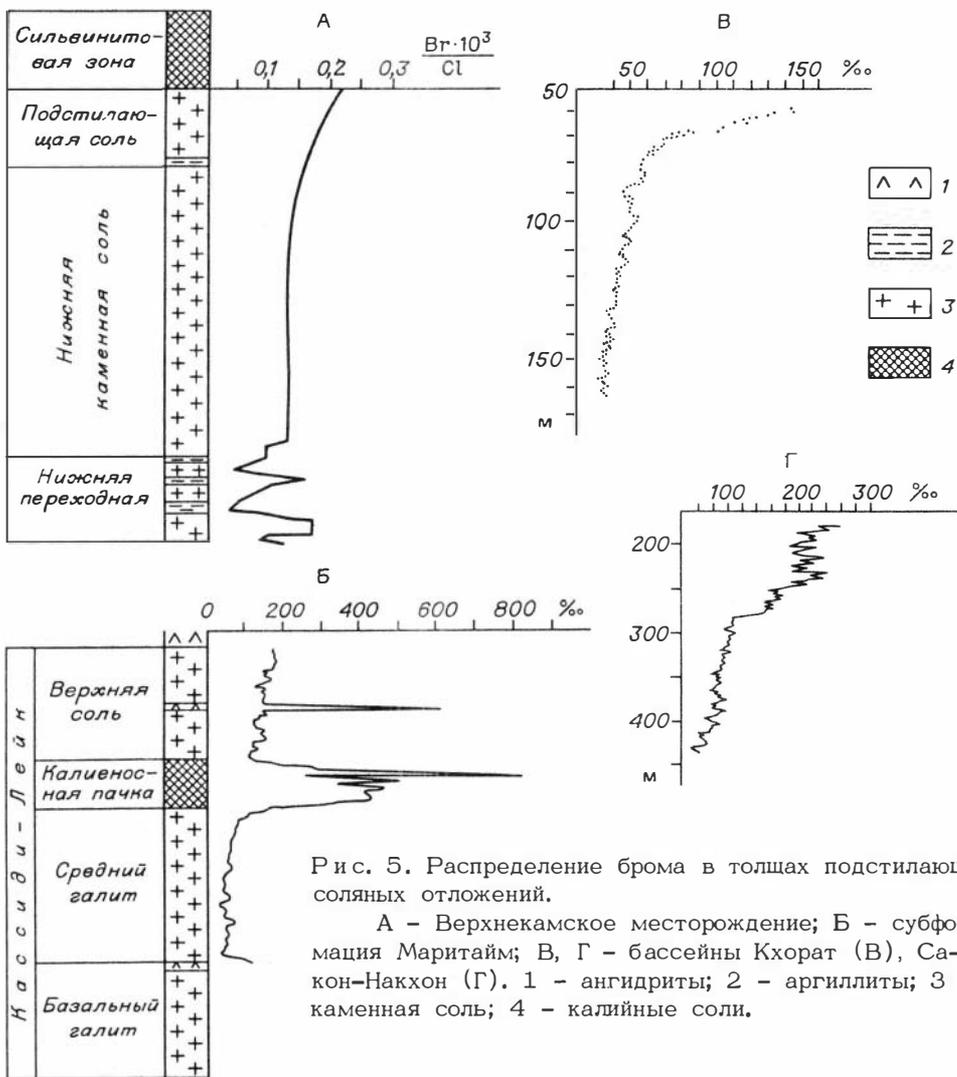


Рис. 5. Распределение брома в толщах подстилающих соляных отложений.

А - Верхнекамское месторождение; Б - субформация Маритайм; В, Г - бассейны Хорат (В), Сакон-Нахон (Г). 1 - ангидриты; 2 - аргиллиты; 3 - каменная соль; 4 - калийные соли.

ся не только по бром, но и по составу микровключений в галите рапы /Ковалевич и др., 1985; Петриченко, 1982/.

В солеродных бассейнах во время галитонакопления рассола испарения, как более тяжелые, погружались через новосадку в поровое пространство галитовых отложений (рис. 6). Их отвод из рапы препятствовал росту концентрации и обеспечивал ее стабилизацию на одном уровне, и, как следствие, новосадка галита содержала низкие значения бромхлорных отношений (см. рис. 5). Этот процесс захоронения высококонцентрированных рассолов испарения продолжался до тех пор, пока концентрация рассолов испарения и межкристалльных рассолов не выравнивалась во всей толще подстилающей каменной соли. Только после этого создавались условия для устойчивого роста концентрации наддонной рапы. Продолжение погружения рассолов испарения приводило к разгрузке межкристалльных рассолов в бассейн, состав рапы которого стал изменяться, и соотношение $\text{NaCl}:\text{KCl}$ достигало 2:3.

Наличие круговорота жидкой фазы и выравнивание концентрации меж-

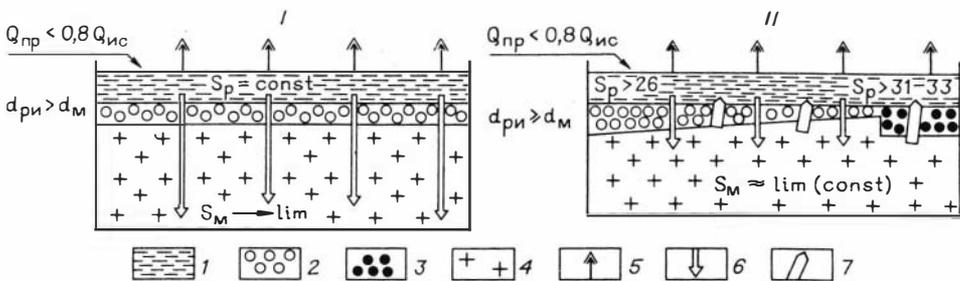


Рис. 6. Принципиальная схема системы солеродного бассейна.

Стадии: I - галитонакопления, II - калийнакопления. 1 - рапа; 2, 3 - новосадка: 2 - галит, 3 - сильвин; 4 - старосадка - подстилающая соль; 5 - испарение; 6, 7 - рассолы: 6 - испарения (PI), 7 - межкристалльные (M). $Q_{\text{пр}}$ - массы сгущенных морских вод; $Q_{\text{ис}}$ - испарения; S_p и S_M - концентрация, %; d - удельный вес рассолов.

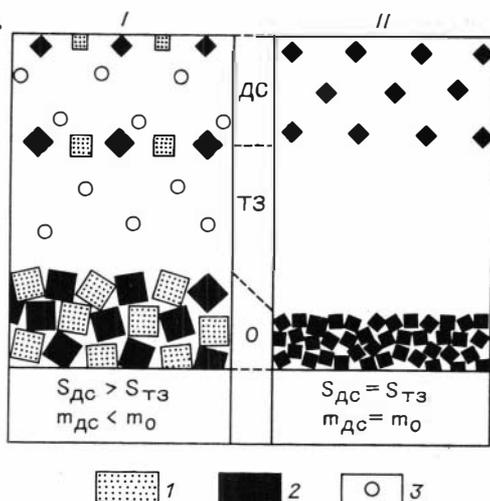
кристалльных рассолов и рассолов испарения объясняют приуроченность калийных горизонтов к верхним частям соляных толщ и одноактность масштабного и мощного калийнакопления, ибо пока не произошло выравнивание концентраций рассолов во всей толще подстилающей каменной соли условия для калийнакопления неблагоприятны. Если бы в природе не существовал механизм выравнивания концентрации жидкой фазы во всей системе солеродного бассейна, то калийные горизонты встречались бы на самых разнообразных уровнях соляных толщ. Согласно данным моделирования /Копнин, 1977/, стадия галитонакопления весьма кратковременна, и мощность образующейся каменной соли до выпадения калийных солей составляет всего 2 м. Следовательно, рапа солеродного бассейна может очень быстро достигать насыщения по калийным солям, что привело бы к формированию вкрапленности калийных минералов. Однако ни вкрапленности, ни высоких содержаний брома в соляных толщах не наблюдается (за исключением ее верхних горизонтов).

Физико-химические типы калийной седиментации. Продукты кристаллизующихся при испарении и вымораживании солей отличаются по морфологическим и гранулометрическим характеристикам. Это связано как с разным количеством центров кристаллизации, так и с продолжительностью и интенсивностью диффузионного потока минерального вещества к граням растущего кристалла. В условиях испарения диффузионный поток функционирует в течение всего периода кристаллизации; новообразованные кристаллы характеризуются полногранной кристаллографической формой и крупными размерами. В политермических условиях в охлажденном растворе возникают многочисленные центры кристаллизации, диффузионный поток солевого материала к граням кристалла быстро иссякает и формируются мелкие зерна с неполной кристаллографической огранкой.

Таким образом, отличительными признаками термофильных и криофильных минералов являются размеры и кристаллографический облик зерен. Термофильные минералы более крупные, с более полной кристаллографической формой, чем зерна криофильных минералов. Вместе с тем при испарении возможна одновременная садка двух и более солей из сложных растворов, тогда как при вымораживании осаждается одна соль. Например, при изотермическом испарении сильвин кристаллизуется совместно с галитом или карналлитом, что следует из диаграммы состояния растворимости четырехкомпонентной системы с общим хлор-ионом, а при понижении температуры осадок состоит из од-

Рис. 7. Схема калийной седиментации.

I - термофильная (O - биминеральный, активный рост кристаллов на дне) и II - криофильная (O - мономинеральный, пассивный рост кристаллов на дне) седиментации. 1 - галит; 2 - сильвин; 3 - гравитационное движение рапы. S - концентрация рапы, m - масса кристаллов. ДС - деятельный слой, ТЗ - транзитная зона, O - осадок.



ного сильвина. В кристаллизаторах обогатительных фабрик концентрат хлористого калия содержит небольшую примесь хлористого натрия - не более 4-5%.

Согласно исследованиям Д'Анса /Кюн, 1976/, садка сильвина возможна как при охлаждении сгущенной морской воды, так и при изотермическом испарении. Содержание хлористого калия в осадке, по его данным, зависит от условий кристаллизации: при охлаждении образуется осадок с большим содержанием сильвина (порядка 73-83% KCl), а при испарении - наполовину меньшим (при 45°C около 41% KCl).

Таким образом, сильвин и карналлит в зависимости от условий кристаллизации могут быть как криофильными, так и термофильными, и в соответствии с этим калийная седиментация может быть подразделена на термофильную и криофильную (рис. 7). Так как галит является исключительно термофильным минералом, то криофильная калийная седиментация представлена сочетанием криофильных (сильвин и карналлит) и термофильных (галит) минералов, а термофильная - одними термофильными минералами (сильвин, карналлит, галит).

Перечисленные признаки крио- и термофильных минералов калиеносных толщ нетрудно увязать со структурно-текстурными типами сильвинитовых и карналлитовых руд. При криофильной калийной седиментации образуются слоистые красноцветные сильвинитовые и однородные карналлитовые руды, а при термофильной - массивные пестроцветные сильвиниты и неоднородные карналлитовые породы (см. рис. 4 и 7).

Калийные солеродные бассейны. Реализация породообразующей калийной седиментации в рапных солеродных бассейнах определяется исключительно возможностью разгрузки межкристалльных рассолов в наддонную рапу. Зависимость весьма тесная. Если отсутствует поступление подготовленных с оптимальным соотношением солей межкристалльных рассолов, то калийные отложения не образуются в тех объемах, какие имеют место в калийных ассоциациях. В этих условиях палеогеографические и палеотектонические факторы солеродных бассейнов характеризуют главным образом формирование водного баланса и фациальную обстановку. Сущность же калийной седиментации определяется физико-химическими условиями кристаллизации солей. Поэтому калийные солеродные бассейны целесообразно классифицировать по типу калийной седиментации, т.е. подразделять их на бассейны криофильного и термофильного калийнакопления.

Типичными и хорошо изученными калийными солеродными бассейнами криофильного калийнакопления являются бассейны, в которых формировались Верхнекамское и Эльзасское месторождения. Характерные особенности их сле-

дующие. Калиеносные толщи относятся к типу толщ с прерывной калийной минерализацией. Они, как правило, малогоризонтные, но горизонты часто многопластовые. Калийные пласты сближенные, по мощности и составу выдержанные вплоть до отдельных сезонных прослоек. Сильвиниты слоистые микромаассивные, а карналлитовые породы зернистые однородные. Сильвиновая и карналлитовая минерализация, как правило, обособлены друг от друга и совместно в одном соляном наборе или сезонном прослойке практически не встречаются. Контакт между сильвинитами и карналлитовой породой резкий: сильвинитовый соляной набор сменяется карналлитовым соляным.

Верхнекамский калийный солеродный бассейн располагался в пределах Соликамской впадины и с севера, запада и юга ограничивался ангидритовым валом; общая площадь соленакопления составляла 9–10 тыс. км², а калийнакопления – около 3,5 тыс. км². Водный баланс в период калийнакопления складывался из сгущенных метаморфизованных морских вод, поставлявших 3–4% KCl и до 60% NaCl поверхностного стока, приносившего с собой около 40% NaCl, и межкристалльных рассолов, обеспечивающих калийную седиментацию на 96–97%. В конце эпохи калийнакопления (пласты Ж, З, И, К) режим питания изменился в сторону уменьшения поступления межкристалльных рассолов, которые поставляли в это время всего около 35% KCl, а остальной калий, по-видимому, поступал с морскими водами.

Глубина Верхнекамского калийного бассейна, судя по изменению мощностей калиеносной толщи, изменялась от нескольких метров на участках первичных раздувов мощности до 20–30 м и более между ними /Копнин, 1973/. Вместе с тем в конседиментационных Боровицком и Дуринском прогибах она составляла, возможно, 100–150 м и более. Здесь калийные соли не сиделись, а каменная представлена в основном шпатовой разновидностью с нечеткими глинисто-ангидритовыми прослойками. Допустимо, что шпатовая соль могла образоваться путем перекристаллизации каменной соли высаливания. На других участках месторождения на этом стратиграфическом уровне шпатовая соль переслаивается с перистой.

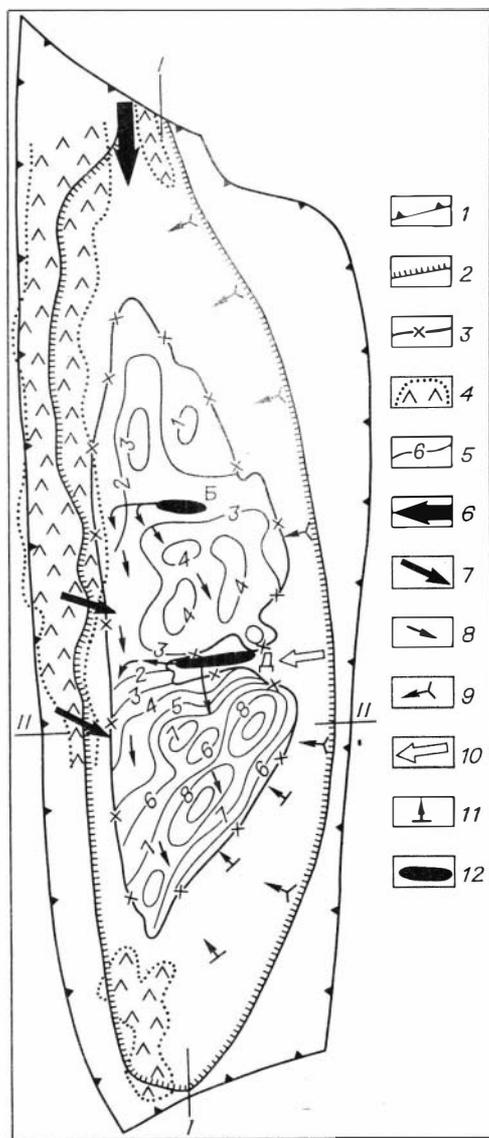
Разгрузка межкристалльных рассолов происходила в краевых зонах бассейна, в восточных обсохших берегах, но подавляющая их масса поступала через глубоководные щели Боровицкого и Дуринского прогибов (рис. 8, 9). Уровень дренажа межкристалльных рассолов располагался ниже калийных солей на глубинах 150–200 м. Справедливость указанной цифры подтверждается расчетами А.А. Иванова /Иванов, Воронова, 1972/, который мощность рассолоносной каменной соли при перистости 40% и площади 6,5 тыс. км² определил в 307 м. Если учесть, что площадь каменной соли больше (более 9 тыс. км²) и восточная часть залежи вследствие миграции Предуральского прогиба была приподнята не менее чем на 50 м, то реальность цифры 150–200 м вполне очевидна.

Косвенным доказательством разгрузки межкристалльных рассолов через глубоководные щели является закономерная изменчивость качества сильвинитовых руд по площади месторождения. На генерализованной схеме (см. рис. 8) видно, что изменчивость содержания KCl, как показатель изменчивости концентрации рапы, вписывается между прогибами и резко изменяется: содержание KCl с севера на юг на участках прогибов заметно понижается, после чего снова закономерно увеличивается.

Достаточно большая глубина бассейна и относительно большое количество подтекавших поверхностных вод препятствовали повышению концентрации рапы до насыщения ее калийными солями в испарительные сезоны, и тем самым создавались условия только для криофильного калийнакопления.

Рис. 8. Схема питания и распределения рассола в Верхнекамском бассейне.

1-3 - границы: 1 - Соликамской впадины, 2 - каменной соли, 3 - калийных солей; 4 - ангидриды иренской свиты (мощность более 180 м); 5 - содержание хлористого калия в сильвинитах как показатель концентрации рапы (усл. ед.); 6-11 - движение морских вод: 6 - основное, 7 - дополнительное, 8 - рапы, 9 - разгрузка межкристалльных рассолов, 10 - поверхностных водотоков, 11 - паводковых вод с глинистой взвесью; 12 - участки разгрузки межкристалльных рассолов, сопряженных с Дуринским (Д) и Боровицким (Б) разломами. I-I, II-II - профили, приведенные на рис. 9.



Главным фактором криофильного калийнакопления в Эльзасском калийном бассейне являлось его палеогеографическое положение - внутриконтинентальный морской залив, в который с горных массивов (Вогезы и Шварцвальд) поступали воды поверхностного стока. Сам солеродный бассейн представлял собой вытянутый узкий водоем длиной до 180 км при ширине 15-20 км, в южной расширяющейся до 35 км части которого располагались три обособленных озеровидных калийных суббассейна с общей площадью около 250 км² /Иванов, Воронова, 1972; Страхов, 1962/. Высокое

содержание нерастворимых примесей (12%) в калийных солях свидетельствует о существенном влиянии континентальных вод на гидрохимический режим бассейна. Последние понижали концентрацию рапы, препятствовали концентрированию рапы до испарительной садки сильвина и создавали условия для криофильного калийнакопления. Небольшие запасы калийных солей на Эльзасском месторождении объясняются малой мощностью подстилающей каменной соли (75 м).

Кроме упомянутых месторождений, по типу криофильного калийнакопления образовались калиеносные ассоциации Нова-Олинда, Кассиди-Лейк, Кардона, Ибура и Верхнефранская Припятского прогиба. По тектонической структуре они подразделяются на приуроченные к передовым прогибам (Верхнекамская, Кардона), располагающиеся во внутриплатформенных впадинах (Нова-Олинда, Кассиди-Лейк) и связанные с рифтогенными прогибами (Эльзасская, Верхне-

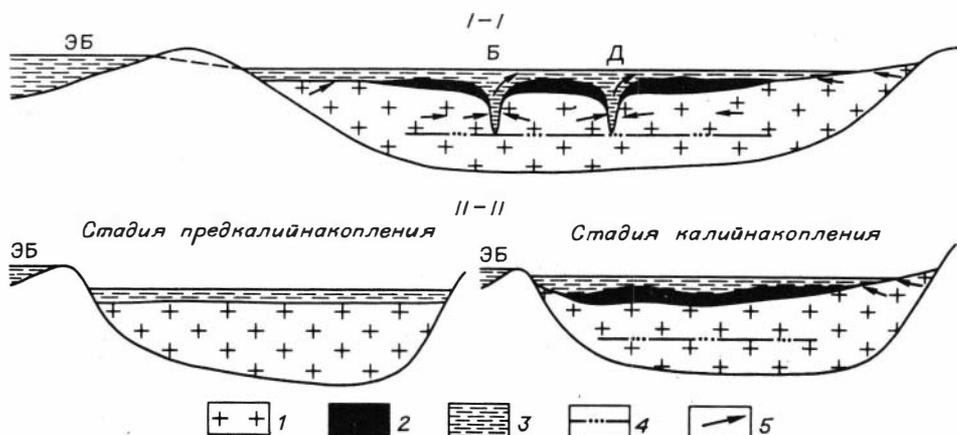


Рис. 9. Палеогеографические профили Верхнекамского калийного солеродного бассейна (криофильное калийнакопление).

1 - каменная соль; 2 - калийные соли; 3 - рапа; 4 - уровень дренажа; 5 - движение межкристалльных рассолов. Конседиментационные прогибы - участки разгрузки межкристалльных рассолов: Б - Боровицкий, Д - Дуринский, ЭБ - эвапоритовый питающий бассейн. I-I - меридиональный, II-II - широтный профили.

франская Припятского прогиба). Общей палеогеографической особенностью бассейнов криофильного калийнакопления является то, что все с одной или со всех сторон окружены сушей и гидрохимический режим калийного бассейна контролировался поверхностным стоком. Согласно ландшафтно-тектонической классификации Н.М. Страхова /1962/, они принадлежат виррилскому типу морских заливов и внутриконтинентальным солеродным водоемам морского типа. В обоих типах солеродные бассейны примыкают к суше, влияние которой отражается в минерально-петрографическом составе калийных солей. Что касается тектонического строения солеродного бассейна, то оно не сказывается на калийной седиментации, ибо тектоника обеспечивает только пространство для калийнакопления и создает условия для дренажа межкристалльных рассолов.

К бассейнам термофильного калийнакопления относятся Среднеазиатский, Гаурдакский, Саскачеванский и Непский калийные бассейны. Характерные особенности их калийных отложений следующие. Калиеносные толщи - это толщи со сплошной или непрерывной калийной минерализацией; они многогоризонтные и состоят из чередования пластов и залежей калийных солей с промежуточной каменной солью, содержащей вкрапленность сильвина и карналлита. Калиеносные пласты и горизонты не выдержаны как по мощности, так и по вещественному составу. Слоистость внутри калийных пластов неотчетливая, а сезонной практически нет. Калийные соли представлены массивными сильвинитами и неоднородными карналлитовыми породами, из которых карналлитовая минерализация преобладает, а чистые сильвиниты практически не встречаются и всегда содержат карналлитовую примесь.

Геологическая структура Среднеазиатского и Западно-Канадского (Эльк-Поинт) бассейнов в общих чертах сходная. В обоих калийный суббассейн располагался в краевой наиболее удаленной от втока морских вод части солеродного водоема; площадь калийнакопления в 5-7 раз меньше площади галитона-

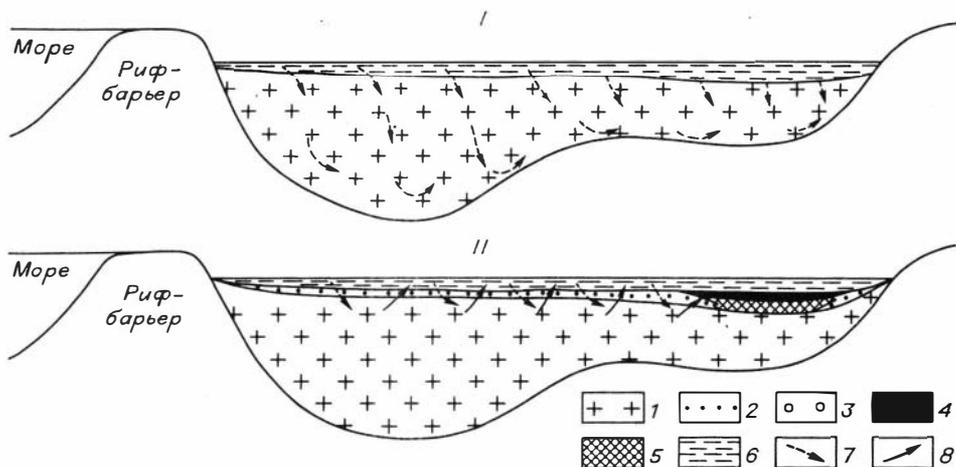


Рис. 10. Принципиальная схема развития Среднеазиатского бассейна (термофильное калийнакопление).

I – стадия предкалийнакопления, II – калийнакопление. 1 – 3 – каменная соль; 4, 5 – калийные соли (2, 4 – осадконакопление компенсирующее, 3, 5 – избыточное); 6 – рапа; 7, 8 – рассолы захороненные (7), разгружающиеся в рапу (8).

копления; мощность подстилающего галита также в 2–4 раза меньше мощности соляных отложений в центральных наиболее погруженных участках солеродного водоема. Калийные суббассейны отделялись от основной части солеродного бассейна тектоническими структурами – соответственно Чарджоусской ступенью и флексурой Меадоу–Лейк. Среднеазиатский калийный суббассейн Узункудукским разломом разделяется на Гаурдак–Тюбегатанский и Карлюкский районы /Седлецкий, 1972, 1974/.

Калийные бассейны термофильного калийнакопления – мелководные водоемы глубиной от единиц до первого десятка метров. Питание их происходило рапой, подготовленной в соседнем галитовом бассейне, и разгружающимися межкристалльными рассолами (см. рис. 6). Мелководность и высокая концентрация питающей рапы способствовали ходу термофильного калийнакопления с характерной биминеральной твердой фазой. Калийные бассейны располагались в некомпенсированных прогибах. Конседиментационные тектонические движения в области сочленения калийного бассейна с основным солеродным регулировали объемы поступления подготовленной к садке калийных солей рапы. Именно наличие некомпенсированного прогиба и большие массы разгружающихся межкристалльных рассолов благоприятствовали образованию мощных калийных горизонтов, какими являются пласт № 8 на Карлюкском месторождении и горизонт Эстерхази на Саскачеванском.

Геологическая структура Непского калиеносного бассейна от охарактеризованных выше, на первый взгляд, существенно отличается, если его считать как самостоятельный бассейн в пределах Суриндо–Гажинского палеопргиба. Если же рассматривать его как часть обширного Ангаро–Ленского солеродного бассейна, то условия калийнакопления во многом единообразны (рис. 11). Во время калийнакопления Суриндо–Гажинский палеопргиб представлял собой некомпенсированную осадконакоплением впадину, по бортам которой располагался ангидритовый вал. Последний обособлял Непский бассейн в самостоятельную

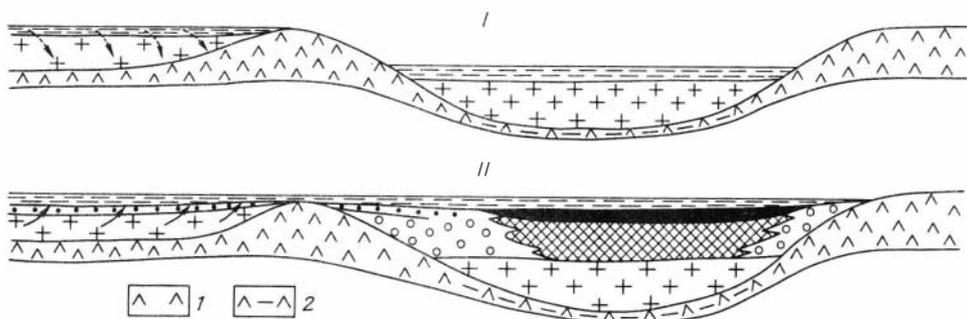


Рис. 11. Принципиальная схема развития Непского калийного солеродного бассейна (термофильное калийнакопление).

1 - ангидриты, 2 - тонкополосчатые карбонатно-ангидритовые породы.
Ост. усл. обозн. см. на рис. 10.

единицу и регулировал питание его высококонцентрированной рапой из Ангаро-Ленского солеродного водоема. Наличие некомпенсированного прогиба обусловило большую мощность нижних калийных горизонтов К-1 и К-2, а местоположение его внутри обширного солеродного моря и вдали от континента - термофильное калийнакопление, о чем свидетельствуют строение и состав калийных солей.

Более сложная геологическая обстановка в эпохи калийнакопления наблюдалась в Припятском прогибе в верхнефаменское время, в котором выделены две основные зоны осадконакопления: северная, представленная горизонтами бескарналлитовых слоистых сильвинитов мощностью преимущественно более 5 м, и центральная-южная, где распространены карналлитовые сильвиниты массивного типа с мощностью калийных горизонтов, как правило, менее 5 м /Калийные соли..., 1984/. В каждой зоне имело место автономное развитие палеодепрессий (ПД) и палеоподнятий (ПП), что приводило к расчленению бассейна на отдельные небольшие суббассейны. Именно с этим связаны локальность, невыдержанность и некоррелируемость калийных горизонтов даже в пределах отдельных крупных зон осадконакопления.

Северная зона осадконакопления, ограничиваясь с северо-запада, севера и северо-востока сушей, находилась под постоянным влиянием континентальных вод, поставлявших большое количество нерастворимых примесей. Постоянный подток вод поверхностного стока поддерживал концентрацию рапы ниже насыщения ее калийными солями в испарительные сезоны, и создавались условия для криофильного калийнакопления в осенне-зимний период. Полосы зонального сильвина образовывались в осенний период в условиях медленного охлаждения рапы, а в зимний период при глубоком охлаждении формировалась полоса незонального сильвина /Геология..., 1969/. Формирование наддонной рапы происходило под воздействием трех факторов: эвапоритового сгущения рапы, разгрузки межкристалльных рассолов и подтока континентальных (десцендентных) вод. Глубина суббассейнов, судя по мощности калийных горизонтов, могла достигать 20-25 м. Следовательно, гидрохимические и палеогеографические условия криофильного калийнакопления в северной зоне Припятского прогиба сходны с условиями Верхнекамского и Эльзасского калийных солеродных бассейнов.

Центральная зона осадконакопления не была подвержена влиянию суши. Здесь основными источниками формирования рапы были сгущенные метаморфизованные морские воды и межкристалльные рассолы, что обеспечивало бла-

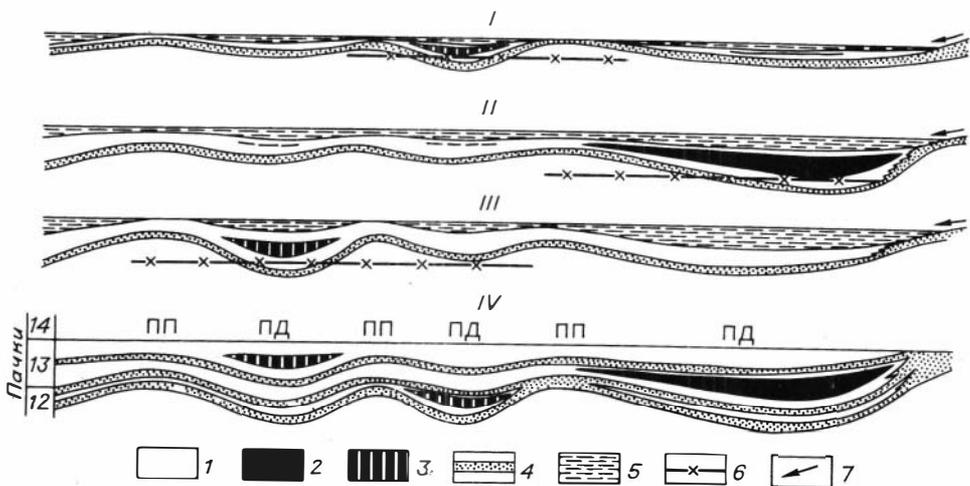


Рис. 12. Принципиальная схема формирования калийных горизонтов 12-й и 13-й пачек третьей ритмопачки Припятского прогиба. Палеогеографические профили: I - 12-я пачка, II - 13-я (нижняя часть) и III - 13-я (верхняя часть), IV - выравнивания.

1 - каменная соль; 2, 3 - сильвиниты "старобинского" (2) и "петриковского" (3) типов; 4 - несоляные породы; 5 - рапа; 6 - уровень дренирования межкристалльных рассолов; 7 - поверхностный сток.

гоприятные условия для термофильного калийнакопления. Интенсивность последнего зависела от количества подготовленных рассолов и величины тектонического прогибания. Оба эти фактора находятся в парагенетической зависимости, так как чем больше величины конседиментационных движений, тем больше величина конседиментационных движений, тем больше масса солей выводилась выше уровня дренирования межкристалльных рассолов и тем больше последних вовлекалось в калийную седиментацию (рис. 12). По палеогеографической обстановке центральная зона сопоставима с Непским, Среднеазиатским и Саскачеванским бассейнами.

Заключение

Характерной особенностью калийной седиментации, по М.А. Жаркову /1978/, является ее эпизодичность. По его подсчетам в палеозое объем каменной соли составлял $2,9 \cdot 10^6$, а калийных солей - $1,8 \cdot 10^4$ км³. Если учесть, что калийные минералы занимают только четверть калиеносных залежей, то калийнакопление в 630 раз меньше массы галитонакопления. Эпизодичность калийной седиментации определяется не только относительно малыми масштабами, но и тем, что в определенную геологическую эпоху калийные соли образовывались в каком-либо одном солеродном бассейне /Жарков, 1978/. Это становится более понятным в связи с тем, что для калийной седиментации в эпохи соленакопления характерна одноактность мощного и масштабного калийпроявления. Вместе с тем даже одноразовое мощное и масштабное калийпроявление требует сочетания особых условий, в результате которых формиру-

ется достаточный объем подготовленных к осадке калийных солей рассолов. Регулярное поподнение этого объема в ходе калийной седиментации свежими рассолами обеспечивает образование тех мощных залежей калийных солей, которые разрабатываются горно-добывающей промышленностью.

Согласно теории формирования месторождений калийных солей, разработанной М.Г. Валяшко /1962/ и Н.М. Страховым /1962/, для мощного калийнакопления обычных условий (аридный климат, относительная изолированность, дефицит водного баланса и т.п.) еще недостаточно. Они считают, что каждый солеродный бассейн достигает стадии "сухого озера" и для освобождения из соляных осадков подготовленных к садке калийных солей рассолов требуется понижение какой-либо части бассейна солеотложения, куда дренируются межкристалльные рассолы.

Наши исследования показывают, что солеродный бассейн не переживал стадию "сухого озера", так как рассолы испарения как более тяжелые мигрировали в пористое пространство соляной толщи и круговорот рассолов (рапа - рассолы испарения - межкристалльные рассолы - рапа) обеспечивал существование солеродного бассейна как рапного водоема.

Роль тектоники как фактора, определявшего освобождение межкристалльных рассолов и возврат их в деятельный солеобразующий слой рапы, остается важной и определяющей. Блоково-глыбовые движения и связанные с ними внутрикорковые разломы, соляная тектоника, миграция областей максимальных прогибаний и поднятий краевых зон галитонакопления выше уровня дна солеродного бассейна обуславливали условия разгрузки межкристалльных рассолов. Именно сочетание этих факторов в некомпенсированных прогибах в эпохи соленакопления и разрешало, и обеспечивало мощное и масштабное, но также и одноактное калийнакопление.

Калиеносные отложения занимают в плане разнообразное положение, и поэтому соотношения с подстилающей толщей каменной соли тоже неодинаковы. На основании этого был в свое время забракован тезис о приуроченности калийных солей к зонам максимальных мощностей соляных толщ /Валяшко, 1962; Страхов, 1962; Фивег, 1967/. К этому тезису следует вернуться и рассматривать соотношение мощностей не в каком-то конкретном пересечении, а в системе солеродного бассейна в целом, ибо масштабы калийнакопления зависят от масштабов соленакопления. Поэтому поисками залежей калийных солей необходимо охватывать не только центральные части конседиментационных прогибов, но и их периферические зоны и в первую очередь те, которые в палеогеографическом отношении подобны тупиковым бассейнам /Тихвинский, 1985/, а в палеотектоническом представляют участки позднего развития, т.е. вовлеченные в прогибание на заключительных стадиях эпох соленакопления.

Литература

- Бельтюков Г.В. К гидрогеохимии седиментационных рассолов соляных месторождений // Геохимия. - 1970. - № 9. - С. 1131-1135.
- Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. - М.: Изд-во МГУ, 1962. - 397 с.
- Валяшко М.Г., Власова Н.К. Устойчивость солей магния в растворах морского происхождения и ее геохимическое значение // Вестник МГУ. Геология. - 1975. - № 4. - С. 16-27.
- Вахромеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения // Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакопления. - Л.: Госхимиздат, 1956. - С. 277-313.

- Вахромеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - С. 27-47.
- Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Зеленцова И.И. и др. Закономерности размещения калийных солей в Припятском прогибе и перспективы их промышленного освоения // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. - Минск: Наука и техника, 1976. - С. 3-20.
- Гемп С.Д. О возможных причинах развития хлоридного галогенеза // Общие вопросы галогенеза. - М.: Наука, 1985. - С. 48-59.
- Геология и петрография калийных солей Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1969. - 367 с.
- Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения // Материалы по петрографии районов соленакопления. - Л.: Госхимиздат, 1954. - С. 3-142.
- Жарков М.А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности // Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности. - М.: Наука, 1965. - С. 59-99.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. - М.: Недра, 1974. - 392 с.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1978. - 272 с.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 3-22.
- Жаркова Т.М. Меловые соленосные отложения бассейнов Хорат и Сакон-Нахон (Таиланд, Лаос) // Осадочные формации и условия их образования. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. - С. 28-54.
- Ерошина Д.М., Кислик В.З. Об условиях формирования калийных солей верхнефранской соленосной формации Припятского прогиба // Сов. геология. - 1980. - № 10. - С. 43-50.
- Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. - Тбилиси: Мецнисреба, 1980. - 373 с.
- Иванов А.А. Основы геологии и методики поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. - М.: Госгеолиздат, 1953. - 204 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). - М.: Недра, 1972. - 328 с.
- Калийные соли Припятского прогиба. - Минск: Наука и техника, 1984. - 182 с.
- Ковалевич В.М., Московский Г.А., Копнин В.И. Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. - М.: Наука, 1985. - С. 203-211.
- Копнин В.И. Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуралья // Нижнепермские отложения Камского Предуралья. - Пермь: Пермское кн. изд-во, 1973. - С. 221-238.
- Копнин В.И. Исследование условий соленакопления методами моделирования // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1977. - Т. 1. - С. 159-170.
- Копнин В.И. О глубинах солеродных бассейнов фанерозоя и методах их определения // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1978. - № 7. - С. 3-9.

- Копнин В.И. Динамические типы формирования галогенных формаций // Основные проблемы соленакпления. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 38–45.
- Копнин В.И. Гидрологические системы эвапоритовых бассейнов и их пространственные взаимоотношения // Общие вопросы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С. 36–48.
- Копнин В.И., Малоштанова Н.Е. К вопросу о минеральном составе сильвинитовых руд Верхнекамского месторождения // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 45–47.
- Кореневский С.М. Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965. – 15 с.
- Кореневский С.М. О дискуссионных проблемах соляной геологии // Общие проблемы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С. 12–23.
- Кюн Р. Нахождение и распределение брома в соляных месторождениях Средней и Западной Европы и Северной Америки // Бром в соляных отложениях и рассолах. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – С. 156–261.
- Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Седун Э.В., Шабловская Р.К. Структурно-текстурные особенности сильвинитов западной части Припятской впадины // Геология и петрография калийных солей Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1969. – С. 245–275.
- Мерзляков Г.А. Пермские соленосные бассейны Евразии. – Новосибирск: Наука, 1978. – 142 с.
- Петриченко О.И. Физико-химические условия древнего соленакпления и эпигенез галогенных осадков (по данным исследования включений в минералах): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1982. – 28 с.
- Петрова Н.С., Седун Э.В., Ляхович О.К. Специфические особенности калиеносных зон Припятского прогиба // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. – М.: Наука, 1985. – С. 185–194.
- Протопопов А.Л. О генезисе каменной соли высаливания // Геология и условия образования месторождений калийных солей. – Л.: Недра, 1972. – С. 32–51.
- Седлецкий В.И. Прогноз калиеносности верхнеюрской и нижнемеловой галогенных формаций юга Средней Азии // Геология и условия образования месторождений калийных солей. – Л.: Недра, 1972. – С. 162–167.
- Седлецкий В.И. Каменная и калийные соли // Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитанского района Туркменской ССР. – Ростов н/Д: изд-во Рост. ун-та, 1974. – С. 162–187.
- Седлецкий В.И., Деревягин В.С. Строение и состав калиеносных отложений Карлюкского месторождения // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 70–90.
- Семейкина Л.К., Козлова В.Н. Минералого-петрографическая характеристика калийных пород Непского бассейна // Общие проблемы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С. 143–148.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. III. – 650 с.
- Тихвинский И.Н. Галогенные формации, их системы и системы бассейнов галогенной седиментации // Общие проблемы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С. 24–35.
- Фивег М.П. Методика поисков калийных солей. – Новосибирск: Наука, 1967. – 39 с.
- Фивег М.П. Как образуются залежи каменной и калийной солей? – Новосибирск: Наука, 1983. – 81 с.

- Фивег М.П., Ходьков А.Е. К итогам познания соленосных формаций за последнее десятилетие // Общие проблемы галогенеза. - М.: Наука, 1985.- С. 3-11.
- Чечель Э.И., Машович Я.Г. Закономерности строения Восточно-Сибирского соленосного бассейна и перспективы его калиенности // Общие проблемы галогенеза. - М.: Наука, 1985. - С. 138-142.
- Шатский Н.С. Осадочные формации // Избранные труды. - М.: Наука, 1965. - Т. Ш. - С. 175-184.
- Шлеймович Р.Э. Бром в соляных породах Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - С. 48-140.
- Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы в Сибири // Бюл. МОИП. Отдел геол. - 1964. - Т. 39, вып. 5. - С. 3-30.
- Яншин А.Л. Основные проблемы соленакопления // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1977. - Т. 1. - С. 5-15.
- Яншин А.Л. Как же образуются залежи солей? // Природа. - 1978. - № 7. - С. 35-42.
- Borchert H., Muir R.O. Salt deposits - the origin, metamorphism and deformation of evaporites. - London: Van Nostrand, 1964. - 338 p.
- Holter M.E. The Middle Devonian Prairie Evaporite of Saskatchewan // Saskatchewan Dept. Mineral Resources, Rept. 123, 1969. - 133 p.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalz Geologie; in "Stützes Lagerstätten der Nichterze". - Berlin, 1938.- T. 1. Verb. Borntraeger. - 830 S.
- Richter-Bernburg G. Über saline Sedimentation // Z. deutsch. geol. Ges. - Band 105. - Hannover. - 1955. - S. 593-645.
- Zharkov M.A. Paleozoic Salt Bearing Formations of the World. - Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1984. - 351 p.

Ю.В. Баталин, В.Г. Чайкин, Е.Ф. Станкевич

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ
ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ, РЕЖИМНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ

В настоящее время установлено, что соленакопление, или галогенез, является закономерной и наиболее развитой ветвью аридного литогенеза. В общем плане галогенез представляет собой длительный и стадийно развивающийся процесс мобилизации в водах и рассолах бессточных бассейнов, а затем аккумуляции в их донных отложениях в аридных условиях (эвапоритовый процесс) и последующего перехода в ископаемое состояние хемогенного (водорастворимого), терригенного, реже биогенного и вулканогенного материала. В ходе галогенеза главным образом в зависимости от природы и химического состава вод, обеспечивающих водно-солевое питание бассейнов галогенной седиментации (при морском - океанических или морских, при континентальном -

поверхностных и подземных вод континентов), а также условий и характера физико-химических процессов солеобразования возникают определенные типы минеральных ассоциаций и соответствующие им парагенетически взаимосвязанные литолого-фациальные комплексы (сообщества, наборы) соляных, соленосных и вмещающих их хемогенных, терригенно-хемогенных, терригенных, реже биогенных и вулканогенно-осадочных пород, слагающих галогенные формации. Вместе с этим /Баталин, Станкевич, 1975, 1981; Станкевич, Баталин, 1978/ литолого-фациальную основу галогенных формаций составляют хемогенно-соляные породы, представляющие собой минеральные парагенезисы, унаследованные от солевого состава испаряющихся вод. Каждому типу исходных вод и минеральных ассоциаций соляных эвапоритов присущи свои характерные (для содовых - карбонаты натрия, сульфатных - сульфат магния, хлоридных - хлористый кальций), полухарактерные (сульфат натрия в содовых и сульфатных, хлорид магния в сульфатных и хлоридных) и нехарактерные (сквозные: хлористый натрия и хлористый калий, присутствующие во всех типах) компоненты (см. таблицу), определяющие, с одной стороны, материально-вещественную (литолого-геохимическую и физико-химическую) сущность эвапоритов, а с другой - их полноту (унаследованность от состава исходных вод) и стадийность развития галогенеза.

Это отражается на составе соляных пород и литолого-фациальном облике (строении) галогенных формаций. Исходя из этого нами /Баталин и др., 1983; Баталин, Станкевич, 1984/, вслед за С.М. Корневским /1973/, среди галогенных отложений и формаций выделяются две группы: полноразвитые, в состав которых входят соляные породы, сложенные характерными соляными минералами и соответствующие фактически высшим (конечным) стадиям развития галогенеза (вплоть до садки этвонических солей), и неполноразвитые, в состав которых входят соляные породы, сложенные нехарактерными соляными минералами (хлористым натрием, или галитом) и соответствующие, как правило, средним стадиям развития галогенеза (стадии садки галита).

Среди полноразвитых галогенных формаций в зависимости от состава соляных пород выделяются содовые, сульфатные (сульфатно-натриевые), сульфатно-хлоридные (сульфатно-магниевые) и хлоридные типы, а среди них, с учетом конкретного наличия соляных минералов и соответствующих им соляных пород, обособляются те или иные подтипы, отражающие в целом стадийность и полноту развития галогенеза каждого конкретного типа. Характерные черты галогенных отложений проявляются и на начальных стадиях их формирования, что выражается в наличии в них пород, сложенных преимущественно карбонатами кальция и магния, а также сульфата кальция, соответствующими самым ранним и начальным стадиям эвапоритового процесса.

Так, содоносные формации отличаются высокой карбонатностью за счет кальцита, доломита и даже магнезита, в то время как сульфаты кальция (гипс и ангидрит) для них являются "гидрохимически запрещенными" и могут проявляться в них эпизодически как вторичные, наложенные образования (например, при окислении сульфидов). Для сульфатных (сульфатно-натриевых) и сульфатно-хлоридных (сульфатно-магниевых) формаций более характерны высокая гипсоносность (часто совместно с ангидритом) и известковистость, а доломит в них чаще всего является вторичным (за исключением некоторых сульфатно-натриевых формаций, где наряду с первичным доломитом может находиться и магнезит). В типично хлоридных, особенно тахгидритовых, формациях гипс-ангидритовые породы редки, а доломит в них преимущественно вторичный.

Эти особенности эвапоритовых образований достаточно четко вырисовываются и у неполноразвитых галогенных формаций, в строении которых наряду с каменной солью (галитом) часто участвуют гипс-ангидритовые породы совместно с известняками, доломитами и другими хемогенно-терригенными и иными отложениями. Гидрохимически это в значительной мере обусловлено существенными различиями в щелочном резерве и щелочности вод, которые убывают от содовых вод к хлоридным (хлоркальциевым), определяющими процессы седиментации карбонатов кальция и магния.

Этими же факторами объясняется и геохимическая специализация галогенных отложений в отношении аутигенных минералов кремнезема, глинозема и ряда микроэлементов (В, F, Cu, Li, U, Nb и др.), миграционная активность (а следовательно, и способность к аккумуляции) которых резко возрастает от хлоридных вод к содовым, так как значения pH закономерно изменяются от 6-7 в хлоридных водах до 10-12 в содовых даже на ранних стадиях их концентрирования.

Таким образом, литолого-геохимические (гидрохимические) типы галогенных формаций объективно отражают тот факт, что все основные виды соляных, соленосных и вмещающих их пород, составляющие парагенетические комплексы (сообщества, наборы) галогенных формаций, унаследуют состав и типы минеральных ассоциаций (парагенезисов) соляных минералов, которые, в свою очередь, строго соответствуют солевому составу и типам вод и рассолов бассейнов галогенной седиментации. Именно исходный солевой состав испаряющихся вод и рассолов является генетическим кодом, предопределяющим парагенезисы соляных минералов, парагенезисы соляных и соленосных пород, а значит, и литолого-фациальный, и геохимический облик галогенных формаций, выражая в конечном итоге их материально-вещественные (литолого-геохимические) типы.

Следовательно, выделенные типы и подтипы галогенных формаций закономерно отражают гидрохимические и физико-химические условия бассейнов галогенной седиментации, а также характер их водно-солевого питания и особенности поступления и развития в них терригенного, биогенного и вулканогенного материала, что определяется в основном ландшафтно-климатическими (палеогеографическими) и структурно-геологическими (режимно-тектоническими) обстановками возникновения и развития галогенных бассейнов. Именно с этих позиций, как это было показано ранее /Баталин, Станкевич, 1977, 1981; Баталин и др., 1983/, галогенная формация понимается нами как парагенетическая ассоциация (сообщество) соляных, соленосных и вмещающих их пород, образование которой в пространстве и во времени контролировалось не только общностью ландшафтно-климатической и геоструктурной обстановок, но и единством гидрохимических условий. В пространственном отношении галогенная формация может соответствовать как единому бассейну галогенной (эвапоритовой) седиментации, так и их взаимосвязанным системам /Тихвинский, 1985/.

При изучении галогенных формаций необходимо учитывать в тесной связи режимно-тектонические (структурно-геологические), палеогеографические (ландшафтно-климатические) и палеогидрохимические (гидрохимические и физико-химические) обстановки и условия становления и эволюции соленосных бассейнов, в которых протекали осадочно-хемогенные (эвапоритовые) процессы накопления солей или, другими словами, обстановки становления и эволюции осадочных галогенных бассейнов.

Известно, что природа любого осадочного бассейна, в том числе и галогенной седиментации, его эволюция во времени и пространстве находится в прямой зависимости от общей геодинамической этапности (стадийности) становления земной коры, предопределяющей в конечном итоге режимно-тектони-

Тип галогенеза и ассоциации основных соляных минералов

Группа основных компонентов		
Солевой состав вод и рассолов		Характерные
		Полухарактерные
		Нехарактерные
Сопутствующие компоненты		
Соляные минералы	Содовые	<u>Давсонит</u> - $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ <u>Гейлюссит</u> - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ <u>Шортит</u> - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$ <u>Нахколит</u> - NaHCO_3 <u>Трона</u> - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ <u>Натрон</u> - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ <u>Нортупит</u> - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaCl} \cdot \text{MgCO}_3$ <u>Ганксит</u> - $2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 9\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{KCl}$
	Сульфатные	<u>Тенардит</u> - Na_2SO_4 <u>Мирабилит</u> - $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ <u>Глазерит</u> - $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{K}_2\text{SO}_4$ <u>Глауберит</u> - $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ <u>Астраханит</u> - $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ <u>Полигалит</u> - $\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ <u>Лангбейнит</u> - $2\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4$ <u>Кизерит</u> - $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ <u>Каинит</u> - $\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
	Хлоридные	<u>Карналлит</u> - $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ <u>Бишофит</u> - $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ <u>Тахгидрит</u> - $\text{CaCl}_2 \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ Сильвин - KCl Галит - NaCl

Примечание. +++ - породообразующие минералы, ++ - распространены рал, штриховой - полухарактерный минерал, в скобках - сопутствующая соль.

Тип галогенеза и галогенных отложений

содовый	сульфатный (сульфатно-натриевый)	сульфатно-хлоридный (сульфатно-магниевый)	хлоридный
NaHCO ₃ Na ₂ CO ₃	MgSO ₄	MgSO ₄	CaCl ₂
Na ₂ SO ₄ (K ₂ SO ₄)	Na ₂ SO ₄ (K ₂ SO ₄)	MgCl ₂	MgCl ₂
NaCl (KCl)	NaCl (KCl)	NaCl (KCl)	NaCl (KCl)
CaCO ₃ CaCO ₃ ·MgCO ₃ MgCO ₃	CaCO ₃ (MgCO ₃) CaCO ₃ ·MgCO ₃ CaSO ₄ ·2H ₂ O	CaCO ₃ CaCO ₃ ·MgCO ₃ CaSO ₄ ·2H ₂ O	CaCO ₃ (CaCO ₃ ·MgCO ₃) (CaSO ₄ ·2H ₂ O)
++			
+++			
++			
+++			
+++			
++			
++			
++			
++			
++	+++	+	
+++	+++	+	
++	+++		
	+++	+?	
	+++	+?	
	+++	+++	
	++	+++	
	++	+++	
	+	+++	
	+?	+++	+++
		+++	+++
			+++
+?	++	+++	+++
+++	+++	+++	+++

локально, + - встречаются редко. Подчеркнуто светлой линией - характерный мине-

Структурно- веществен- ный этаж			Г е о д и н а м и				
			Д и в е р г е н т				
			Кратонный		П л и т н ы й		Р и ф
			Интра- кратонный	Пери- кратонный	Интра- плитный	Пери- плитный	Внутрикон- тиненталь- ный
Альпийский	Поздний	N_2-Q					▲12 ■25
		P_3-N_1					▬36 ◐54
	Ран- ний	P_1-P_2					
Ниммерийский	Позд- ний	K_2					◐66
		K_1					
	Р а н н и й	J_3		◐69 ◐70 ◐71			◐72
		T_2-J_2			◐79 ◐80	◐81	▬38
Герцинский	Поздний	P_2-T_1	◐85 ■29 ◐82	◐83 ◐78 ◐84 ◐86 ◐87			
		P_1	■30 ■31 ▬39				■32
	Ран- ний	$C_2^*-C_3$	◐90 ◐91	▬42 ◐82			▲24 ▬43
		D_2-C_1	◐92 ◐93 ◐94	▬46 ◐95 ◐96 ◐97 ◐98			▬47 ◐99 ◐100 ◐101 ◐102 ◐103 ◐104 ◐105
Каледонский	Поздний	S_1-D_1					
		0					◐109
	Ран- ний	Є		▬48 ◐110			

Рис. 1. Режимно-тектоническая и структурно-формационная систематизация галогенных формаций.

1-5 - минеральные типы полноразвитых галогенных формаций: 1 - содовый: 1 - оз. Сирлз (Q), 2 - Беулазари (N), 3 - Парашют-Крик бассейна Уинта (P₂), 4 - Парашют-Крик бассейна Пайсинес-Крик (P₂), 5 - Уилкинс-Пик бассейна Грин-Ривер (P₂), 6 - Закарпатского прогиба (K₁ - N), 7 - Кузнецкой впадины (C₂-P₁), 8 - Припятского прогиба (C₁); 2 - сульфатно-натриевый: 9 - Барсакельмесской (Q), 10 - Караумбетской (Q), 11 - Кара-Богаз-Гол (Q), 12 - Кайдак (Q), 13 - Кушканатау, Аккала (N₂);

ч е с н и й р е ж и м				
н ы й		К о н в е р г е н т н ы й		
т о г е н н ы й		Субдукци- онный	Обдукци- онный	Дилатентный
Межкон- тинен- тальный	Перикон- тинен- тальный			
☾51		▲11	☾58	●1 ▲9 ▲10 ▲13 ▲14 ☾49 ☾50 ☾65 ☾52 ☾53
■26 ☾55		☾56	■27 ■28 ☾57	▲15 ▲16 ▲17 ▲18 ☾59 ▲19 ▲20 ▲21 ▲22 ? ☾60 ☾61 ☾62 ☾63 ?
				●3 ●4 ●5 ☾64 6●?
		■34		☾67 6●?
	■35 ■33 ☾68	■34		6●?
	☾77 ☾73 ☾68			☐37
	☾77 ☾73 ☾74 ☾75 ☾76			
				▲23 ☾88 ☾89
			☐40 ☐41	▲23 7●? ☾89
				☐44 ☐45 ●7 ?
		☾106		☾107 8●?
			☾108	

- 1
- ▲ 2
- 3
- ☐ 4
- ☐ 5
- ☾ 6

14 - Узек-Дагской (N_2), 15 - Иссык-Кульской (N_1), 16 - Восточно-Чуйской (N_1), 17 - Ферганской (N_1), 18 - Джумгольской (N_1), 19 - Кочкорской (N_1), 20 - Нарынской (N_1), 21 - Каркаринской (N_1) и 22 - Кетмень-Тюбинской (N_1) впадин, 23 - Чу-Сарысуйского бассейна (P), 24 - Гаутреу бассейна Маритайм (C); 3 - сульфатно-магниевый: 25 - Данакильской впадины (Q), 26 - Средиземного моря (N_1), 27 - Предкарпатского прогиба (воротышенская), 28 - Предкарпатского прогиба (калушская), 29 - Центрально-Европейского бассейна (P_2), 30 - бассейна Мидконтинента (P),

Окончание рис. 1

31 - Прикаспийской (P) и 32 - Днепроовско-Донецкой (P_1) впадин; 4 - хлоридно-кальциевый: 33 - Мурибека бассейна Сержипи-Алогоас (K), 34 - Маха-Саракхам бассейна Кхорат (K), 35 - бассейнов Габона, Конго, Кванза (K_1); 5 - хлоридно-магниевый: 36 - Рейнского грабена (P_{1-2}), 37 - Средней Азии (J), 38 - Уаргла Магрибского бассейна (T-J), 39 - Супай (P), 40 - Верхнепечорской (P_1^4) и 41 - Соликамской (P_1^4) впадин, 42 - Парадокс (C), 43 - Олинда Амазонского бассейна (C), 44 - Игл-Велли бассейна Игл (C), 45 - Виндзор бассейна Маритайм (C), 46 - Эвапорит Западно-Канадского бассейна (D), 47 - Припятской впадины (D_3), 48 - Сибирской платформы (C). 6 - галитовый тип неполноразвитых формаций: 49 - Цайдамской (Q) и 50 - Камысбулак-Жангызагачской (Q) впадин, 51 - Мертвого моря (Q), 52 - Цайдамской (N_2) и 53 - Кучарской (N_2) впадин, 54 - Рейнского грабена (N_1), 55 - Красного моря (N_1), 56 - Среднеараксинского (N_1) и 57 - Предкарпатского (тирасская) прогибов, 58 - Месопотамского бассейна (N_1), 59 - Закарпатского прогиба (средний баден), 60 - Трансильванской (N), 61 - Кучарской (N_1), 62 - Турфанской (N_1), 63 - Цайдамской (N_1) и 64 - Восточно-Словацкой (карпат) впадин, 65 - впадины Миньхэ (N), 66 - Магрибского (K_2^2) и 67 - Магрибского (K_2^1) бассейнов, 68 - бассейна Туантепек (J_3-K_1), 69 - Хенсвилл провинции Галф (J), 70 - Пунта-Аллегри Ю.Флоридско-Багамского бассейна (J), 71 - Луан Мексиканского залива (J), 72 - Аквитанского бассейна (J_1), 73 - Джорджес-Банк (J), 74 - Балтимор-Каньон (J), 75 - плато Блейк (J), 76 - Арго бассейна Большой Ньюфаундлендской банки (J-T), 77 - Арго Новой Шотландии (J), 78 - Центрально-Европейского (T) и 79 - Харлекин Британского (T) бассейнов, 80 - Тюрингской впадины (T); 81 - Аквитанского (T), 82 - Британского (T_1), 83 - Центрально-Европейского (T) и 84 - Центрально-Европейского (кейпер) (T) бассейнов, 85 - Виллистонской (P_2) и 86 - Мизийской (P_2) впадин, 87 - Центрально-Европейского бассейна (P_2), 88 - Спишско-Германского рудогорья (P_2), 89 - Восточных Альп (P), 90 - Чарлз Виллистонского (C), 91 - Отто-Фиорд Сьердрупского (C), 92 - Мул-Ривер Гудзонского (D) и 93 - Лукас Мичиганского (D_2) бассейнов, 94 - Московской синеклизы (D_2), 95 - Хаббард Западно-Канадского (D), 96 - Статлер Западно-Канадского (D) и 97 - Давидсон Западно-Канадского (D) бассейнов, 98 - Лютсберг, Голд-Лейн Западно-Канадского бассейна (D), 99 - Днепропетровско-Донецкой (D_3^2) и 100 - Днепроовско-Донецкой (D_3^1) впадин, 101 - Северо-Сибирского бассейна (фокинская), 102 - Бори бассейна Эдавейл (D), 103 - Припятской впадины (D_3^1), 104 - Северо-Сибирского бассейна (кызылтууская), 105 - Северо-Сибирского (манту-ровская) и 106 - Чу-Сарысуйского (D_3) бассейнов, 107 - Туьчнского (D_2) и 108 - Салина Мичигано-Предаппалачского (S_2) прогибов, 109 - Фей-Фиорд Канадско-Арктического архипелага (O), 110 - бассейна Маккензи (C).

ческие и структурно-формационные черты и особенности осадочных (в том числе и галогенных) бассейнов.

В соответствии со стадиями орогенического цикла Д. Уилсона /Wilson, 1968/ выделяются следующие режимные обстановки формирования осадочных галогенных бассейнов: для дивергентного типа – кратонная, плитная, рифтогенная и для конвергентного – суб-, обдукционная и дилатентная. По аналогии с ними выделяются и соответствующие им типы осадочных галогенных бассейнов.

Среди дивергентного типа бассейнов различаются платформенные и рифтогенные.

Платформенные бассейны в зависимости от возраста складчатого основания подразделяются на кратонные (режим древних платформ) и плитные (режим молодых платформ). Кратонный режим характеризуется формированием бассейнов в условиях унаследованного прогибания как внутренних, так и периферических частей кратона (соответственно интра- и перикратонные бассейны).

Первые из них представляют собой, как правило, унаследованные или наложенные впадины (или синеклизы), которые отличаются малыми амплитудами и слабой дифференциацией тектонических движений, замедленной скоростью осадконакопления, что в целом не благоприятствует развитию галогенеза.

В противоположность им вторые представляют собой высокоподвижные бассейны, унаследованные преимущественно от более древних рифтовых зон. Они характеризуются большими амплитудами колебательных движений, обуславливающих накопление мощных, в том числе и галогенных осадочных толщ.

В условиях платформенного режима накапливаются в основном неполноразвитые (галитовые) формации, характерные как для интракратонных, так и перикратонных бассейнов, возникших на участках унаследованного прогибания надрифтовых зон. Такие формации залегают в основном среди серо- и пестроцветов (10 формаций) и реже красноцветов (3 формации). Полноразвитые сульфатно-хлоридные (сульфатно-магниевого) и особенно хлоридно-магниевого (карналлитовые) формации приурочены в основном к перикратонным бассейнам. Последние (4 формации) тяготеют преимущественно к прогибам, трассируемым отдельными рифтовыми зонами, а первые (3 формации) к синеклизам, наложенным на участки тройного сочленения рифтовых зон. В перикратонных бассейнах галогенные формации подстилаются в основном сероцветными, а перекрываются красно- и сероцветными комплексами (рис. 1).

В обстановках плитного режима молодых платформ и во внутренних (интраплитных), и в окраинных (периплитных) бассейнах, образующихся в условиях унаследованного прогибания от предыдущего рифтового этапа к настоящему времени, известны лишь неполноразвитые формации (всего 4), которые обычно подстилаются и перекрываются красно- и пестроцветными отложениями.

Рифтогенные бассейны соответствуют геодинамическому режиму, который характеризует начало эволюции литосферной плиты, обусловленное внедрением корово-мантийного диафрагма. В результате преобразования напряжений растяжения формируются бассейны как в собственно рифтовых зонах, так и в надрифтовых депрессиях (наложенных синеклизах).

В зависимости от субстрата (типа континентальной коры), ландшафтно-климатических факторов и характера связи рифтогенных зон с океаном в пределах их возникают структурно-формационные комплексы (СФК), представленные грубообломочными красноцветными, терригенными, угленосными, битуминозными и галогенными формациями с синхронными продуктами щелочного бимодального магматизма. Характерно увеличение мощности комплексов от периферии к рифтам и их осевым частям. Рифтовые СФК во времени могут сменяться плитными СФК, для которых характерны терригенные, карбонатно-тер-

ригенные и реже угленосные и галогенные формации. Процесс рифтогенеза может прерываться на разных стадиях развития, поэтому принято выделять полный и неполный ряды их эволюции. По А.В. Пейве /1980/, полный эволюционный ряд включает континентальную, переходную и океаническую стадии, каждой из которых соответствуют определенные тектоно-генетические типы бассейнов: внутри-, меж- и периконтинентальные /Милановский, 1976/.

Наиболее широкий спектр галогенных формаций характерен для внутриконтинентальных рифтогенных бассейнов, обладающих корой континентального типа. По Р.Н. Валееву /1978/, накопление галогенных формаций возможно на трех основных стадиях рифтогенеза: незначительное на стадии общих опусканий, более интенсивное в стадию дифференцированных опусканий и относительно слабое на стадии становления синеклиз.

Анализ размещения галогенных формаций показывает, что для первой стадии характерен только хлоридно-магниевый (карналлитовый) подтип (4 формации). Формации этого подтипа подстилаются и перекрываются исключительно сероцветными отложениями. Для второй стадии присущи неполноразвитые формации (всего 10), залегающие преимущественно в сероцветных и крайне редко в красноцветных отложениях. Для третьей стадии отмечены формации сульфатного (сульфатно-натриевого) и сульфатно-хлоридного типов. Первые из них (2 формации) подстилаются сероцветами и перекрываются красноцветами, а вторые (2 формации) заключены как в сероцветные, так и в красноцветные комплексы (см. рис. 1, 2).

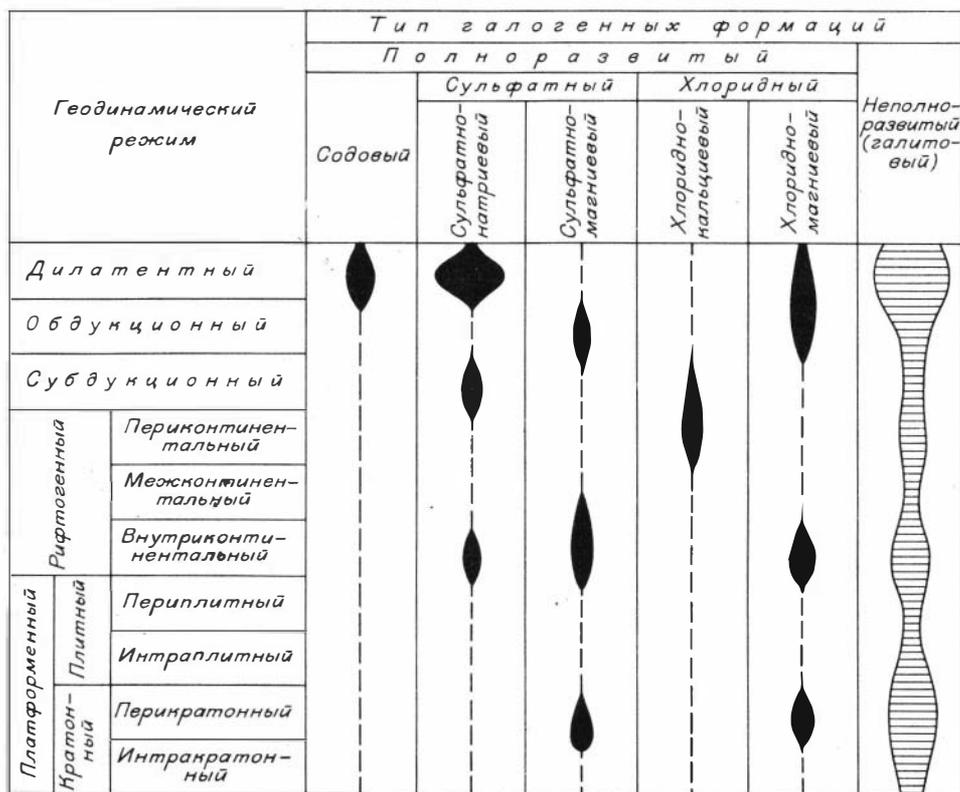


Рис. 2. Режимно-тектоническая систематизация типов галогенных формаций.

В периконтинентальных рифтогенных структурах, обладающих корой океанического (возможно, переходного) типа, со стадией общих опусканий связано накопление большинства известных хлоридно-кальциевых (тахгидритовых) формаций, подстилаемых красноцветными и перекрывааемых сероцветными отложениями (формации Западной Африки и востока Латинской Америки). На стадии дифференцированных опусканий в аналогичных структурах накапливались неполноразвитые (галитовые) формации (5), тип вмещающих отложений которых аналогичен тахгидритовым формациям (см. рис. 1, 2).

Значительно реже галогенные формации встречаются в межконтинентальных рифтогенных структурах (кора, близкая к океанической), в которых известна одна сульфатно-магнезиевая формация, связанная со стадией общего опускания, и одна галитовая, образованная в стадию дифференцированных опусканий. Обе формации залегают среди сероцветных комплексов (см. рис. 1).

Конвергентный тип бассейнов определяется процессами, происходящими при столкновении литосферных плит с их последующим разрушением, что на земной поверхности выражается в виде системы: глубоководный желоб – островная дуга или глубоководный желоб – кордильера (если надвигаемая плита континентальная). Поддвигание океанической коры и ее погружение в мантию (субдукция) или столкновение двух плит (обдукция) с последующим горообразованием предопределяют развитие континентальных плит и эволюцию их осадочных бассейнов на всей площади, контролируемой деструктивными границами.

Субдукционные бассейны в силу чрезвычайно активных тектонических процессов на деструктивных границах литосферных плит встречаются весьма редко. В зависимости от характера континентальной окраины выделяются два типа бассейнов. Первый связан с процессами субдукции в результате столкновения пассивной окраины континента с островной дугой. В этом случае формируются бассейны с осадочным выполнением преимущественно континентального типа, несущим полноразвитые сульфатно-натриевые формации (1) в сероцветных отложениях и хлоридно-кальциевые (тахгидритовые) формации (1) в пестро- и красноцветных отложениях. Второй тип возникает при столкновении активной окраины континента с островной дугой. Отмечается пульсационный характер напряжений, сопровождаемых наземным вулканизмом известково-щелочного ряда. Преобладает накопление неполноразвитых галогенных формаций (2), подстилаемых и перекрывааемых сероцветными отложениями (см. рис. 1).

Обдукционные бассейны возникают при столкновении континентов с различными континентальными окраинами, в результате чего ороген активной окраины выдавливается на пассивную окраину. Последняя на значительном расстоянии представлена аллохтонными комплексами и вовлечена в процесс шарьирования. Континентальное осадкообразование обычно идет в предгорных прогибах, сформировавшихся в период столкновения континентов. Отложения обдукционного СФК обычно полностью или частично подстилаются образованиями рифтового СФК. На начальном этапе накопление осадков обусловлено прогибанием форланда континента при вступлении его в зону субдукции после закрытия платформенного бассейна. Для этого этапа характерны неполноразвитые формации (3), контролируемые сероцветными отложениями. Конечный этап отличается накоплением осадков в условиях изостатического выравнивания растущей массы поднятого надвигового пояса форланда /Митчел, Гарсон, 1984/. Этот этап фиксирует полноразвитые формации сульфатно-магнезиевого (2) и хлоридно-магнезиевого (2) типов. Первые подстилаются пестроцветными и перекрываются сероцветными, а вторые контролируются только сероцветными отложениями (см. рис. 1).

Дилатентные бассейны тяготеют к краевым частям регионов, длительное время развивавшихся в платформенном режиме и представляющих собой об-

ласти столкновения континентальной окраины с микроконтинентами или блоками мегаплат. Отличительная черта – сводово-глыбовый стиль тектонических деформаций, длительный и постоянный во времени процесс сдвигания плит с напряжением сжатия во фронтальной части пассивной плиты и последующей его разрядкой в условиях дилатенсий (компенсационное растяжение) с образованием структур компенсационного растяжения (межгорные впадины и прогибы, по В.Е. Хайну). В зависимости от расположения осадочных дилатентных бассейнов по отношению к островодужным системам выделяются два типа бассейнов /Митчел, Гарсон, 1984/.

Первый тип бассейнов располагается на континентальной окраине тыловодужных надвиговых поясов, где земная кора опускается перед фронтом надвигов. Здесь в условиях регионального сжатия, преобладания сводово-глыбовых дислокаций формируются изометричные депрессии типа эрозионно-тектонических котловин. Главным источником осадочного материала являются воздымающиеся области тыловодужного пояса. Характерно развитие континентальных формаций весьма широкого спектра. Вулканическая и интрузивная деятельность подавлена.

Среди галогенных формаций доминируют неполноразвитые (14). Обычно они залегают среди серо- и красноцветов или перекрываются пестроцветными и подстилаются красноцветными отложениями.

Дилатентные бассейны второго типа формируются на континентальной стороне магматических дуг. Характерна интенсивная разломная тектоника преимущественно сдвигового типа, обусловившая широкое развитие в условиях компенсационного растяжения грабеновых структур. Накопление осадков происходит как во время столкновения плит, так и в результате изостатического выравнивания литосферы, блокового расчленения и формирования наложенных структур. В формационном отношении преобладают континентальные молассы. Вулканизм развит довольно широко и представлен базальт-риолитовой, бимодальной и щелочно-базальтоидной сериями.

Для дилатентных бассейнов характерно широкое распространение сульфатных (сульфатно-натриевых – 13), реже содовых (5) формаций континентального генезиса, а также хлоридно-магниевого (карналлитовых – 3). Примечательно, что последние залегают исключительно среди красноцветов, содовые – среди сероцветов, а сульфитные – как в сероцветных, так и в красноцветных комплексах (см. рис. 1, 2).

Из приведенных данных следует, что наибольшей продуктивностью (по количеству формаций) и полнотой развития (по многообразию типов) отличаются кратонные (перикратонные), внутриконтинентальные рифтогенные и дилатентные бассейны (см. рис. 2). Характерно, что именно на эти типы бассейнов приходится максимальная приуроченность как полноразвитых, так и неполноразвитых галогенных формаций. Это значит, что только на фоне общего усиления галогенеза в бассейнах, благоприятных для соленакопления, возрастает и вероятность достижения ими своих конечных (высших) стадий с накоплением и сохранением тех или иных полноразвитых галогенных формаций.

Вместе с этим режимно-тектонические факторы не только предопределяют геолого-структурные особенности и предпосылки формирования структур, благоприятных для соленакопления, но и оказывают существенное влияние на эволюцию палеогеографических обстановок и климатическую зональность (положение аридных и семиаридных областей). При этом влияние геолого-структурных и палеогеографических факторов на развитие континентального галогенеза проявляется в большей степени, чем на морской галогенез, поскольку они в своей совокупности предопределяют не только сам процесс галогенной седиментации, но и обстановки, и условия формирования и поступления в солеродные

бассейны континентальных вод и рассолов того или иного гидрохимического типа, т.е. палеогидрохимические предпосылки галогенеза /Баталин, Станкевич, 1977; Станкевич, Баталин, 1978/.

Поэтому общая эволюция галогенеза в истории Земли тесно связана с этапною становления земной коры и развитием ее структур, а также изменением ландшафтно-климатических обстановок и палеогидрохимических условий (эволюцией рельефа, климата и химического состава гидросферы).

В общем плане эпохам массового соленакопления, как правило, предшествовали периоды низкого стояния уровня Мирового океана, причем в эпохи наиболее выравненного рельефа и однородности ландшафтно-климатических обстановок интенсивность и полнота (многотипность) развития галогенеза уменьшались и, наоборот, усиливались в эпохи усложнения рельефа и климатических условий.

Как известно, галогенез проявлялся на протяжении всей фанерозойской истории Земли, причем, по данным М.К. Калинко /1973/, наибольшая интенсивность его приходилась на кембрийскую, пермско-триасовую, юрскую и неоген-четвертичную эпохи (рис. 3).

В настоящее время во всем мире известно свыше 100 галогенных формаций /Жарков и др., 1981/, из которых около 60 относятся к неполноразви-

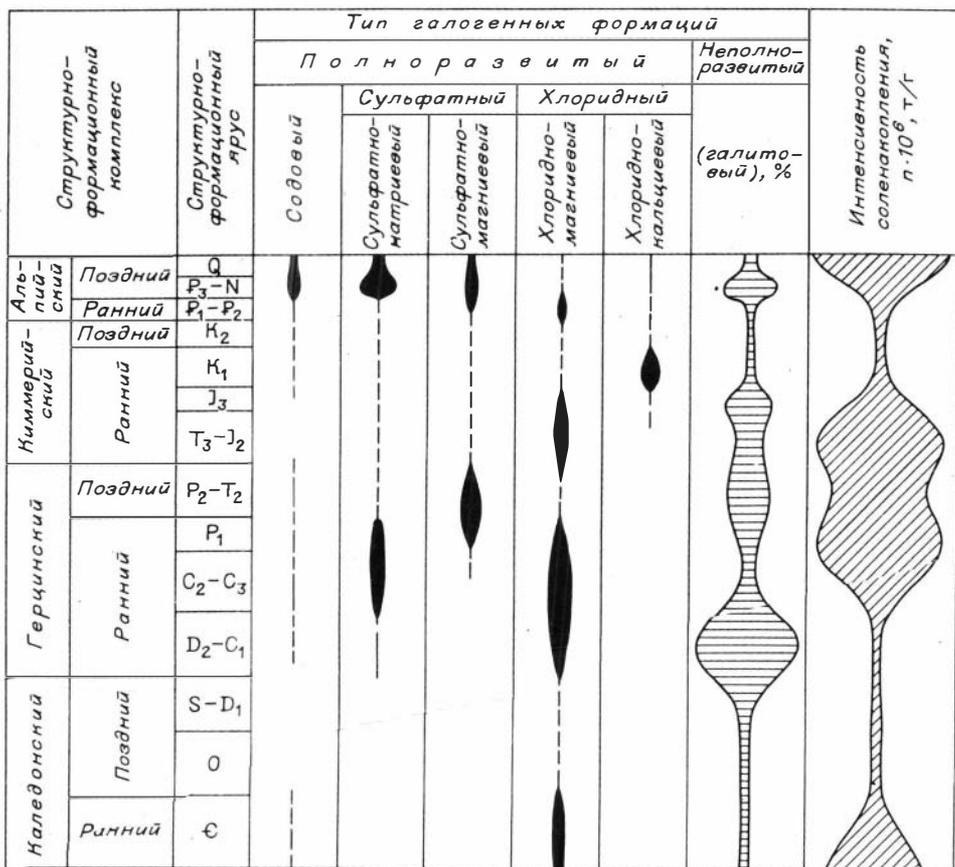


Рис. 3. Структурно-формационная систематизация типов галогенных формаций.

тым и 45 являются полноразвитыми (см. табл. 2), в том числе: хлоридных – 16 (13 – карналлитовых и 3 – тахгидритовых), сульфатно-хлоридных (сульфатно-магниевых) – 8, сульфатных (сульфатно-натриевых) – 16 и содовых – 5. Это свидетельствует прежде всего о гидрохимическом многообразии древнего галогенеза и о соответствии его основных типов гидрохимическим типам современного галогенеза, установленным М.Г. Валяшко /1962/ и Н.М. Страховым /1962/. По представлениям многих исследователей /Валяшко, 1962; Страхов, 1962; Баталин, Станкевич, 1977; Баталин, Станкевич, 1981/ на ранних этапах истории Земли поверхностные воды (в том числе и древних морей) могли быть сначала кислыми, а затем или хлоридными (содержащими хлористый кальций), или содовыми (с карбонатами натрия). Позднее, в связи с появлением свободного кислорода и с развитием органического (особенно растительного) мира, в составе континентальных, а затем и океанических вод появились сульфаты, и, по крайней мере, с позднего протерозоя – раннего палеозоя основные гидрохимические типы вод гидросферы стали близки к современным.

Это подтверждается и геологическим распространением галогенных формаций. Так, неполноразвитые формации, сложенные соляными породами средних (каменная соль) и ранних (гипс-ангидритовые породы, доломиты, известняки) стадий развития галогенеза известны во всех структурно-формационных ярусах, начиная с раннекаледонских (см. рис. 3). Наибольшее количество таких формаций (по их количеству, а не объему накопившихся солей) приходится на раннегерцинские (D_2-C_1), позднегерцинские (P_2-T_2), раннекиммерийские (T_3-J_2) и позднеальпийские (P_3-N) структурно-формационные ярусы. Это объясняется, во-первых, доминированием в истории Земли ранних и средних стадий галогенеза, развивавшихся практически во всех режимно-тектонических обстановках (геодинамических) и во всех структурных типах бассейнов галогенной седиментации (см. рис. 1, 2), а во-вторых, преобладанием хлористого натрия как превалирующего компонента химсостава вод в гидросфере на протяжении всего фанерозоя. Характерно, что неполноразвитые (галитовые) формации размещаются, как правило, в крупных впадинах и прогибах, сформировавшихся во внутренних или окраинных зонах платформенного, рифтогенного и дилатентного режимов. Они залегают среди сероцветных (27 формаций) и красноцветных (9 формаций) комплексов; часть формаций подстилается красноцветами и перекрывается сероцветами, а пять формаций, наоборот, подстилается сероцветами и перекрыты красноцветами. Это значит, что неполноразвитые формации накапливались как в обстановках смены морского осадконакопления на континентальный, так и, наоборот, при переходе континентального седиментогенеза к морскому.

Полноразвитые галогенные формации, составными частями которых являются характерные соляные и соленосные породы, соответствующие высшим (конечным) стадиям развития галогенеза, приурочены главным образом к герцинским и альпийским, реже каледонским и киммерийским структурно-формационным комплексам (см. рис. 3).

Первыми в фанерозойской истории появились хлоридные (карналлитовые) формации, известные с раннего кембрия (нижне-среднекембрийская Сибирской платформы) и прослеживающиеся до эоцена-олигоцена (Рейнский грабен). Максимум их приходился на раннегерцинские структурно-формационные ярусы (D_3-P_1), с которыми связаны галогенные формации европейской части СССР (франские Припятского и Днепровско-Донецкого авлакогенов, а также кунгурские Соликамской и Верхнепечорской впадин). Они могли образовываться как

за счет типично хлоридных (хлоркальциевых) вод, особенно в кембрии, так и за счет типично морских (сульфатно-хлоридных) вод в более поздние эпохи. Эти формации возникали в основном в обстановках платформенного, рифтогенного, обдукционного и дилатентного режимов (см. рис. 1, 2), размещаясь главным образом в интракратонных и предгорных впадинах. Как правило, хлоридно-магниево-карналлитовые (карналлитовые) формации залегают среди сероцветных комплексов пород.

Сульфатно-хлоридные (сульфатно-магниево-карналлитовые) формации, относимые большинством исследователей к типично морским, стали возникать с ранней перми (ассельско-сакмарская формация Днепровско-Донецкого авлакогена) и затем четко проявились в кайнозойскую эпоху (нижнетортонская Предкарпатского прогиба) вплоть до современной (четвертичная Данакильская впадины).

Формации этого типа приурочены в основном к областям платформенного и рифтогенного, реже обдукционного режимов становления земной коры. Они размещаются в крупных краевых прогибах, перикратонных синеклизах платформ и впадинах орогенных областей, осадконакопление в которых происходило на фоне смены морского режима на континентальный, а иногда наоборот. Такие формации залегают среди сероцветных (9 формаций), реже красноцветных (3 формации) комплексов. В рифтогенных структурах сульфатно-хлоридные формации находятся исключительно среди красноцветных толщ (см. рис. 1).

Сульфатные (сульфатно-натриевые) формации стали возникать раньше сульфатно-хлоридных (сульфатно-магниево-карналлитовых) и известны с каменноугольного периода (формация Гаутреу бассейна Маритайм), т.е. тогда, когда условия для обогащения вод сульфат-ионом были наиболее благоприятны в связи с расцветом растительного мира. В пределах СССР такие формации появились с ранней перми (нижнепермская Чу-Сарысуйской впадины), наиболее развились они в кайнозое – неогеновые формации дилатентных впадин Тянь-Шаня, четвертичные формации Арало-Прикаспия, залива Кара-Богаз-Гол и др. Большинство исследователей относит эти формации к типично континентальным, что подтверждается преимущественным залеганием их в красноцветных комплексах, сформировавшихся в обстановках активного (дилатентного, рифтогенного, субдукционного) тектонического режима.

Типично континентальные хлоридные (хлоркальциевые) и содовые формации встречаются значительно реже. Тахгидритовые формации выявлены в меловых комплексах Западной Африки (формации бассейнов Конго, Габона и Кванза), восточного побережья Латинской Америки (формация Мурибека впадины Сержипи-Алагоас) и Юго-Восточной Азии (формация Маха-Сарахам бассейна Кхорат). Характерно, что все тахгидритовые формации подстилаются красноцветами и перекрываются сероцветами, размещаются в окраинных впадинах и депрессиях, возникших в обстановках рифтогенного или субдукционного режима (см. рис. 1).

Формации содового типа и содоносные отложения наиболее широко представлены в альпийских СФК (палеогеновые формации дилатентных впадин Грин-Ривер, Пайсинес-Крик, Уинта в Скалистых горах, неогеновая формация Турции, а также четвертичных озерных бассейнов Северной и Южной Америки, Восточной Африки и других регионов). Имеются данные о меловых содоносных отложениях рифтовых зон Юннони (Китай) и неогеновых в Боснии (Югославия). Однако первые следы содоносных отложений фиксируются с кембрия (бассейн Оффисер в Южной Австралии).

На территории СССР содоносные образования проблематичного генезиса и возраста установлены в щелочных комплексах Кольского полуострова, а также в лимногенных отложениях уфимского яруса в Пермском Приуралье и татарского яруса в Притиманье. Давсонитоносные отложения преимущественно седи-

ментационно-диагенетического происхождения выявлены в Припятском авлакогене (C_1), в Кузнецкой котловине (P_1), в Предкавказье (J_1-K), в Закарпатском прогибе (N) и других местах.

Наиболее изученные содоносные отложения формации Грин-Ривер залегают в сероцветных карбонатно-битуминозных, иногда туфогенных комплексах, которые формировались в депрессиях Скалистых гор в условиях дилатентного режима (см. рис. 1).

Таким образом, наибольшее количество их приурочено к герцинским, раннекиммерийским и альпийским СФК, а наибольшую полноту (многотипность) галогенеза обеспечивали в основном активные тектонические режимы (особенно рифтогенный и дилатентный), а меньшую – платформенный (за исключением зон повышенной тектонической мобильности, к которым приурочены перикратонные структуры).

Вместе с этим приведенный анализ по вещественной типизации галогенных отложений и по их структурно-формационной и режимно-тектонической приуроченности позволяет наметить единый вещественно-геодинамический ряд галогенных отложений, который увязывает в единую эволюционно-геологическую и материально-вещественную систему все галогенные образования: вода и рассол \rightleftharpoons соляной минерал \rightleftharpoons соленосная порода \rightleftharpoons галогенная формация \rightleftharpoons галогенсодержащий структурно-формационный комплекс \rightleftharpoons вещественно-геодинамический тип.

Выявленный закономерный ряд полностью соответствует диалектически-материалистическому положению, выдвинутому академиком Б.М. Кедровым: "... существуют свои наиболее простые, элементарные формы изучаемого предмета, которые в силу своего абстрактного характера выступают как своего рода "клеточки" этого предмета. Если такая "клеточка" найдена, то уже можно ставить задачу раскрыть, как из нее в ходе последующего движения самого изучаемого предмета (и соответственно тех понятий, в которых этот предмет отображается) возникают более сложные его формы... Для того, чтобы объяснить и понять, а значит изучить, исследовать объекты природы, стоящие на различных уровнях сложности и развития, необходимо отыскать то, что лежит в их основе" /Кедров, 1979, с. 232/. В соответствии с этим положением для каждого элемента выявленного ряда выделяются свои элементарные вещественные и структурные "клеточки", объединяемые вполне конкретными генетическими и пространственными (физико-химическими, геохимическими, минералогическими, литолого-фациальными, структурно-тектоническими) взаимоотношениями (сопроисхождением – парагенез и сонахождением – парагенез): ион \rightleftharpoons водорастворимая соль \rightleftharpoons соляной минерал \rightleftharpoons соленосная порода \rightleftharpoons галогенная формация \rightleftharpoons структурно-формационный комплекс, полностью отражающими хемогенно-осадочную суть галогенеза как одного из наиболее полновыраженного процесса аридного литогенеза на всех уровнях и стадиях его развития.

Литература

- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Парагенезисы соляных минералов и гидрохимические типы галогенеза // Изв. АН СССР. Серия геол. – 1975. – № 8. – С. 88-94.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Континентальные соленосные отложения и условия их формирования // Проблемы соленакопления. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 34-48.

- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 31-37.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф., Чайкин В.Г. Литолого-геохимические типы галогенных отложений // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. - С. 5-6.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Эволюция континентального галогенеза // Тезисы 27-й сессии МГК. - М.: Наука, 1984. - С. 15-16.
- Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. - М.: Недра, 1978. - 125 с.
- Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений солей. - М.: Изд-во МГУ, 1962. - 397 с.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 3-22.
- Калинко М.К. Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. - М.: Недра, 1973. - 173 с.
- Кедров Б.М. О закономерностях развития естествознания // Разум побеждает. - М.: Политиздат, 1979. - С. 330-346.
- Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. - М.: Недра, 1973. - 299 с.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. - М.: Недра, 1976. - 279 с.
- Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. - М.: Мир, 1984. - 496 с.
- Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). - М.: Наука, 1980. - 221 с.
- Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. Гидрохимические условия литогенеза и осадочного рудообразования // Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. - Киев: Наук. думка, 1978. - С. 185-193.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Т. III. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 550 с.
- Тихвинский И.Н. Галогенные формации, их системы и системы бассейнов галогенной седиментации // Общие проблемы галогенеза. - М.: Наука, 1985. - С. 24-35.
- Wilson J.T. Static or mobile earth: The current scientific revolution // Proc. Am. Phil. Soc. - 1968. - V. 112. - P. 309-320.

В.Л. Штейнгольц, Ю.В. Баталин

ПАРАГЕНЕЗ ДОМАНИКОИДОВ И ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ

Многие исследователи (М.А. Жарков, В. Вулнаф, Р. Петерсон, Р. Хайт и др.) в последние годы приходят к выводу о закономерном характере связей эвапоритов и толщ, обогащенных органическим веществом (ОВ), получивших наименование доманикоидных отложений /Вассоевич, 1982/. Анализ взаимо-

связей галогенных образований и доманикоидов, проведенный по различным осадочным бассейнам, позволил нам выделить три основных типа галогенно-доманикоидных ассоциаций или парагенезов /Штейнгольц и др., 1985/. Различаясь характером пространственно-временных взаимоотношений, парагенетические ассоциации, кроме того, отличаются составом слагающих их галогенных пород. Согласно разработанной нами ранее классификации галогенных толщ (формаций), они могут быть разделены на две большие группы – неполноразвитые формации и полноразвитые /Баталин, Станкевич, 1981; Баталин и др., 1983/. Неполноразвитые эвапоритовые толщи, отражая незавершенность классического цикла галогенеза, сложены гипс-ангидритовыми и галитовыми породами. По минерагенической специализации соленосных отложений они относятся к галитовому типу. Неполноразвитые галогенные формации наиболее распространены среди эвапоритовых отложений мира и многие из них формируют с доманикоидными толщами парагенетические ассоциации. Анализ особенностей их строения показывает, что наиболее характерный вид связи неполноразвитых формаций и доманикоидных толщ – парагенез I типа.

Первый тип (I) характеризуется латеральным рядом взаимоотношений эвапоритов и доманикоидных отложений. Основой выделения данного типа парагенеза послужили исследования М.А. Жаркова /1971/, посвященные связи солеродных и промежуточных бассейнов. В палеогеографическом плане пространственное взаимоотношение литолого-стратиграфических комплексов, объединенных в парагенную ассоциацию, выражается последовательной сменой отложений прибрежной области шельфа с повышенной соленостью осадками более глубоких частей бассейна доманикового облика; между этими областями располагается зона барьеров, выраженная либо рифовыми образованиями, либо структурными порогами. Намечается также барьерная зона из системы островов между областью накопления битуминозных карбонатно-глинистых осадков и открытым морем нормальной солености.

Характерные примеры парагенетических взаимоотношений I типа приведены в ряде работ /Жарков, Бахтуров, 1983; Бахтуров, 1985/. Кроме районов Восточной Сибири, где рассматриваемая парагенетическая ассоциация названными авторами показана отчетливо и на которой мы остановимся ниже, парагенез I типа может быть прослежен во многих других регионах. Например, он выявляется при анализе взаимоотношений Морсовского солеродного бассейна Восточно-Европейской платформы со смежными бассейнами. Солеродный бассейн занимал тогда обширную территорию центральной части платформы, простираясь отдельными заливами далеко на запад. Восточнее, отделяясь от солеродного бассейна крупными сводовыми поднятиями, где осадкообразование на отдельных участках не происходило, располагается область промежуточного, по М.А. Жаркову, бассейна, которая характеризуется в ряде районов, представляющих собой депрессионные зоны морского дна, периодическим отложением толщ доманикоидного типа (Радаевская и Верхнекамская впадины, территория северного борта Прикаспийской синеклизы, Доно-Медведицкая впадина).

Подобный парагенез можно проследить в верхнедевонской карбонатной толще Восточно-Европейской платформы. В пределах Волго-Уральской области он включает доманикоидные образования саргаевского, семилукского (т.е. собственно доманикового) и мендымского горизонтов среднего франа, а также известен в верхнефранской и фаменской частях разреза. Обращает на себя внимание, что в смежных областях эвапориты известны на самом низком уровне, соответствующем также саргаевскому горизонту. Установлены они в пределах Московской синеклизы, Верхнекамской впадины и в Пермском Приуралье, где встречаются и в семилукских, и мендымских отложениях. Здесь эвапоритовые бассейны, включающие гипсы и ангидриты, отделены от районов распростране-

ния доманикоидных толщ зонами развития рифогенных образований, окаймляющих Камско-Кинельскую систему некомпенсированных прогибов. Аналогичное взаимоотношение сульфатоносных и доманикоидных отложений намечается и для верхнефранско-фаменских образований.

Другим достаточно ярким примером парагенеза латерального типа является седиментационный бассейн раннеказанского времени Волго-Уральской области. Так, если провести субширотный профиль от Урала через Бузулукскую впадину в район Жигулевского свода (рис. 1), то отмечается следующая зональность: низменная аккумулятивная суша в прибрежной части моря переходит в засоленную лагуну, где наряду с гипсами и ангидритами отлагались соленосные образования, которые далее к западу переходят в фации доманикового облика некомпенсированной Бузулукской впадины. Западнее, в мелководной части шельфа, накапливались осадки засоленной части моря, где они представлены оолитами, известково-доломитовыми породами с гипсом. Следует отметить, что зона доманикового осадконакопления отделена от засоленных прибрежных районов фацией прибрежных рифов.

Примеры парагенетических связей эвапоритов галитового типа и доманикоидов, относимые также к I типу, можно привести и по другим крупным регионам. Они характерны также для девона Западно-Канадского бассейна. Так, соленосная формация Давидсон, сложенная в основном каменной солью на юге бассейна (Саскачеван), сменяется к северу доломит-ангидритовыми породами, которые комплексом банок и рифов Суон-Хиллс отделяются от области распространения битуминозных фаций формации Уотервейс. Аналогичные взаимоотношения прослеживаются при анализе строения эвапоритовых толщ галитового типа вышележащей группы Вудбэнд и ее аналогов, а также намечаются в отношении формации Статлер, весьма показательные литолого-фациальные схемы которых приведены в ряде работ /Фуллер, Портер, 1972; Жарков, 1973/.

Таким образом, парагенез I типа, где эвапориты представлены гипс-ангидритами и галитовыми образованиями, формируется в двух смежных фациальных зонах: в прибрежной засоленной части шельфа и в открытой глубокой части моря; разделены эти зоны рифовым барьером или островами.

Подобная система взаимосвязанных водных бассейнов, располагающихся в аридной обстановке, характеризуется условиями компенсационной циркуляции вод антиэстуариевого типа. При этом поверхностные воды открытой части втекают в бассейн повышенной солености, а глубинные сильно минерализованные последнего выталкиваются из него и перетекают в более глубоководную часть системы. В то время как засоленный бассейн, питаемый поверхностными теплыми водами, несущими, как правило, мало питательных веществ, в целом малоблагоприятен для развития органической жизни и накопления сапропелевой

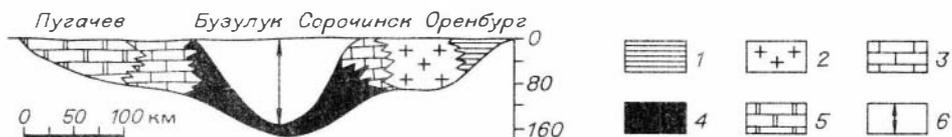


Рис. 1. Схема строения нижнеказанских отложений на юге Волго-Уральской области (по В.И. Игнатьеву).

1-5 - фации: 1 - аккумулятивной равнины: аллювиально-делювиальные и озерные отложения; 2 - гипсоносные и соленосные морские; 3 - морские, зона преимущественно барьерных рифов; 4 - морские Бузулукской впадины, битуминозные глины и мергели; 5 - западной мелководной осолоненной части моря; 6 - предполагаемая глубина моря в Бузулукской впадине.

бигериновые мергели", сложенный битуминозными мергелями, перекрыты толщей известняков, доломитов и ангидритов формации Асмари. Выше нее залегает галогенная формация Нижний Фарс, основной объем которой занимают ангидриты и каменная соль (см. рис. 2).

Характерный для II типа парагенеза разрез присущ и Центрально-Иранскому прогибу, где олигоцен-нижнемиоценовая формация Кум, включающая рифогенные битуминозные известняки и мергели, а также ангидриты (в верхней половине разреза), перекрывается верхней красноцветной формацией, представленной в нижней части гипсами, солью, ангидритами, глинами и песками. Однако наиболее характерным для парагенетической ассоциации II типа является связь доманикоидов с галогенными полноразвитыми формациями. Полноразвитые галогенные образования по их гидрохимическому типу и наличию характерных компонентов разделяются на три основных типа: сульфатный, хлоридный и содовый, в каждом из которых присутствуют как характерные, так и полухарактерные компоненты /Баталин и др., 1983/. В зависимости от их наличия и соотношений отдельные типы галогенных образований могут быть подразделены на подтипы, отражающие гидрохимическую природу и физико-химическую специфику галогенеза, а также полноту или стадийность его развития, определяющих их минерагеническую специализацию.

Галогенные образования сульфатного типа объединяют сульфатно-магний-вый и сульфатно-натриевый подтипы. Для сульфатно-магниевого подтипа характерны минеральные ассоциации, включающие сульфаты магния - кизерит и каинит, присутствующие наряду с каменной солью, сильвинитом, карналлитом, реже бишофитом. Минеральный состав этих отложений в той или иной мере соответствует составу морских вод. Типичным примером взаимосвязи галогенных образований сульфатно-магниевого типа и доманикоидных толщ, образующих парагенетическую ассоциацию II типа, является разрез пермских отложений Прикаспийской впадины. Соленосные отложения кунгурского яруса, включающие наряду с галитом и ангидритом пласты полигалитовых пород, сильвинита, карналлита, бишофита, каинита и кизерита, вниз по разрезу сменяются зоной развития ангидрита, известняков и доломитов артинского яруса, которые за бортовыми уступами, т.е. в области максимального развития галогенеза, переходят в отложения депрессионного типа, содержащие до 6,5-8,7% ОВ (см. рис. 2). Аналогичные взаимоотношения толщ, обогащенных ОВ, с эвапоритами сульфатно-магниевого подтипа присущи пермским отложениям юга Мидсон-Тинейта, США (Западно-Техасский осадочный бассейн). В основании пермских отложений залегает серия Вулфкемп, представленная на юге бассейна, в районе впадин Мидленд и Делавер, терригенными породами, среди которых развиты сланцы, обогащенные ОВ. Вышележащая серия Леонард, сложенная на севере бассейна эвапоритовыми образованиями (ангидриты и каменная соль), на юге сменяется в значительной степени битуминозными глинами, характерными для вышеназванных впадин, и черными известняками, развитыми в пределах разделяющего их свода Централ-Бассейн. Перекрывающие отложения, выделенные в серию Гваделупа, имеют аналогичное строение в нижней части и представлены во впадине Делавер темными битуминозными известняками и песчаниками свиты Делавер Маунтин. В верхней части серии преимущественно развиты эвапориты, и лишь в Делаверской впадине накапливались глубоководные отложения, обогащенные ОВ. Именно к этой территории и примыкающим районам приурочены эвапоритовые отложения вышележащей серии Очоа, включающей наряду с другими кизеритовые и каинитовые породы.

Широким развитием каинит-кизеритовых образований характеризуется и вортыщенская свита Предкарпатского прогиба, где эвапоритовые отложения распространены в его внутренней зоне. Соленосные отложения, включая нижне-

воротыщенскую терригенную и засоленную части разреза, подстилаются песчано-глинистыми породами поляницкой свиты. Частично загипсованная и засоленная верхняя часть поляницкой свиты вниз по разрезу переходит в фации менилитового облика, включая темно-серые до черных битуминозные аргиллиты /Геологическое строение..., 1971/. Последние слагают основную часть разреза подстилающей менилитовой свиты.

К сожалению, мы не располагаем данными по битуминозности пород, подстилающих мессинскую галогенную формацию Средиземноморья. Однако, судя по их описанию, на прилегающей части Западной Европы, где они представлены темноцветными мергелями аквитан-тортонского возраста /Бижю-Диеваль и др., 1979/, не исключено, что и в этом случае характерен парагенез II типа. Все вышеописанные парагенетические галогенно-доманикоидные ассоциации имеют моноциклическое строение.

Несколько сложнее взаимоотношения доманикоидов и эвапоритов в цехштейне Центрально-Европейского бассейна, галогенные отложения которого также относятся к сульфатно-магниевому подтипу. В сводном разрезе цехштейна выделяются два уровня развития битуминозных пород, расположенных в основании серии Верра - медистые сланцы (пласт T1) и участками цехштейновый известняк (Ca1) и серии Стасфурт (пласт Ca2st - "воночий сланец"). Разделяются и перекрываются битуминозные пласты галогенными образованиями, тем самым определяется полицикличность парагенеза II типа. Однако детальный анализ взаимоотношений эвапоритов и доманикоидов показывает, что для отдельных впадин, по-видимому, составляющих систему бассейнов одного возраста (а не единый бассейн), более характерен моноциклический характер парагенеза. Так, во впадинах Верра-Фульда, Нижне-Рейнской, Польско- и Центрально-Литовской выявляется один уровень развития битуминозных пород, характерный для основания серии Верра. В Везерской впадине доманикоидный член парагенетической ассоциации располагается только в основании серии Стасфурт. Двухцикличность парагенеза намечается лишь в Тюрингской, Северо-Германской, Северо-Восточно-Германской и Альтмарской впадинах. Но следует отметить, что три последние впадины изучены относительно слабо, а в Тюрингской - основная зона развития "воночих сланцев" занимает лишь ее северо-восточную часть, характеризующуюся отсутствием соли в сериях Верра и Стасфурт. В области же распространения галогенных образований прослеживается лишь один уровень битуминозных пород - медистые сланцы и цехштейновый известняк серии Верра.

В целом же из 25 галогенных формаций сульфатного типа восемь относятся к сульфатно-магниевому подтипу, из которых для пяти выявляется парагенез II типа с доманикоидами, имеющий преимущественно моноциклический характер.

Близкий характер строения парагенетической связи с доманикоидами имеет соленосная свита Гаутреу (карбон) бассейна Маритайм. Каменная соль свиты Гаутреу, приуроченной к верхней части формации Альберт, развита во впадине Монктон и залегает в виде крупных линз. Особенностью соленосной толщи является наличие глауберита, распространенного как в самой каменной соли, так и в переслаивающихся с ней пластах ангидрита и голубовато-серых глинистых сланцах. Присутствие глауберита в качестве характерного минерала позволяет галогенные образования свиты Гаутреу относить к полноразвитым сульфатно-натриевого подтипа. Подсолевая часть формации Альберт сложена большей частью терригенными породами, среди которых значительный объем занимают их битуминозные разности (алевролиты, глины, глинистые и известковистые сланцы). Перекрыта свита Гаутреу красноцветами группы Монктон. Аналогичный характер парагенеза II типа присущ пермским отложе-

ниям Чу–Сарысуйской впадины, галогенная толща которых относится также к сульфатно–натриевому подтипу. Соленосные отложения на отдельных участках бассейна, соответствующих цепи озерных водоемов, подстилаются терригенными сероцветными породами, отличающимися повышенной битуминозностью /Бакиров, 1977/.

Таким образом, парагенетические эвапоритово–доманикоидные ассоциации, включающие галогенные образования сульфатного типа, относятся ко II типу и характеризуются, как правило, моноциклическим строением.

Хлоридный тип полноразвитых галогенных образований может быть разделен также на два подтипа: хлоридно–кальциевый и хлоридно–магниевый. Хлоридно–кальциевый подтип встречается довольно редко. К нему относятся меловые соленосные толщи бассейнов Западной Африки, Сержиби–Алагоас и Хорат. Типоопределяющими в этом подтипе галогенных образований являются соляные породы, в минеральных ассоциациях которых имеются хлориды кальция. В двух из трех вышеназванных бассейнов соляные толщи формируют с доманикоидными породами парагенетическую ассоциацию II типа. В первом из них наиболее ярко парагенез прослеживается во впадине Огове (побережье Габона). В основании осадочного чехла здесь залегают отложения свиты Кокочич, сложной озерными образованиями, в том числе и битуминозными сланцами. Средняя и верхняя части аптского яруса представлены соленосными образованиями, непосредственно под которыми залегают черные битуминозные мергели. Такие же битуминозные черные мергели апт–альбского возраста перекрывают эвапоритовую толщу /Гурк, Рейр, 1959/. Характерная парагенетическая связь выявлена в Нижнеконголезской впадине (Конго, Заир, северная часть Анголы), где соленосная толща имеет циклическое строение. Циклы состоят из пластов черных битуминозных глин, которые вверх по разрезу переходят в эвапориты /Высоцкий и др., 1981/.

В бассейне Сержиби–Алагоас породы серии Мурибека с размывом залегают на более древних толщах. Базальная свита Кармополис состоит из конгломератов и песчаников, чередующихся с глинистыми породами, обогащенными ОВ и развитыми наиболее широко в верхней части свиты. Вышележащая свита Ибура в основании сложена мощной пачкой битуминозных глинистых пород, включающих пласт доломитизированных известняков и прослой ангидритов /Нефтегазоносность..., 1985/. Вся вышележащая толща представлена соленосными породами (галит, карналлит, тахгидрит и др.). Верхним членом серии Мурибека является свита Оптериньос, сложенная серыми и темно–серыми глинистыми породами, обогащенными ОВ, а также известняками и алевролитами.

Меловая соленосная формация бассейна Хорат залегают среди красных цветов, которые не содержат образований доманикоидного облика. Однако любопытно, что на контакте базального ангидрита соленосной толщи с подстилающими терригенными породами формации Кхох–Круат повсеместно наблюдается черный, обогащенный ОВ прослой алевролита мощностью около 5 см /Жаркова, 1984/.

Галогенные образования хлоридно–магниевого подтипа, где типопределяющими являются минеральные ассоциации, включающие хлориды калия и магния (при отсутствии сульфатных солей, за исключением гипса и ангидрита), развиты более широко. Из 13 известных толщ этого подтипа 9 формируют с доманикоидами парагенетическую ассоциацию II типа.

Характерным примером рассматриваемого сонахождения является Припятский бассейн, в верхнедевонских отложениях которого выделяется подсолевая карбонатная, нижняя соленосная, межсолевая, верхняя соленосная и надсолевая толщи (см. рис. 2). В под–, меж– и надсолевых отложениях отмечаются породы, обогащенные ОВ. Так, богатые ОВ глины и глинистые известняки наблю-

даются в нижней части воронежского горизонта франа. Верхняя часть горизонта ангидритизирована и выше по разрезу переходит в нижнюю соленосную толщу. Еще более обогащен ОВ межсолевой разрез, до 80% его представлено нефтематеринскими породами доманикового типа /Демидович и др., 1984/. В надсолевых комплексах породы, содержащие высокие качества ОВ, известны довольно широко и представлены доманикоидами, включая горючие сланцы. Характерно, что в самих соленосных толщах присутствуют пласты, обогащенные ОВ.

Типичным парагенезом, имеющим полициклическое строение, характеризуется соленосная формация Парадокс в одноименном бассейне. Формация, имеющая каменноугольный возраст, подстилается породами формации Пинкертон-Трайл, представленными переслаиванием доломитов и черных битуминозных аргиллитов. Собственно формация Парадокс имеет циклическое строение (см. рис. 2). В основании каждого цикла располагается пласт черных битуминозных аргиллитов, выше которых залегают глинистые доломиты с высоким содержанием ОВ, ангидриты и соли (галит и хлоридно-калиевые образования). Всего выделяется до 29 таких циклов. Перекрывается соленосная толща породами формации Хонакер-Трайл, также включающей битуминозные аргиллиты и доломиты. Близкий характер доманикоидно-эвапоритовая ассоциация имеет в бассейне Игл, где соленосные отложения Игл-Велли подстилаются формацией Белден (аналог формации Морген), включающей черные битуминозные аргиллиты. В самой соленосной толще известны пласты серых и черных аргиллитов и сланцев.

Полициклический характер парагенеза II типа присущ и пбзднеэоценово-раннеолигоценовой соленосной толще Рейнского грабена /Иванов, Воронова, 1972/, в основании которой залегают битуминозные сланцы и известняки среднего эоцена, перекрытые толщей мергелей. Выше залегают первая соленосная толща, над которой располагаются озерные мергели, не содержащие соли. В самом конце позднего эоцена - начале олигоцена сформировалась вторая соленосная толща, представленная чередующимися пачками каменной соли, битуминозных мергелей и глин. Перекрыта вторая соленосная пачка битуминозными мергелями с прослоями доломитов. И завершается разрез нижнего олигоцена третьей соленосной толщей, включающей прослой мергелей и пласты хлоридно-калиевых солей (см. рис. 2).

Вышеописанные примеры доманикоидно-эвапоритовых ассоциаций носят явно выраженный полициклический характер. В других случаях полициклическость парагенезов, включающих галогенные образования хлоридно-магниевого типа, распознается с большим трудом и имеет ряд особенностей. Так, рассмотрим особенности строения верхнеюрской парагенетической ассоциации Средней Азии. В качестве базального члена этой ассоциации выделяется толща битуминозных пород карбонатного комплекса (келловой - нижний кимеридж), которая перекрывает терригенные породы нижней - средней юры, где содержание S_{org} достигает 4% и более. Вышележащая гаурдакская соленосная свита кимеридж-титонского возраста в основании содержит ангидритовую толщу, сложенную чередующимися пластами ангидрита, гипса и известняка (местами породы осернены). Верхняя ее часть представлена ангидритами с прослоями битуминозных доломитов и известняков. Перекрыта ангидритовая толща соленосными образованиями, где наряду с каменной солью известны пласты хлоридно-калийных солей. Наряду с имеющимися признаками полициклическости, особенно характерной для нижней части разреза эвапоритовой толщи, собственно соленосные породы обогащены ОВ, придающим часто соли темную окраску /Седлецкий, Деревягин, 1980/. Аналогичные взаимоотношения эвапоритов и доманикоидов характерны для нижнепермских отложений Соликамской и Верхнепечорской вла-

дин. В Соликамской впадине соленосная толща кунгура подстилается артинскими породами саргинского горизонта, в верхней части которого прослеживаются темно-серые до черного мергели и аргиллиты с повышенным содержанием ОВ. В филипповском горизонте, представляющем собой базальную (ангидритовую) часть разреза эвапоритовой формации, также встречаются пласты почти черных битуминозных мергелей и аргиллитов. Характерно, что в вышележащей соленосной части (иреньский горизонт) породы включают заметное количество ОВ. Интересно, что в толще каменной соли обнаружен пласт глинистой породы, содержащей около 5% ОВ /Иванов, Воронова, 1975/.

В парагенетическую ассоциацию II типа входят и галогенные образования формации Прерия-Эвапорайт, где соли хлоридно-калиевого состава известны в Саскачеванском суббассейне. Здесь в основании эвапоритовой толщи залегает формация Виннипегосис, в составе которой широко развиты рифовые массивы. Межрифовые отложения сложены битуминозными глинистыми породами, перекрытыми непосредственно эвапоритами. В центральной части суббассейна, в удалении от рифов, мощности битуминозных пластов возрастают, образуя слоистые битуминозные доломиты. Характерно, что битуминозные прослои протягиваются в районы рифовых построек. Битуминозные карбонатные слои установлены и в нижней части самой эвапоритовой толщи (в нижнем ангидрите) /Клингспор, 1972/.

Кембрийские галогенные отложения Сибирской платформы находятся в довольно сложных взаимоотношениях с доманикоидными. Они образуют с карбонатно-сланцевыми битуминозными формациями парагенетические взаимосвязи I типа /Жарков, Бахтуров, 1982/. Однако характерно, что в области полностью развитого профиля галогенеза (юго-запад платформы) эвапоритовые образования находятся в условиях парагенетической связи II типа с толщами, обогащенными ОВ. Следует отметить, что наличие парагенеза I типа не исключает присутствие в отдельных областях парагенетических взаимоотношений II. Напротив, отдельные члены II типа парагенеза довольно часто, как это будет показано ниже, являются составной частью лагеральной парагенетической ассоциации.

На юго-западе Сибирской платформы галогенный разрез охватывает интервал от усольской свиты нижнего кембрия до низов среднего кембрия, залегающая на сульфатно-карбонатных породах верхней части мотской свиты. В составе подстилающего терригенного комплекса (мотская и ушаковская свиты) известны мощные аргиллитовые пачки с высоким содержанием ОВ ($S_{орг}$ до 3,6%). В низах усольской свиты содержание $S_{орг}$ в терригенных породах и доломитах достигает 1,5–4%, а соленосная пачка нижней части этой свиты представляет собой чередование пластов каменной соли, ангидрита и доломитов, причем последние часто глинистые, битуминозные, издающие на скеле сильный запах сероводорода. Повышенной битуминозностью характеризуются и доломиты осинского горизонта. Обогащенные ОВ породы встречаются и в вышележащих отложениях. Так, для гаженской пачки ангарской свиты, к которой в Непском суббассейне приурочены калийные соли, характерна ангидрит-доломитовая тонкослоистая порода, состоящая из слоев черного битуминозного вещества и коричневых доломитов /Осипов, 1983/. Интересно, что сами соли рассматриваемого района обогащены ОВ /Конторович, Данилова, 1984/.

Таким образом, в отличие от парагенезов, где галогенные образования относятся к сульфатному типу, парагенные ассоциации с хлоридным типом эвапоритов имеют полициклическое строение, что выявляется на самых различных уровнях. В этом случае сами галогенные образования характеризуются довольно высоким содержанием ОВ. По-видимому, выявленные особенности строения

парагенетических ассоциаций обусловлены обстановками их формирования.

Парагенетические ассоциации с моноциклическим строением, включающие галогенные образования сульфатного типа, приурочены к бассейнам, характеризующимся эстуариевой циркуляцией вод. Нижний (доманикоидный) член ассоциации развит в пределах депрессионных зон, где скапливаются высокоосолоненные воды, поступающие из более мелководных частей бассейна, отделенных наиболее часто зонами барьерных рифов и представляющих собой подготовительные суббассейны. Поверхностные воды в районе накопления ОВ имеют обратное направление движения. Отток этих вод в мелководную часть, за зону рифовых построек, обуславливает их последующее осолонение и поступление в депрессионные зоны. Тем самым происходит постепенное осолонение всей водной толщи с последующим сокращением биопродуктивности и развитием процессов галогенеза. Подтверждением вышеизложенного является частое вхождение доманикоидного члена парагенетической ассоциации II типа в парагенезы I.

Так, артинские отложения, выраженные в депрессионных фациях в Прикаспийской синеклизе к северу от бортового уступа, где установлены рифовые постройки, сменяются сульфатно-карбонатными породами. Аналогичные парагенетические взаимоотношения характерны для битуминозных толщ Делаверской впадины Западно-Техасского бассейна, в северной части которого они замещаются на ангидриты, отделяясь от них рифовыми сооружениями Кэпитен. Описанный характер развития седиментационных бассейнов, по-видимому, обуславливает и особенности галогенных образований, которые по составу в той или иной мере соответствуют составу морских вод.

В то же время следует отметить влияние на процесс эвапоритового осадконакопления континентального питания, нередко довольно значительного и отражающегося как в составе эвапоритов, так и в насыщенности их терригенным материалом. Ярким примером этого являются толщи Предкарпатского прогиба, где даже калийные горизонты содержат до 25-30% терригенного вещества. Это сближает их с типично континентальными соляными отложениями, представленными сульфатно-натриевым подтипом галогенных образований. Неслучайно, среди описанных выше галогенных образований сульфатного типа в парагенетических ассоциациях моноциклического строения выявлено наличие сульфатов натрия - глауберита в серии Очоа Западно-Техасского бассейна и особенно формации Гаутреу бассейна Маритайм. В этом случае поступающие морские воды, видимо, проходили более длительный и сложный подготовительный этап, приводивший к возрастанию роли континентальных вод в системе взаимосвязанных седиментационных бассейнов. Для Западно-Техасского бассейна такой подготовительной областью во время Очоа, вероятно, служил бассейн, располагающийся на юго-западе Техаса, где (бассейн р. Рио-Гранде) вскрыты мергели и известняки с прослоями ангидритов, гипсов и каменной соли. Еще юго-западнее, в Мексике, к свите Очоа относится толща серых мергелей /Жарков, 1973/.

Но наиболее значительна роль континентального питания в формировании галогенных образований хлоридного типа, которые, как показано выше, формируют с доманикоидами парагенетическую ассоциацию, имеющую полициклическое строение. Здесь воды континентального стока имеют преимущественное значение, определяя водный баланс бассейна. Бассейн либо характеризуется существенной изоляцией от открытого моря, либо связан с ним периодически возобновляемой циркуляцией антиэстуариевого типа. При таком водообмене осолоненные воды вытекают из седиментационного бассейна, а втекающие поверхностные, т.е. наименее соленые морские воды, преобразуясь под воздействием континентального питания и впоследствии осолоняясь, погружаются на дно. В результате бассейн заполняется водами смешанного генезиса, где континентальные играют ведущую роль. Следует отметить, что в этом случае

влияние континентальных вод более значительно, чем в случае эстуариевой циркуляции, так как смешению подвергаются менее осолоненные морские воды. При этом большое значение имеет система подготовительных бассейнов, определяющих подток вод, в объеме которых значительное место занимают воды континентального происхождения. Антиэстуариевый водообмен подтверждается наличием парагенеза I типа. Такой парагенез характерен для кембрия Сибирской платформы /Жарков, Бахтуров, 1982; Бахтуров, 1985/. Прослеживаемый парагенетический ряд включает тинновскую и куонамскую битуминозные карбонатно-сланцевые формации, являющиеся возрастными аналогами соответственно верхней карбонатно-сульфатной части мотской и соленосной ангарской свит. Аналогичный характер парагенетических взаимоотношений присущ формации Прерия-Эвапорит Западно-Канадского бассейна, где эвапоритовые отложения, развитые в штатах Саскачеван и Альберта, отделяются на крайнем северо-западе последнего от области открытого моря барьерными рифами /Клингспор, 1972/. Характерно, что Саскачеванский суббассейн – последний в системе взаимосвязанных бассейнов. Суббассейны, расположенные в центральной и северной частях штата Альберта, в этом случае являются подготовительными. Вероятно, подготовительный для Припятского солеродного бассейна и бассейн, расположенный в пределах Днепровского грабена, затрудненная связь с которым осуществлялась как во франкий, так и в фаменский века /Китык, Галабуда, 1981/. Такие фациальные переходы можно проследить и для кугитангской свиты (келловой – нижний кимеридж) Средней Азии, филипповского горизонта Соликамской впадины и т.д. Следует отметить, что иногда осадконакоплению в условиях антиэстуариевого водообмена предшествует эстуариевая циркуляция. Это, в частности, характерно для саргинского горизонта Соликамской впадины, битуминозные отложения которого в сторону платформы, отделяясь рифовыми постройками, переходят в сульфатно-карбонатные. Таким образом, антиэстуариевый тип циркуляции обуславливает, даже в условиях периодической связи с морем, ведущую роль в формировании солевого состава вод континентального питания. Периодические изменения в интенсивности континентального стока, несущего большую часть биогенных веществ, определяют чередование доманикоидных и эвапоритовых (при его снижении) образований. Подтверждение роли континентального питания – весьма характерное для галогенных толщ хлоридного типа наличие галопелитовых прослоев и пластов, а в отдельных случаях (Рейнский грабен) соли настолько обогащены терригенным материалом, что отложения относятся к терригенно-соленосному типу /Иванов, Воронова, 1972/.

Весьма специфичный тип галогенных образований – содовые эвапориты, для которых характерны минералы содовой группы – трона, нахколит, гейлюсит, шортит, давсонит и др. Одна из характернейших их особенностей – парагенез с толщами, обогащенными ОВ, выделяемый в парагенетическую ассоциацию III типа.

Третий тип (III) парагенеза характеризуется совмещением как в плане, так и по разрезу в составе единой толщи галогенных и доманикоидных образований. В палеогеографическом плане этот тип присущ изолированным типично внутриконтинентальным солеродным бассейнам, в пределах которых наряду с соленакоплением осуществляется и образование доманикоидных литофаций. Это характерно для озерных водоемов аридного литогенеза, засоление которых обусловлено размывом пород обрамления и привнесом солей в бассейн во время интенсификации внешнего питания. Бессточность таких бассейнов способствовала формированию солеродного бассейна. ОВ накапливается при резкой стратификации озерных вод и при изменении положения галоклина в зависимости от интенсивности питания. Эпилимнион имеет, как правило, небольшую мощ-

ность, в связи с чем происходят снижение трофических уровней до минимума и взрыв биопродуктивности отдельных групп организмов. Периодическое засоление всей водной массы сопровождается, с одной стороны, замором всех форм жизни, а с другой – садкой галогенных минералов. Ярким примером рассматриваемого типа взаимоотношений эвапоритов и доманикоидов является формация Грин–Ривер, развитая в бассейнах Пайсинес–Крик, Грин–Ривер, Уинта и др. Толща сложена в основном озерными отложениями, содержащими огромные ресурсы доманикоидов, включая горючие сланцы, а также пласты, пачки и слои каменной соли и природной соды (троны). Соленосные пласты переслаиваются с пластами доманикоидов, а также песчаников и туфов. Характерно, что пласты троны, развитые во впадине Грин–Ривер, непосредственно перекрывают горючие сланцы Culberston, 1971/. Наряду с этим собственно битуминозные сланцы характеризуются рассеянной содово–галитовой минерализацией. Так, в пачке Уилкинс–Пик впадины Грин–Ривер в сланцах установлены включения шортита и, в меньшей мере, нортупита, гейлуссита, нахколита и вагшайдерита. В пачке Парашют–Крик впадины Пайсинес–Крик (рис. 3) пласты горючих сланцев включают рассеянные скопления давсонита, содержание которого достигает 25%. В нижней части этой пачки имеются три нахколитовых пласта. Кроме того, нахколит в ассоциации с другими содовыми минералами известен в двух линзовидных галитовых зонах в виде рассеянных скоплений в общей массе пород.

Подобный же тип парагенетической ассоциации доманикоидных и эвапоритовых отложений характерен для образований оз. Сирлз (США, Калифорния). Соляные залежи представлены пластами галита, ганксинита, троны. В илах, богатых ОВ, разделяющих и подстилающих соляные линзы, а также образующих прослой внутри них, характерны кристаллы пирсонита и гейлуссита. Обогащенные ОВ илы современных содовых озер Магади и Натрон в Восточной Африке также не только переслаиваются с пластами, сложенными содовыми образованиями, но и сами включают многочисленные кристаллы гейлуссита, пирсонита и троны /Баталин и др., 1973/.

Наличие охарактеризованных выше парагенетических взаимоотношений доманикоидных и эвапоритовых образований, проявляемых в различных формах, позволяет сделать ряд выводов.

1. Доманикоидные и эвапоритовые отложения образуют закономерные пространственно–временные взаимосвязи, позволяющие выделить три основных типа парагенезов, выраженных в виде латерального доманикоидно–эвапоритового ряда (I тип), смены доманикоидов и эвапоритов по разрезу (II) и совмещения в единой толще доманикоидных и эвапоритовых образований (III).

2. Парагенетические ассоциации различаются не только формой взаимоотношений доманикоидов и эвапоритов, но и гидрохимическим типом и, соответственно, минерагенетической специализацией галогенных образований.

3. Неполноразвитые галогенные толщи (галитовый тип), как правило, формируют с доманикоидами парагенетические ассоциации I типа. Реже они входят в состав парагенетической ассоциации II типа, имеющей моноциклическое строение.

4. Полноразвитые галогенные образования образуют с доманикоидными толщами парагенезы II и III типов: а) эвапориты сульфатного типа характерны для парагенетических ассоциаций II типа, имеющих преимущественно моноциклическое строение; б) галогенные образования хлоридного типа обычны для парагенетических ассоциаций II типа, имеющих полициклическое строение; в) содовый тип эвапоритов образует с доманикоидами парагенез III типа.

Эти положения и особенности размещения эвапоритовых и доманикоидных образований в рассмотренных литолого–стратиграфических ассоциациях позволя-

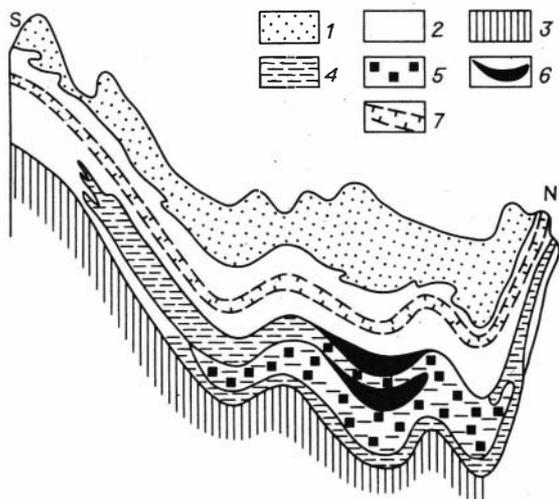


Рис. 3. Схематический геологический разрез бассейна Пайсинес-Крик (по Дж. Смитю).

1 - свита Уинта; 2, 3 - лачки Парашют-Крик (2) и Дуглас-Крик, Гарден-Галч (3); 4, 5 - горючие (битуминозные) сланцы с давсонитом (4), с нахколитом (5); 6 - галитовая зона с нахколитом; 7 - зона Мэхогени.

ют существенно уточнить перспективы многих регионов и являются дополнительными критериями, определяющими местоположение конкретных минеральных ассоциаций в эвапоритовых толщах.

Литература

- Бакиров С.Б. Палеогеографические условия соленакопления в Чуйской впадине в пермский период // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1977. - Т. II. - С. 146-152.
- Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. - М.: Недра, 1973. - 208 с.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 31-37.
- Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф., Чайкин В.Г. Литолого-геохимические типы галогенных отложений // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. - С. 5-6.
- Бахтуров С.Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - 126 с.
- Бижю-Диеваль Б., Летузе Ж., Монтадер Л. и др. Геология бассейнов Средиземного моря // Геология континентальных окраин. - М.: Мир, 1979. - Т. 3. - С. 41-70.
- Вассоевич Н.Б. Предисловие (несколько замечаний о седидахитах) // Седидахиты на разных этапах литогенеза. - М.: Наука, 1982. - С. 3-6.
- Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. - М.: Недра, 1981. - 479 с.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. - М.: Недра, 1971. - 343 с.
- Гурк В., Рейр Д. Нефтепоисковые исследования в прибрежной зоне Габона (Экваториальная Африка) // XX Международный геологический конгресс. Т. IV. Азия, Австралия, Океания, Африка. - М.: Гостоптехиздат, 1959. - С. 224-245.
- Демидович Л.А., Ерошина Д.М., Обровец С.М. Связь соленосных отложений Припятского прогиба с нефтегазоносностью. - Минск: БелНИИНТИ, 1984. - 63 с.

- Жарков М.А. О промежуточных бассейнах эпох соленакпления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений // Проблемы нефтеносности Сибири. - Новосибирск: Наука, 1971. - С. 163-185.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. - М.: Недра, 1973. - 392 с.
- Жарков М.А., Бахтуров С.Ф. Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири // Особенности строения осадочных формаций. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 103-115.
- Жаркова Т.М. Меловые соленосные отложения бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон (Таиланд, Лаос) // Осадочные формации и условия их образования. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. - С. 28-54.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). - М.: Недра, 1972. - 328 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей (стратиграфия, минералогия и петрография, тектоника, генезис). - Л.: Недра, 1975. - 219 с.
- Китык В.И., Галабуда Н.И. Палеогеография периодов девонского соленакпления в Днепровско-Донецкой впадине // Строение и условия образования соленосных формаций. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 74-82.
- Клингспор А.М. Среднедевонские эвапориты Маскер (Западная Канада) // Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов (в освещении зарубежных ученых). - М.: Недра, 1972. - С. 46-65.
- Штейнгольц В.Л., Чайкин В.Г., Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. К вопросу о парагенезе галогенных и доманикоидных формаций // Формации осадочных бассейнов. Тезисы докладов. - М.: Изд-во МГУ, 1985. - С. 136-137.
- Конторович А.Э., Данилова В.П. Геохимия углеводородов соленосных толщ // Геология и геофизика. - 1984. - № 11. - С. 55-63.
- Нефтегазоносность подсолевых отложений. - М.: Недра, 1985. - 205 с.
- Седлецкий В.И., Деревягин В.С. Строение и состав калиеносных отложений Карлюкского месторождения // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 70-90.
- Фуллер Дж.Г., Портер Дж. У. Нефтяные резервуары внутри девонских и миссисипских эвапоритовых отложений Альберты, Саскачевана и Северной Дакоты // Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов (в освещении зарубежных ученых). - М.: Недра, 1972. - С. 98-116.
- Culberston W.C. Stratigraphy of the Trona Deposits in the Green River Formation Southwest Wyoming // Wyo. Univ. Contrib. Geol. - 1971. - V. 10 (1). - P. 15-23.

Л.В. Котова

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ЭВАПОРИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ КИРГИЗИИ

На территории Киргизии выделяются два стратиграфических уровня распространения эвапоритовых отложений, представляющих промышленный интерес - девон-каменноугольный и палеоген-неогеновый.

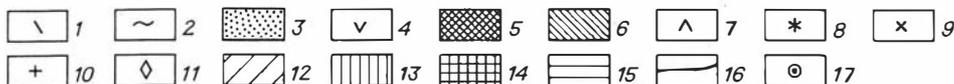
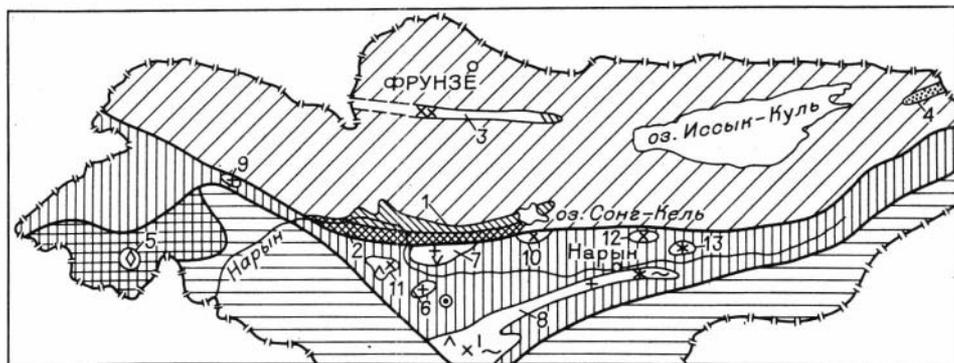


Схема распространения палеозойских эвапоритовых отложений Киргизии.

1-11 - стратиграфические уровни развития палеозойских эвапоритовых отложений: 1 - нижнепермский, 2 - оренбургский, 3 - верхнебашкирский, 4 - нижнебашкирский, 5 - серпуховский, 6 - визе-серпуховский, 7 - ниже-средне-визейский, 8 - верхнетурнейско-нижневизейский, 9 - нижнетурнейский, 10 - фаменский, 11 - живетско-франский; 12-15 - структурно-формационные зоны Тянь-Шаня: 12 - Северный Тянь-Шань, 13 - Чаткало-Нарынская зона, 14 - Кассанский блок Чаткало-Кураминской зоны, 15 - Южный Тянь-Шань; 16 - глубинные разломы - границы структурно-формационных зон; 17 - Чолоккаинская скважина. Цифрами на схеме обозначены структуры эвапоритонакопления: 1 - Балыктинская, 2 - Сонкельская, 3 - Восточно-Киргизская, 4 - Тюпская, 5 - Кассанская, 6 - Акшийракская, 7 - Кавакская, 8 - Джамандаван-Нарынтауская, 9 - Чаткальская, 10 - Присонкельская, 11 - Кокийримская, 12 - Нуратауская, 13 - Джетымтауская.

Палеоген-неогеновые эвапоритовые отложения изучались В.Н. Щербиной, А.Х. Ибрагимовым, А.Т. Турдукуловым, Н.С. Скибой, Т.К. Каржаувым и др. Палеозойские же эвапоритовые отложения остаются практически не изученными. Большая часть их изучалась лишь в ходе региональных геологических съемочных и поисковых работ. При освещении истории палеозойского соленакопления М.А. Жарковым /1978/ были намечены контуры Средне-Тяньшанского палеозойского эвапоритового бассейна, в пределах которого зафиксировано развитие четырех сульфатных и одной соленосной толщ.

Автором предпринята первая попытка конкретизации стратиграфических уровней и пространственного размещения палеозойских эвапоритовых отложений по структурно-формационным зонам и подзонам Тянь-Шаня (см. рисунок).

На территории Киргизии палеозойские эвапоритовые отложения установлены в пределах Балыктинской, Сонкельской, Восточно-Киргизской и Тюпской структур, расположенных на территории Северного Тянь-Шаня, Джамандаван-Нуратауской, Джетымтауской, Кокийримской, Кавакской, Акшийракской, Присонкельской, Чаткальской структур в Чаткало-Нарынской зоне и Кассанского блока в Чаткало-Кураминской зоне Среднего Тянь-Шаня.

В пределах Северного Тянь-Шаня эвапоритовые отложения обнаружены на трех стратиграфических уровнях: визе-серпуховском, серпуховском и позднебашкирском.

Эвапоритовые отложения, приуроченные к визо-серпуховскому уровню, выявлены в пределах Балыктинской и Восточно-Киргизской структур. На территории Балыктинской структуры эвапоритовые породы (гипсы, ангидриты, каменная соль) залегают в составе дунгурминской свиты. Отдельные пласты гипса мощностью до 20 м (месторождение Кара-Киче) приурочены к нижней части свиты, состоящей из известняков, известково-глинистых сланцев алевролитов и песчаников. Гипсы чаще всего подстилаются известняками и эсчанниками, а перекрываются песчаниками, реже алевролитами. В верхней части разреза свиты преобладают в основном красноватые крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты, сменяющиеся алевролитами, аргиллитами, а затем известняками. В этой части дунгурминской свиты на востоке Кокомеренской впадины прослежен пласт глинистой каменной соли мощностью, 40 м и протяженностью 200 м (солепроявление Бурамджар Кокомеренское) /Геология СССР..., 1977/. Мощность свиты 300-1000 м. Сульфатные и соляные породы встречаются также в бассейне р. Бокалы в составе отложений чемандинской свиты визо-серпуховского яруса нижнего карбона /Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982/.

В восточном замыкании Восточно-Киргизской структур. в среднем течении р. Коморочек среди пестроцветных алевролитов и известняков присутствуют линзы гипса мощностью от 2-3 до 10-12 м и протяженностью от 10-13 до 70 м.

Эвапоритовые отложения, приуроченные к серпуховскому ярусу, установлены в Сонкельской и Восточно-Киргизской структурах. В пределах Сонкельской структуры гипсоносные соленосные отложения выявлены в составе карачаулинской свиты. Она представлена чередованием пестроцветных алевролитов, известково-глинистых сланцев, песчаников, битуминозных органогенных известняков, гипсов, ангидритов и каменной соли /Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982/. Мощность пластов гипса 100 м, а в западной части структуры, осложненной крупными надвигами, - 400 м. Здесь разведано несколько месторождений гипса: Карачаули, Туюк, Джоон-Терек, Ай-Кель, Улемес и др. с суммарными прогнозными запасами более 3 млрд. т. В разрезе карачаулинской свиты отмечаются также несколько пластов глинистой каменной соли. На месторождении Кавюксю они имеют мощность 8-10 м с содержанием галита 35-72%. Линза каменной соли протяженностью 500 м и мощностью 12-36 м прослежена на месторождении Карачаули. Отмечается незначительная примесь глауберита и сильвина /Геология СССР..., 1977/. Мощность свиты 400-500 м.

В западной части Восточно-Киргизской структуры, в верхнем течении р. Сокулак, маломощные прослои гипса присутствуют в средней части разреза кегетинской свиты среди переслаивающихся известняков, мергелей и глинистых сланцев. Мощность свиты 400-500 м.

Эвапоритовые отложения, располагающиеся на уровне башкирского яруса, обнаружены в районах хребтов Молдотой и Акташ, на междуречье Джьргалан - Каракара. В пределах Балыктинской структуры (хр. Молдотой и Акташ) эвапоритовые отложения выявлены в верхней подсвите актайлякской свиты, мощность которой 100-800 м. Линзы и прослои гипсов завершают разрез верхней подсвиты, представленной переслаиванием пестроцветных сланцев, песчаников, конгломератов /Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982/.

В западной части гор Кавак-Тау, в бассейне р. Караларга, среди аналогов актайлякской свиты обнаружены прослои каменной соли и гипсов, а также засоленные песчаники и аргиллиты.

В Восточном Прииссыккулье (Тюпская структура) в междуречье Джыргалан — Каракара эвапоритовой является чааркудукская свита. Пласты гипса и/или ангидрита мощностью до 100 м залегают среди песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей, доломитов. Здесь разведаны следующие месторождения гипса: Джыргаланское (Икичат), Чаар-Кудук, Таш-Тюбе, Учкаша, Каракара с туммарными прогнозными запасами около 14 млн. т.

С чааркудукской свитой связаны выходы групп источников — Чаар-Кудук, Уч-Капка, Туз-Су, из которых велась добыча поваренной соли до 1 т в сутки /Геология СССР..., 1977/. В 1956 г. при бурении разведочной скв. 49 в чааркудукской свите, в интервале глубин 334–446 м, был вскрыт пласт (мощностью 90 м) мелкокристаллической каменной соли с обломками сероватой розовой соли. Мощность свиты увеличивается с запада на восток от 40 до 1700 м.

На территории Кассанского блока Чаткало-Кураминской зоны намечаются три стратиграфических уровня распространения эвапоритовых отложений: живетский, франский и раннепермский.

Эвапоритовые отложения, приуроченные к живетскому и франскому ярусам, развиты в бассейне рек Сумсар и Кассан. Они сложены глинистыми известняками, доломитами, песчаниками, алевролитами, глинами, загипсованными доломитами, гипсами и ангидритами. Пласты гипса имеют мощность до 20 м /Асаналиев, 1974/.

Эвапоритовые отложения раннепермского возраста находятся в бассейне р. Коксарек. Они залегают в нижней части разреза шурабсайской свиты, сложенной перемежающимися конгломератами, песчаниками и известняками с линзами гипсов /Геология СССР..., 1972/.

Судя по результатам регионального формационно-металлогенического анализа фанерозойских отложений Тянь-Шаня /Джумалиев, Асаналиев, 1981/, эвапоритовые толщи визе-серпуховского, серпуховского и позднебашкирского возраста в Северном Тянь-Шане, а также живетского, франского и раннепермского возраста в Кассанском блоке Чаткало-Кураминской зоны образовались в лагунной обстановке в дейтероорогенный этап развития Тянь-Шаня, когда сложились структуры типа наложенных мульд, грабен-синклиналей и горст-антиклиналей.

На площади Чаткало-Нарынской зоны выделяются следующие возрастные уровни развития эвапоритовых отложений: фаменский, раннетурнейский, познетурнейско-ранневизейский, ранне-средневизейский, раннебашкирский, оренбургский, раннепермский.

Эвапоритовые отложения фаменского возраста обнажаются в отдельных тектонических блоках в Акшийракской, Кавакской, Джамандаван-Нарынтауской, Чаткальской структурах.

В хр. Акшийрак, в верховьях р. Каргала, Ачакбасы, Кур-Терек, а также в районе перевала Каргалык и в верховьях р. Мин-Жылки развита гипсово-известняковая толща с маломощными прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Мощность линз и пластов гипса в нижней части разреза толщи изменяется от долей метра до нескольких метров, а в верхней достигает 25 м. Мощность толщи около 500 м.

В Кавакской структуре во многих участках имеются выходы на поверхность 150-метровой пачки серых и белых гипсов с прослоями комковатых и загипсованных известняков и сланцев. На них залегают 180-метровая толща черных слюистых тонкоплитчатых известняков с прослоями гипса и глинистых сланцев /Геология СССР..., 1972/.

В горах Кара-Тоо, в долине р. Актал, обнажены песчанистые и детритусовые комковатые известняки с пластами и линзами загипсованных глини-

стых сланцев и гипсов. Отдельные линзы гипсов достигают размеров 25x5 м.

В Чаткальской структуре на северном склоне Атойнакского хребта вблизи Таласо-Ферганского разлома известны выходы гипсов, которые переслаиваются с доломитами и известняками. Мощность этой эвапоритовой толщи 1000-1400 м, до 1500-2000 м - в Сандалашском хребте и до 4000-5000 м - в долине р. Афлатун в центральной части Чаткальского хребта /Геология СССР..., 1972/.

Эвапоритовые отложения раннетурнейского возраста распространены в Присонкельской, Кокийримской, Джамандаван-Нарынтауской и Нуратауской структурах Нарынской подзоны.

В южном Присонкелье, в горах Ительги-Уя, в бассейнах рек Чон-Кумбель и Кичи-Кумбель эвапоритовые отложения входят в состав сонкельской свиты. Пласты гипса 15-20-метровой мощности ритмично переслаиваются с микрослоистыми светло-серыми доломитами, реже известняками. Максимальная мощность доломито-гипсовой пачки не превышает 200 м. На расстоянии 1,5-2 км сульфатные осадки замещаются доломитами с маломощными прослоями глинистых сланцев.

На южном склоне хр. Кокийрим, в бассейне р. Казык, массивные, с поверхности рыхлые мучнистые гипсы также отмечаются среди микрослоистых темно-серых искристых доломитов сонкельской свиты.

В хр. Джамандаван, в долине р. Кызкоргон, и на водоразделе левых притоков р. Арпанын-Кашкасу пласты гипсов мощностью до 10 м переслаиваются с загипсованными известняками. Видимая мощность гипсо-известняковой толщи здесь 100 м.

В хр. Нура линзы гипса отмечены среди глинистых и песчаных известняков в разрезе сонкельской свиты мощностью около 380 м.

Эвапоритовые отложения поздне-ранневизейского возраста известны в Джамандаван-Нарынтауской и Джетымтауской структурах. В хр. Нарынтау, на правом склоне долины р. Улан, в верховьях р. Байбиче и Ирису, линзы гипсов присутствуют в разрезе мощной толщи массивных известняков с прослоями известково-глинистых сланцев и кремней акчеташской свиты /Асаналиев, 1974/. На западном окончании хр. Джетым-Тоо, в приосевой его части, линзы гипса отмечены среди 300-метровой толщи известняков с прослоями известковистых сланцев и песчаных известняков.

Эвапоритовые отложения раннетурнейского, а также поздне-ранневизейского стратиграфических уровней Чаткало-Нарынской зоны образовались в морских бассейнах в периоды постепенного их обмеления в раннюю стадию геосинклинального этапа развития Каратау-Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня /Джумалиев, Асаналиев, 1981/.

Эвапоритовые отложения ранне-средневизейского возраста установлены в Кокийримской и Джамандаван-Нарынской структурах.

На южном склоне хр. Кокийрим, в бассейне р. Кокчо пласты гипса встречаются в нижней части разреза каракинской свиты, где чередуются с мергелями, окремненными известняками, грубозернистыми песчаниками и глинами. К западу от р. Кокчо мощность гипсов достигает 100-150 м.

В хр. Джамандаван, на левом водоразделе р. Арпанын-Кашкасу, тонкие прослои и линзы гипсов отмечаются среди рифовых известняков кадралинской свиты, видимая мощность которых 100-150 м.

Ранне-средневизейские галогенные отложения Нарынской зоны формировались в прибрежных морских водоемах в позднюю стадию геосинклинального этапа развития Каратау-Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня /Джумалиев, Асаналиев, 1981/.

Эвапоритовые отложения раннебашкирского возраста отмечаются в Кавакской структуре и, по данным бурения, в юго-западной части Нарынской впадины.

В районе хр. Додомель (Кавакская структура) развиты пласты гипса мощностью до 15 м, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками, алевролитами, черными глинистыми сланцами и кремнистыми известняками.

В Нарынской впадине пласты каменной соли вскрыты при бурении Чалоккаинской скв. 6 в интервале глубин 2906–3150 м. Четыре верхних пласта каменной соли переслаиваются с известняками и ангидритами, которые, в свою очередь, перекрываются мощной толщей известняков. Два наиболее мощных нижних пласта переслаиваются с ангидритами и содержат многочисленные прослой алевролитов, песчаников, гравелитов.

Эвапоритовые отложения оренбургского возраста выявлены в пределах Джамандаван–Нарынской структуры. На южном склоне хр. Джамандаван, в среднем течении р. Борлу /Геология СССР..., 1972/, в песчанистых известняках и известковистых песчаниках верхней части коджагульской свиты отдельные прослой гипса чередуются с прослоями глинистых и битуминозных известняков. Мощность свиты 500–600 м /Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982/. Отдельные пласты гипса зафиксированы также в районе хр. Нарын–Тоо.

Эвапоритовые отложения раннепермского возраста отмечаются в пределах Джамандаван–Нарынской структуры. В хр. Джамандаван прослой гипсов присутствуют в средней части разреза арпинской свиты, где они переслаиваются с темно-серыми полимиктовыми песчаниками, известковистыми аргиллитами и водорослевыми известняками /Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982/.

На северном склоне Кланского хребта, в тектоническом блоке, в толще, условно отнесенной к нижней части перми, гипсы присутствуют в верхней части разреза, сложенной туфопесчаниками и мелкогалечными конгломератами.

Эвапоритовые отложения раннебашкирского, оренбургского и раннепермского стратиграфических уровней формировались в изолированных прибрежных морских бассейнах в позднеорогенный и в позднедейтероорогенный этапы развития региона /Джумалиев, Асаналиев, 1981/.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

На территории Киргизии в разрезе палеозоя выделяются 13 стратиграфических уровней развития эвапоритовых отложений. Все они образовались в аридных условиях в морских водоемах, отграниченных от открытого моря барьерными зонами. Эвапоритовые бассейны существовали как в этапы геосинклинального, так и орогенного и дейтероорогенного развития региона.

В большинстве случаев процесс эвапоритового осадконакопления завершился на сульфатной стадии. Но в визе-серпуховское, серпуховское и позднебашкирское время в Северном Тянь-Шане, а также в раннебашкирское время в Чаткало–Нарынской зоне происходили соленакопление и образование мощных толщ каменной соли.

Литература

- Асаналиев У.А. Литология и рудоносность девонских и нижнекаменноугольных отложений Срединного Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1974. – 236 с.
Геология СССР. – Т. XXV, Киргизская ССР. Каменноугольная система, Пермская система. – М.: Недра, 1972. – 280 с.

Геология СССР. – Т. XXV. Киргизская ССР. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1977. – 185 с.

Джумалиев Т.Д., Асаналиев У.А. Стратиграфические уровни, формационные особенности и перспективы рудоносности углеродистых формаций Северного Тянь-Шаня // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. – Фрунзе: ФПИ, 1981. – С. 30–58.

Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. – Новосибирск: Наука, 1978. – 270 с.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. – Фрунзе: Илим, 1982. – 371 с.

К.Л. Кокорева

РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ
ФОТОГРАММ РАЗРЕЗА ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НА ПРИМЕРЕ ЛИНЗЫ "КАИНИТ-1"
КАЛУШ-ГОЛЫНСКОГО КАЛИЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дешифрирование фотограмм является одним из важных методов, используемых в геологии, поскольку способствует получению дополнительного фактического материала для выяснения особенностей состава и структуры разномасштабных геологических объектов /Мирошниченко, 1946; Петрусевич, 1954; Аэрометоды..., 1964; Миллер В., Миллер К., 1964/.

Автором излагаются результаты детального дешифрирования фотограмм одного из разрезов галогенных отложений на примере линзы "Каинит-1" Калущ-Гольинского калийного месторождения.

Условия залегания линзы "Каинит-1"
на участке "Сивка Калущская"

Участок "Сивка Калущская" расположен в центральной части Калущ-Гольинского месторождения на юго-западном крыле Калущ-Гольинской антиклинали Предкарпатского калиеносного бассейна.

Залежь калийных солей относится к баличской свите соленосной толщи миоцена, представленной чередованием соленосных глин, к которым приурочены линзы калийных пород.

Линза "Каинит-1" занимает нижнее стратиграфическое положение среди других промышленных линз. В плане она представляет довольно сложной конфигурации залежь овальной формы, вытянутую в юго-восточном направлении. В южной части линза имеет крутое падение до 75° , в северной – пологое, $10-15^\circ$.

В юго-западной части линза "Каинит-1" осложнена антиклинальной складкой, северо-западное крыло которой выклинивается, постепенно разубоживаясь глинистым материалом. В северо-восточной части линза "Каинит-1" образует синклиналиную складку, восточное крыло которой имеет падение $50-60^\circ$, юго-западное выполаживается, погружаясь ниже отметки +195 м. Калийные породы осложнены складками более мелких порядков, которые можно наблюдать

при документации подземных горных выработок. Эти складки относятся к типу косых или лежащих изоклинальных; они значительно усложняют ведение очистных работ и требуют тщательного изучения.

Фотогеничность пород линзы "Каинит-1"

Качество дешифрирования фотограмм в значительной мере зависит от фотогеничности пород, которая определяется отражательной способностью, обусловленной цветовой окраской слагающих их минералов, а также характером поверхности документируемого участка.

Породы линзы "Каинит-1" по своей цветовой гамме довольно разнообразны. Здесь можно встретить серые цвета различных оттенков (глинистая каменная соль), белые (прослойки каменной соли, полигалита), черные, темно-серые (соляная глина), желтую, светло-, темно-желтую окраску (каинит), темно-розовую и оранжево-красную (сильвин, карналлит), розово-фиолетовую, кремовую (лангбейнит, шенит). На окраску породы или прослоя в целом влияет преобладание того или иного минерала. Выражением цвета на черно-белых снимках является различная степень плотности фототона от белого через разную интенсивности серого до черного. Следует отметить, что существенное значение имеет не столько цветовое различие между породами, сколько их контраст по отношению к окружающему фону. Так, включения розового сильвина в соляной глине невозможно отличить от желтоватого лангбейнита по цветовым признакам, так как и тот и другой будут иметь на фотограмме серовато-белый тон; в этом случае необходимо использовать другие дешифрировочные признаки (форму, рисунок и т.п.). Однако эти же включения превосходно выделяются на фоне соляной глины, имеющей темно-серый или черный фон. Отличительная особенность каинит-лангбейнитовой породы — полосчатое строение, обусловленное чередованием каинит-лангбейнитовых, каинитовых, галитовых и шнуровидных глинистых прослоек, которые хорошо выделяются на фотограммах серым тоном различной плотности (рис. 1).

Текстуры калийных пород, обусловленные расположением неоднородных по составу или структуре минеральных агрегатов, хорошо заметны на снимках различного масштаба; это дает возможность использовать их в качестве одного из дешифрировочных признаков. Параллельно расположенные линии на снимках свидетельствуют о наличии слоистой или полосчатой текстуры (см. рис. 1). По ориентировке полос можно говорить об условиях залегания слоев, при тоновом их различии — о чередовании слоев различной окраски и разного литологического состава. Грубослоистая текстура каинит-лангбейнитовой породы на фотограмме представлена в виде характерного рисунка. Линейная вытянутость слоев и прослоек, относительная выдержанность их мощностей, отсутствие разрывных нарушений обеспечивают устойчивость дешифрировочных признаков каинит-лангбейнитовой породы. Соляная глина, несмотря на брекчиевидную структуру, на фотограмме имеет облик однородной массивной текстуры. Порода разбита рядом многочисленных беспорядочных мелких трещин, заполненных большей частью галитом. Прослой глинистой каменной соли характеризуются хорошо дешифрируемой на фотограммах тонкослоистой текстурой, обусловленной чередованием чистого галита со слоями галита, загрязненного глинистым материалом, и мелкой дисгармоничной складчатостью, или гофрировкой. Последняя наиболее характерна для соляных прослоек, заключенных между слоями соляной глины.

О геологических границах между отдельными литологическими разностями можно судить по изменению рисунка и тона фотоизображения породы, а по

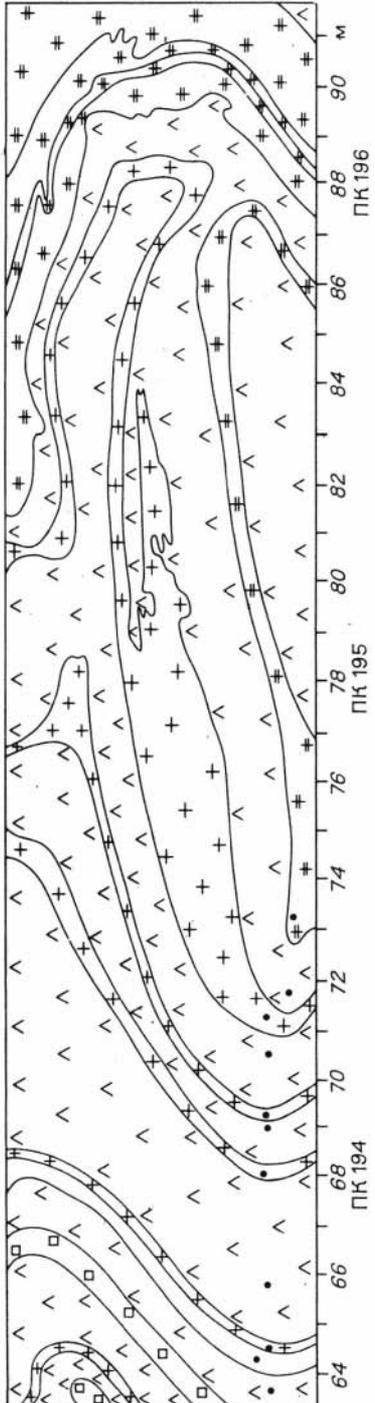
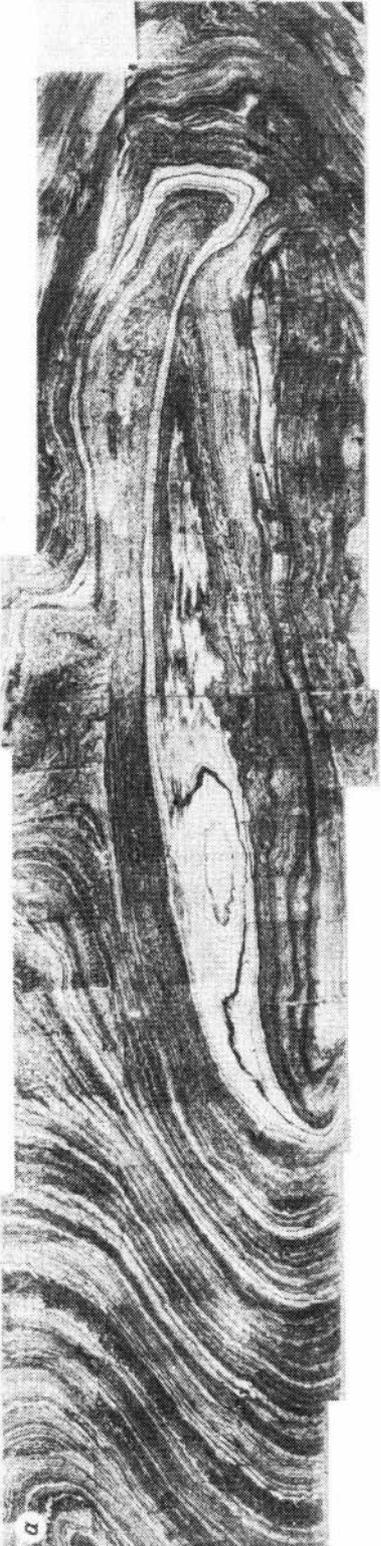
типу границы – о характере контакта. На участке западной стенки (интервал 71–88 м, ПК–195, рис. 1) отчетливо просматриваются два прослоя каменной соли, разделенные пачкой каинит–лангбейнитовой породы. “Верхний” прослой характеризуется на фотограмме белым тоном и своеобразным рисунком, образованным тонкослоистой текстурой; “нижний” прослой имеет однородный рисунок и серый тон. Пачка каинит–лангбейнитовой породы отличается характерным полосчатым и в то же время пятнистым рисунком, обусловленным полосчатой текстурой и разнoзернистой структурой породы; окраска прослоев пачки меняется от серой до темно–серой в зависимости от количества глинистого вещества. Контакты описанных пород прямолинейные, отчетливо выраженные.

Таким образом, описанные прослои каменной соли и пачка каинит–лангбейнитовой породы выделяются на фотограмме благодаря двум основным дешифровочным признакам – фототону и фоторисунку. Однако роль отдельных признаков не всегда одинакова. Среди них необходимо различать основные и подчиненные. “Верхний” прослой каменной соли и каинит–лангбейнитовая порода выделяются по обоим признакам, которые в данном случае являются равноценными; “нижний” прослой имеет большей частью серый тон, аналогичный тону каинит–лангбейнитовой породы; в этом случае при дешифрировании руководящим признаком является фоторисунок, фототон имеет подчиненное значение, т.е. роль одного и того же признака меняется в зависимости от структурно–текстурных особенностей и минералогического состава пород.

Структурные особенности пород создают “фактуру поверхности” фотоизображения и выявляются на снимках благодаря размерам зерен или минеральных агрегатов и их сочетаниям; наиболее отчетливо они дешифрируются на снимках более крупного масштаба (1:5, 1:10, 1:25); при этом минимальные размеры минеральных зерен или агрегатов не должны быть в натуре менее 0,5 мм для масштаба 1:5 и 2,5 мм для масштаба 1:25. Структура образует рисунок, характерный только для данной породы. При дешифрировании линзы “Каинит–1” на фотограммах были выявлены две наиболее отчетливо выраженные структуры: равномерно– и неравномерно–зернистая. Неравномерно–зернистая структура каинит–лангбейнитовой породы образует на снимках пестрый “крупчатый” или “мелкопятнистый” рисунок, который резко выделяет ее среди других. Прослой галита с равномерно–зернистой структурой на снимке имеет вид однородной однотонной массы. Однако структура породы не всегда отражается на снимках, например брекчиевидная структура соляной глины на фотоснимках лишена каких–либо диагностических признаков; порода выглядит весьма однообразно.

Микроскладчатые формы на фотограммах особенно отчетливые. Они выражаются системой волнистых линий различной конфигурации. Фотограммы дают возможность определить размеры и форму складок, наметить ось и положение крыльев. Степень выразительности элементов складчатых структур зависит от наличия в разрезе литологически разнородных слоев, их характера перемежаемости. Наиболее характерно наличие микроскладок для соляных прослоев, заключенных в менее пластичных соляных глинах. Здесь соляные прослои смяты в беспорядочные дисгармоничные складки, которые резко выделяются благодаря своему “узорчатому” рисунку и светлому тону на фоне темных соляных глин (см. рис. 1, стенка восточная ПК–191). Прослои глинистой каменной соли местами также смяты в мелкие складки, относящиеся к типу косых или изоклиальных складок (см. рис. 1, интервал 87–91 м, стенка восточная, кровля). Нередко соляные прослои имеют гофрированную форму и резко выделяются на фоне четко выраженных, сравнительно мало деформированных каинит–лангбейнитовых пород.

По характерным формам геологического объекта также можно оконтуривать различные литологические разности пород, отдельные минеральные вклю–



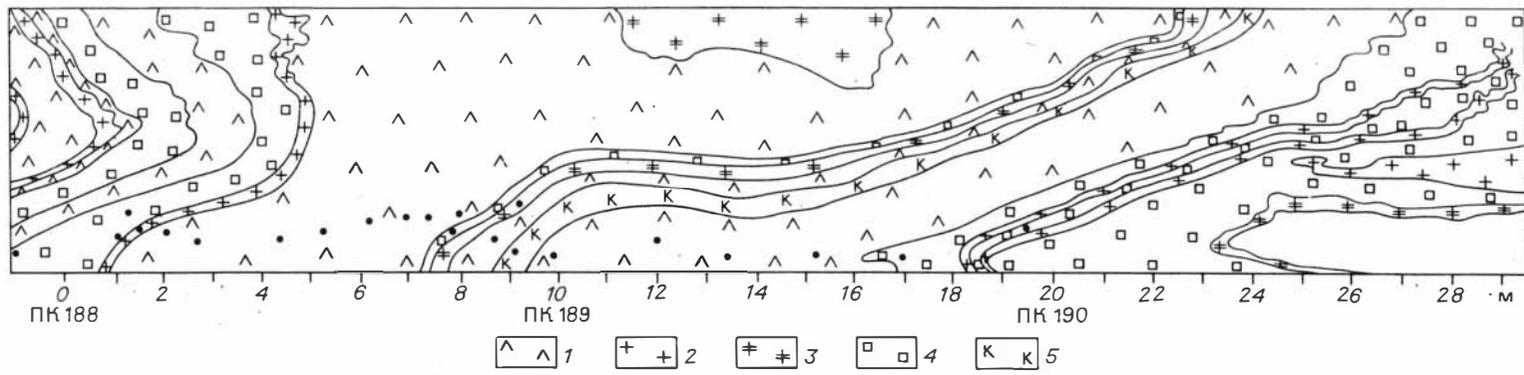
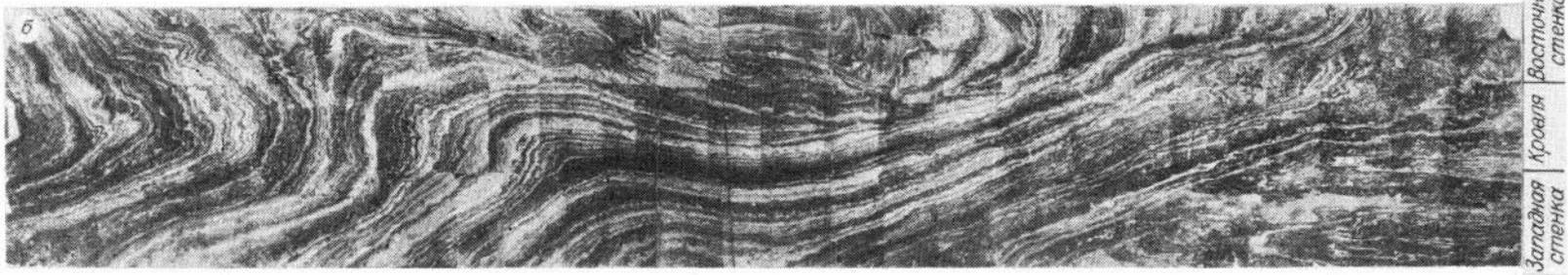


Рис. 1. Развертка двух стенок и кровли участка шторка К-6 (шахта 50-летия Октября), интервал ПК 194-196 м (а) и ПК 188-191 м (б).

1 - каинит-лангбейнитовая порода; 2 - белая каменная соль; 3 - серая глинистая каменная соль, м-б 1:100; 4 - соляная глина с включениями лангбейнита, каинита, с прослоями каменной соли; 5 - каинитовая порода, м-б 1:100.

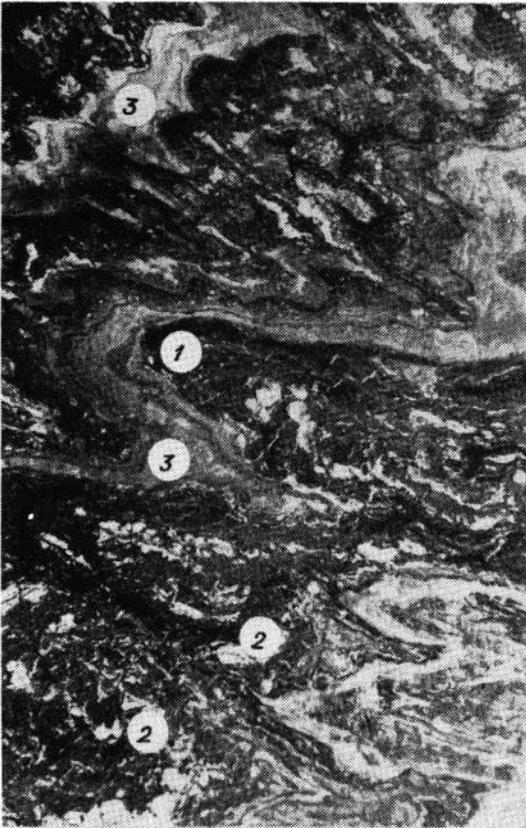


Рис. 2. Фотография участка западной стенки штрека К-6.

1 - соляная глина; 2 - включение лангбейнита в соляной глине; лангбейнит шенитизирован; 3 - каменная соль, м-б 1:5.

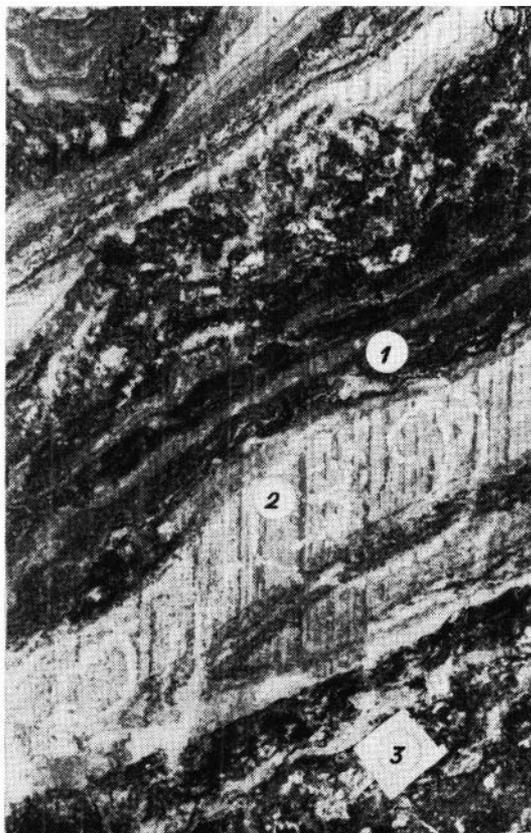
чения, элементы микротектоники и т.д. Значение указанного признака при дешифрировании зависит от того, насколько устойчиво и четко выражены на фотоснимках морфологические особенности пород. Для соляной глины в линзе "Каинит-1" характерно наличие лангбейнитовых и каинитовых включений. На снимках эти включения можно выделить по светлому тону на фоне темной глины. Однако лангбейнит от каинита отличить невозможно, если не принимать во внимание форму его включений. Зерна лангбейнита имеют неправильную округлую, реже остроугольную форму, с резко очерченными контурами (рис. 2). Размер зерен колеблется от нескольких миллиметров до 2-3 см. На отдельных участках они фор-

мируют гнездобразные скопления, местами вытянутые в виде цепочки. Белый цвет на снимках обусловлен налетом светло-желтого или белого шенита, который покрывает зерна лангбейнита под воздействием влаги (см. рис. 1, интервал 28 м, ПК-191). Каинит или образует вкрапленность, или заполняет мелкие тонкие трещинки в породе. Зерна каинита, как правило, удлиненные с извилистыми контурами; размер зерен от нескольких миллиметров до 1-2 см. Галит в той же соляной глине создает тонкие нитевидные прослойки, вытянутые вдоль простирания вмещающей породы; местами мощность прослоек увеличивается до 2 см и более; контуры их резкие, большей частью прямолинейные. Извилистые формы слоев и прослоев характеризуют особенности внутренней тектоники калийных пород.

От формы геологических образований зависит видимость минимальных объектов на снимках соответствующих масштабов. Так, на фотограммах масштаба 1:50 достаточно отчетливо выделяются линейно вытянутые формы прослоек мощностью 5 мм, отличающихся по тону от основной вмещающей породы. Дешифрирование мелких объектов, имеющих округлые формы, осложняется, так как даже детали размером 5 см на фотограммах масштаба 1:50 будут изображаться в виде точек размером 1 мм. Итак, конфигурация и формы геологических образований линзы "Каинит-1" различны; среди них встречаются округлые, остроугольные, вытянутые, линейно вытянутые, извилистые и неправильные формы. При этом границы одних образований могут быть резкими, других - неясными, расплывчатыми. Расплывчатые контуры значительно затрудняют процесс дешифрирования.

Рис. 3. Поверхность участка западной стенки шторка К-6.

1 - соляная глина; 2 - каменная соль с рисунком, образованным вертикальными штрихами - "следами" комбайна; 3 - каинит-лангбейнитовая порода с характерным "крупчатым" рисунком, м-б 1:5.



На участках со значительным налетом пыли фотогеничность пород ухудшается. Местами влажная пыль настолько въедается в породы, что повторяется характер их текстуры и структуры, в этом случае дешифрирование запыленных пород облегчается.

Характер документируемой поверхности обуславливается еще и способом проходки горных выработок. Шторек К-6 пройден комбайном. На стенках комбайновых выработок, как правило, наблюдаются "следы" комбайна или "штрихи", образующие своеобразный рисунок поверхности стенки. Четкость этого рисунка зависит от физико-механических свойств пород. Наиболее отчетливо выражены комбайновые "следы" в твердых, мало выветрелых и мало разрушенных породах. Так, рисунок изображения каменной соли, образованный "следами" комбайна, является неотъемлемым дешифровочным признаком; в выветрелой каинит-лангбейнитовой породе, в соляной глине эти "следы" совершенно отсутствуют (рис. 3).

Расчленение разреза по материалам дешифрирования 'фотограмм'

При дешифрировании перед автором были поставлены следующие задачи: установление границ между слоями и прослоями различного литологического состава; прослеживание стратиграфической последовательности и взаимоотношений отдельных слоев и прослоев, определение их мощностей и конфигурации; выявление структурно-тектонических особенностей пород линзы "Каинит-1", наличие и характер микроскладчатости.

Как отмечалось выше, фотогеничность пород линзы "Каинит-1" довольно четкая. Однако изображение пород на фотограмме отличается рядом особенностей. Ниже приводится описание пород, слагающих пласт.

Каинит-лангбейнитовая порода. В пределах изученного разреза она обладает хорошей фотогеничностью. В целом это пестрая порода, довольно сложного минерального состава (лангбейнит, каинит, галит, сильвин, глинистый материал и пр.), разнозернистой и грубослоистой текстур. На фотограммах хорошо видна слоистость породы, выраженная в белых и серых тонах различной

плотности. Слоистость обусловлена чередованием прослоев каинит-лангбейни-
тового, каинитового и соляного состава и характеризуется выдержанностью и
общей прямолинейностью прослоев. Четко видны изгибы слоев, связанные с
изменением их простирания. Лангбейнит представлен в породе зернами округ-
лой или тетраэдрической, реже неправильной формы, различной величины (до
4 см в поперечнике), которые образуют густую вкрапленность в породе; цвет
лангбейнита желтоватый, желтовато-серый; на фотограмме имеет вид пятен бе-
лого, реже серовато-белого цвета. По трещинам зерна лангбейнита загрязнены
глинистым материалом. Встреченный нами лангбейнит в штреке К-6 большей
частью покрыт налетом шенита желтовато-белого цвета. Каинит содержится в
породе в виде маломощных прослоек (0,5-3 см) и отдельных включений или
вкрапленников; он имеет среднезернистую структуру и окрашен в желтый или
светло-желтый цвет (на снимках серый, светло-серый). На фотограмме выде-
литель каинитовые прослойки из массы каинит-лангбейниновой породы трудно без
применения дополнительных приемов, повышающих их дешифрируемость, в том
числе дополнительной маркировки.

Каменная соль образует мономинеральные скопления и встречается как
в виде вкрапленности, так и в виде тонких белых или светло-серых прослой-
ков, которые хорошо выделяются на фоне общей массы каинит-лангбейниновой
породы.

Глинистый материал содержится в породе в виде гнезд и пятен различ-
ных размеров, а также тонких глинистых прослоек. Количество глинистого
вещества, содержащегося в каинит-лангбейниновых и соляных прослойках, суще-
ственно влияет на их окраску, т.е. более темный тон имеют прослойки с боль-
шим количеством глинистого вещества.

Каинитовая порода. Встречается на небольшом интервале (см. рис. 1,
интервал 8,5-9,5 м). Обладает худшей фотогеничностью по сравнению с каи-
нит-лангбейниновой породой. Она сложена каинитом, галитом, полигалитом, гли-
нистым материалом. Порода обычно окрашена в желтые цвета различных оттен-
ков и характеризуется слоистой текстурой, обусловленной чередованием просло-
ев каинита с прослоями, состоящими из каинита с примесью галита и глини-
стого материала. На фотограммах порода характеризуется преимущественно се-
рым тоном и "кряпчатый" рисунком, местами переходящим в "пятнистый"; по-
следний обусловлен наличием в породе крупных (до 2-4 см) вкрапленников
лангбейнита и каинита белого цвета. На фоне каинитовой породы выделяются
монотонные прослойки глинистой каменной соли и маломощные галитовые про-
слойки белого цвета самой разнообразной конфигурации. При общем слоистом
облике каинитовой породы встречаются сильно перемятые участки, где отсутст-
вует явно выраженная слоистость и порода выглядит однообразно и недостаточ-
но отчетливо.

Глинистая каменная соль. Это переходная порода от каменной соли
к соляной глине серого или светло-серого цвета, сложенная галитом и гли-
нистым материалом с гнездами и прожилками полигалита. Порода имеет тонко-
слоистую текстуру. На фотограмме отчетливо видно чередование прослоек
чистого галита светло-серого цвета с темно-серыми прослойками галита, за-
грязненными глинистым материалом (см. рис. 1, интервал 90-91 м). Про-
слойки полигалита также четко выделяются среди основной массы благодаря
своему белому цвету и своеобразной волнистой прерывистой форме. На отдель-
ных участках соляные прослойки образуют гофрировку или собраны в мелкие оп-
рокинутые складки (см. рис. 1, интервал 86-90 м, стенка восточная, кровля).

Соляная глина. Порода, сложенная в основном глинистыми минералами
и галитом. В линзе "Каинит-1" представлена пропластком (см. рис. 1, ин-
тервал 16,2 м, ПК-191), а также отдельными прослоями в каинит-лангбейни-

товой и каинитовой породах. Наиболее характерная особенность породы – темно-серый, местами черный цвет и неяснослоистая текстура, которая особенно подчеркивается маломощными белыми галитовыми прослойками, расположенными по слоистости. Порода разбита сетью беспорядочных трещин, заполненных галитом, которые хорошо видны на снимках (см. рис. 1). Лангбейнитовые включения образуют чаще всего овальные или округлые формы и четко выделяются на фотограмме благодаря своему белому тону. Они образуют скопления или вытянуты по направлению слоистости (см. рис. 1, 3, стенка западная). Лангбейнит, как правило, шенитизирован и встречается в виде гнезд. Зерна каинита имеют удлинённую форму с извилистыми очертаниями; размер зерен 2–3 см, цвет белый.

Внутренняя тектоника

В целом соляные породы линзы "Каинит-1" имеют сложный рисунок, обусловленный как конфигурацией отдельных прослоек, так и различными сечениями штрека К-6.

В тектоническом отношении в пределах штрека К-6 линза "Каинит-1" представляет собой сложно дислоцированное тело, образующее серию различно ориентированных складок, приуроченных преимущественно к соляным и каинит-лангбейнитовым породам. Наиболее четко выраженными и сложными по своей конфигурации выделяются складчатые структуры в интервалах ПК-188, ПК-189, ПК-189–25. Соляная линза в указанных интервалах представлена довольно выдержанными по простиранию прослоями каинит-лангбейнитовой породы, чередующимися с прослоями каменной соли и соляной глиной, а также глинистой каменной солью. Породы отличаются хорошей фотогеничностью, благодаря чему на фотограмме фиксируются мельчайшие детали внутренней тектоники линзы. В интервале ПК-188–189 наблюдается синклиальная складка, сложенная каинит-лангбейнитовой породой и тонкослоистой глинистой каменной солью. Осевая плоскость складки проходит через восточную стенку и кровлю выработки в северо-западном направлении, восточное крыло ее крутое, углы падения достигают 70° , западное – выволаживается до $25-30^\circ$. Породы осевой части и крыльев осложнены мелкими складками более низких порядков (см. рис. 2). Вторая синклиальная складка, расположенная в интервале ПК-189–25 м, обнажается только частично в восточной стенке штрека. Ядро ее сложено глинистой каменной солью, представленной чередованием серых однообразных прослоев каменной соли и более темных по тону шнуровидных глинистых прослоек; периферическую часть складки слагает порода каинит-лангбейнитового состава. Ось складки имеет северо-западное направление, проходит наклонно к стенке выработки и, изгибаясь, уходит в почву штрека. Очевидно, весь интервал ПК-189 – ПК-191 представляет собой часть относительно крупной синклиальной структуры, о которой можно судить по протягивающимся по диагонали через всю выработку, четко выдержанным, пологим в юго-западной и крутопадающим в северо-восточной частях слоям и прослойкам (см. рис. 1). В интервале ПК-195 –82 м линза образует изогнутую спиралеобразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении по диагонали к сечению штрека. Спиралеобразный изгиб данного участка можно определить по характерному прослою белой каменной соли, проходящему в западной стенке через кровлю в восточную стенку выработки и имеющему форму петли, и по переменному падению слоев в западной и восточной стенках выработки (см. рис. 1).

Руководствуясь специфическими условиями подземных горных выработок, мы считаем, что геологические наблюдения, проведенные непосредственно в

выработках, и петрографические исследования должны сопутствовать геологическому дешифрированию; так как сущность последнего сводится не только к оконтуриванию пород и выявлению внутренней тектоники, но и к установлению взаимосвязей и закономерностей между геологическими объектами. Такое комплексное изучение пород дает возможность получить новый фактический материал, объем которого несоизмерим с масштабами геологических зарисовок и для фиксации и осмысливания которого при геологической документации обычным способом требуются дополнительные усилия и время.

Литература

- Аэрометоды при геологической съемке и поисках полезных ископаемых. — М.: Недра, 1964. — Т. 1. — 104 с.
- Миллер В., Миллер К. Аэрофотogeология. — М.: Мир, 1964. — 291 с.
- Мирошниченко В.П. Аэрофотосъемка. Применение аэрофотосъемки для геологических исследований. — М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1946. — 303 с.
- Петрусевич М.Н. Геолого-съемочные и поисковые работы на основе аэрометодов. — М.: Госгеолтехиздат, 1954. — 208 с.

Е.М. Хабаров, Г.И. Таныгин

ДЖУРСКАЯ СВИТА ЮГО-ВОСТОКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В нижней части тунгусикской серии верхнего рифея юго-востока Енисейского края (Приангарье) устанавливается существенно карбонатная толща, выделенная С.В. Обручевым /1929/ в качестве джурской свиты.

Джурская свита, благодаря характерному для нее облику, достаточно легко узнается в приангарских разрезах докембрия и описана в многочисленных тематических и геолого-съемочных отчетах, а также в общих литолого-стратиграфических и тектонических работах /Кириченко, 1955; Сагитов, 1962; Семихатов, 1962; Вотях, 1968; Постельников, 1973, 1980; Геологическая карта..., 1978; и др./. В этих работах джурская свита Приангарья рассматривается или как достаточно однородная карбонатная, существенно строматолитовая толща или же в ее составе выделяются 3-6, редко больше литостратиграфических подразделений /Ануфриев, 1973; Шенфиль и др., 1980/. Детальному стратиграфическому расчленению разрезов и их корреляции уделяется значительно меньше внимания. Вместе с тем выявление в ее составе устойчивых по простиранию литологических подразделений, выяснение основных тенденций в изменении состава и строения свиты в целом или ее частей по вертикали и латерали позволит, по-видимому, более корректно устанавливать стратиграфические аналоги джурской свиты в других зонах Енисейского края.

В джурской свите широко развиты строматолитовые породы и по предварительным данным она сходна с докембрийскими рифогенными (или карбостромовыми) формациями /Келлер, 1973; Хабаров, 1985/. В связи с этим возникает задача изучения джурской свиты с позиций формационного анализа, который включает в себя определение типов пород, расшифровку структуры формации, установление ее объема, а также выяснение палеогеографических и палеотектонических условий образования. Детальное расчленение и корреляция раз-

резов входят в комплекс предварительных общегеологических исследований, которые предшествуют собственно формационному анализу и являются необходимыми для дальнейших формационных построений.

Расчленение разрезов джурской свиты

В качестве опорного выбран разрез джурской свиты, который вскрывается на правом берегу р. Ангары, 0,5–4,0 км выше устья р. Каменки (рис. 1–3, IX). Здесь на зеленовато- и темно-серых, часто бурых аргиллитах с редкими прослоями алевролитов и песчаников красногорской свиты залегают следующие пачки*.

Мощность, м

1. Доломиты серые, с поверхности с желтовато-зеленоватым оттенком, кристаллические, алевритистые, тонкоплитчатые. В основании пачки массивные (2,0 м), строматолитовые из нечетких столбчатых строматолитов, в кровле – темно-серые аргиллиты с прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников,

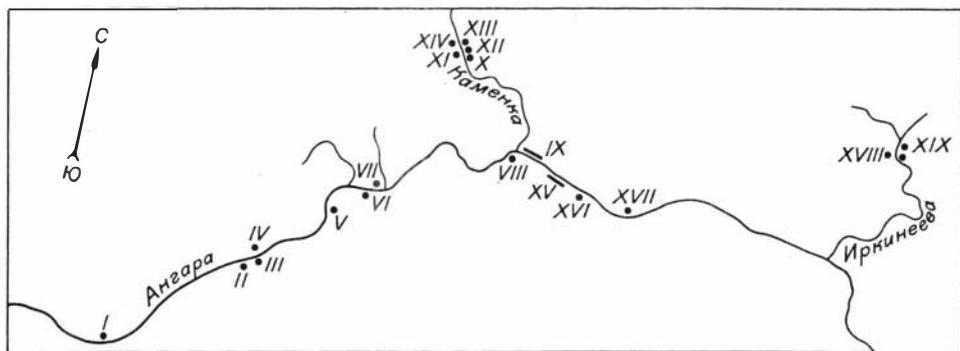


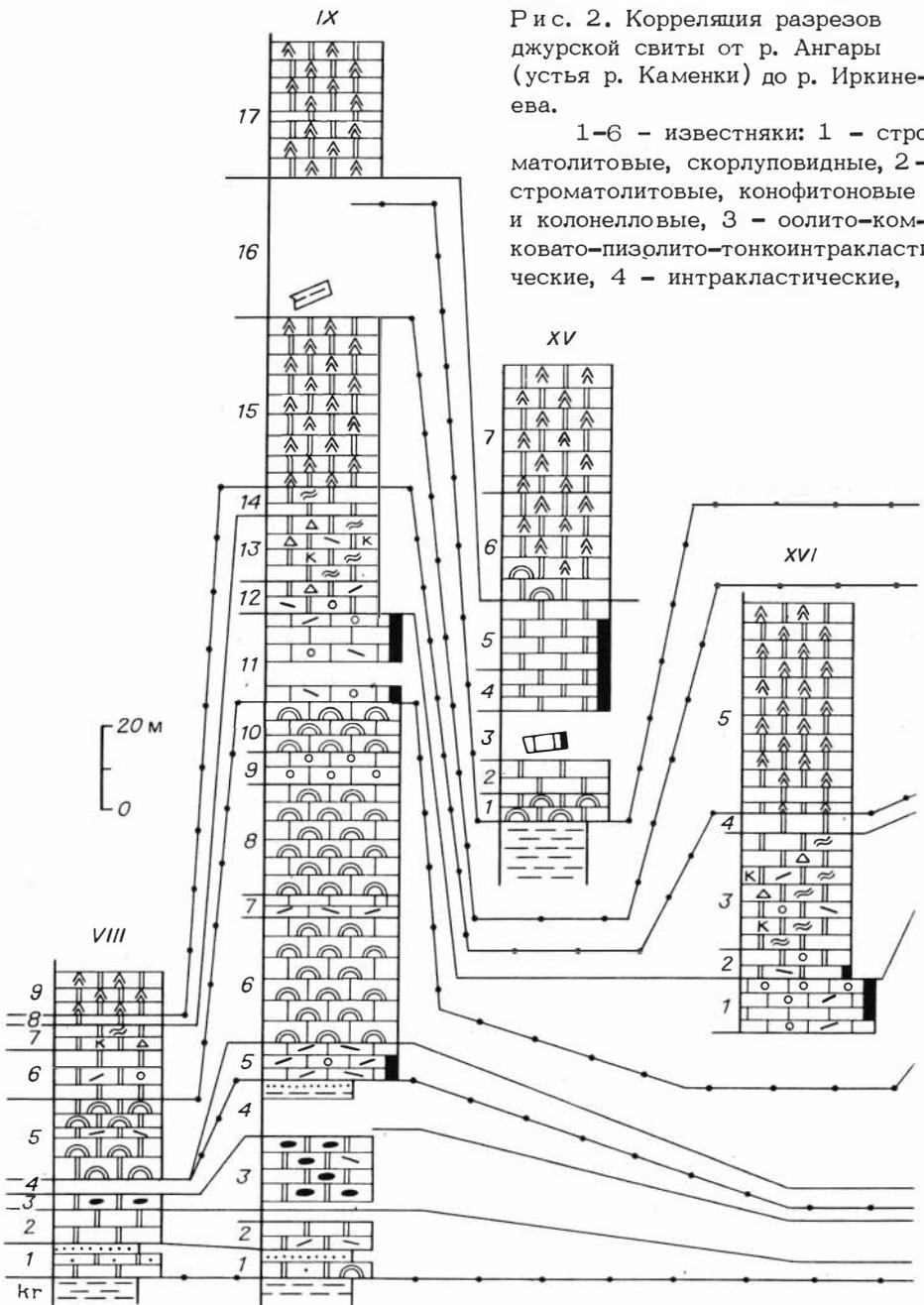
Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

I – правый берег р. Ангары, мыс Гребенской Бык; II – левый берег р. Ангары, против дер. Бык; III – левый берег р. Ангары, против мыса Выдумский Бык; IV – правый берег р. Ангары, мыс Выдумский Бык; V – левый берег р. Ангары, 4–6 км ниже мыса Потоскуйский Бык; VI – левый берег р. Ангары, выше мыса Потоскуйский Бык; VII – правый берег р. Ангары, 1 км ниже устья р. Верхняя Ослянка; VIII – левый берег р. Ангары, против устья р. Каменка; IX – правый берег р. Ангары, выше устья р. Каменка; X – левый берег р. Каменки, 0,3 км ниже устья руч. Глубокий; XI – правый берег р. Каменки, у устья руч. Глубокий; XII – левый берег р. Каменки, 0,5 км выше устья руч. Глубокий; XIII – левый берег р. Каменки, 1 км выше устья руч. Глубокий; XIV – правый берег р. Каменки, 0,5–3,5 км ниже устья р. Умангой; XV – левый берег р. Ангары между руч. Шептулей и Глубокий; XVI – левый берег р. Ангары, 0,5–2,0 км ниже устья р. Каулец; XVII – правый берег р. Ангары, выше устья р. Лунча; XVIII – р. Иркинеева, выше устья руч. Порожный; XIX – левый берег р. Иркинеева, 0,8 км ниже устья р. Нижняя Тера.

* Описание разрезов ведется снизу вверх.

Рис. 2. Корреляция разрезов джурской свиты от р. Ангары (устья р. Каменки) до р. Иркинева.

1-6 - известняки: 1 - строматолитовые, скорлуповидные, 2 - строматолитовые, конофитоновые и колонелловые, 3 - оолито-комковато-пизолито-тонкоинтракlastические, 4 - интракlastические,



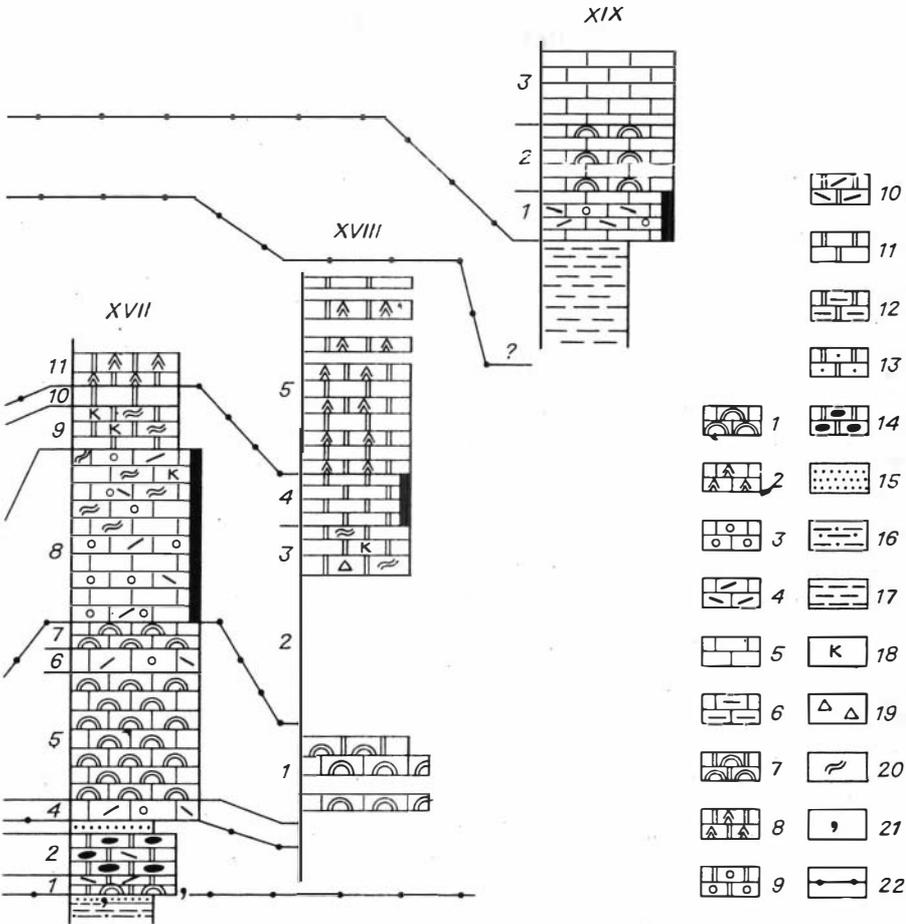
Мощность, м

тонкоплитчатых, с мелкими знаками ряби на поверхностях напластования . 6,0

2. Доломиты серые, иногда темно-серые, с поверхности с желтовато-зеленоватым оттенком, тонкокристаллические, иногда с реликтами интракlastов, толстоплитчатые до массивных.

5 - кристаллические, 6 - сильно глинистые; 7-14 - доломиты: 7 - строматолитовые (скорлуповидные), 8 - строматолитовые (конофитоновые и колонелловые), 9 - оолито-комковато-тонкоинтракlastические, 10 - интракlastические, 11 - кристаллические, 12 - сильно глинистые, 13 - алеврито-песчанистые, 14 - с кремнями; 15 - песчаники; 16 - алевролиты; 17 - аргиллиты; 18 - перекристаллизованные крупнокристаллические карбонатные породы; 19 - брекчиевидные карбонатные породы; 20 - прожилки яснокристаллических карбонатов; 21 - глауконит; 22 - границы между литологическими горизонтами. Кр - красногорская, Sn - шунтарская свиты.

Цифры слева от колонок обозначают номера пачек. Черные участки в литологических колонках показывают черные и темно-серые карбонатные породы. VIII, IX, XV, XIX - см. рис. 1.



Мощность, м

Видимая мощность 6,0

Выше фиксируется разлом, который приводит в соприкосновение доломиты второй пачки с вышележащими лиловыми скорлуповидными строматолитовыми известняками. В следующем тектоническом блоке обнажаются:

3. Доломиты серые и темно-серые, кристаллические, часто с реликтами мелких интракластов, микроволнисто-слоистые, толстоплитчатые с мелкими линзочками черных кремней.

Видимая мощность 15,0
 Задерновано 8,0

4. Песчаники серые и зеленовато-серые, кварцевые, мелкозернистые. В нижней части прослой аргиллитов темно-серых, листоватых.

Видимая мощность 3,0

5. Известняки интракластические (мелкие плоскогалечные конгломераты) и пизолито-интракластические. В нижней части темно-серые, в верхней (3,0 м) - лиловые, с неровными поверхностями наслоения и линзовидными прослоями лиловых микрокристаллических и слабо глинистых известняков. В основании пачки (0,2 м) доломиты серые, тонкокристаллические 8,0

6. Известняки лиловые и серые, представленные столбчатыми скорлуповидными строматолитами, образующими разнообразные по размеру уплощенные биогермы. Межбиогермное пространство выполнено интракластическими известняками 30,0

7. Известняки темно-серые до черных, тонкокристаллические, тонкоплитчатые, часто оскольчатые, в основании и кровле интракластические . . . 5,0

8. Известняки лиловые, реже серые, строматолитовые, с линзами интракластических. Строматолиты столбчатые (скорлуповидные) 26,0

9. Известняки серые с лиловым оттенком, оолитовые, толстоплитчатые. В основании (0,4 м) известняки лиловые кристаллические 7,5 м

10. Известняки серые и лиловые, из столбчатых скорлуповидных строматолитов. Отмечаются линзы интракластов 10,0

11. Известняки черные и темно-серые, комковато-тонкоинтракластические, средне-толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения и линзовидными прослоями микрокристаллических темно-серых известняков и плоскогалечных известняковых конгломератов 22,2

12. Доломиты серые и темно-серые, кристаллические и комковато-интракластические, с неровными поверхностями наслоения. Граница с нижележащими известняками неровная 7,0

13. Доломиты серые, толстоплитчатые, сильно перекристаллизованные, с реликтами интракластов и многочисленными прожилками яснокристаллического доломита, иногда брекчированные 17,0

14. Доломиты розоватые, кристаллические, тонко-среднеплитчатые, тонко-микрослоистые, перекристаллизованные 7,0

15. Доломиты серые и розовые, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл, с линзами кристаллических, реже интракластических доломитов 40,0

16. Аргиллиты темно-серые, листоватые. Интервал задернован. Наблюдаются лишь редкие высыпки 30,0-40,0

17. Доломиты серые и розовые, в основании из крупных конофитонов и колонелл, с прослоями тонкоплитчатых кристаллических доломитов более 32

Левый берег р. Ангары, против устья р. Каменки (см. рис. 2, VIII). Выше темно-серых, часто обохренных листоватых аргиллитов красногорской свиты в опрокинутом залегании прослеживаются:

1. Доломиты серые с зеленоватым или розоватым оттенками, кристаллические, алевритистые, тонкоплитчатые с прослоями песчаников серых, кварце-

Мощность, м

вых, микроволнисто-слоистых. В основании (1,3 м) доломиты массивные 7,0

2. Доломиты серые, в основании розоватые, кристаллические, толсто-плитчатые и массивные 7,0

3. Доломиты серые, кристаллические, с кремнями 3

4. Задернованный интервал с отдельными обломками терригенных пород 2,0

5. Доломиты серые и розоватые, представлены скорлуповидными строматолитами. В основании и средней части пачки прослой (1-2 м) доломитов серых, массивных с реликтами интракластов 18,0

6. Доломиты серые, кристаллические, перекристаллизованные, иногда с реликтами интракластической структуры, толстоплитчатые 11,0

7. Доломиты серые до темно-серых, кристаллические, с многочисленными прожилками и линзочками крупнокристаллического доломита 6,0

8. Доломиты розоватые, кристаллические, перекристаллизованные, с реликтовой тонко- и микрослоистостью, среднеплитчатые 2,0

9. Доломиты серые, в основании с розоватым оттенком, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл более 9,0

Левый берег р. Ангары, между руч. Шептулей и руч. Глубоким (см. рис. 2, XV). В отдельных тектонических блоках наблюдаются выходы доломитов джурской свиты. В основании разреза (руч. Шептулей), выше темно-серых листоватых аргиллитов прослеживаются:

Мощность, м

1. Доломиты серые и розоватые, строматолитовые, из нечетких столбчатых строматолитов 5,0

2. Доломиты серые, кристаллические, массивные 7,0

3. Задернованный интервал. В верхней части отмечаются высыпки известняков черных, кристаллических, тонко-линзовидно-слоистых, тонкоплитчатых 10,0-15,0

4. Доломиты темно-серые и черные, кристаллические, микрослоистые, тонкоплитчатые 10,0

5. Доломиты серые, в основании темно-серые, кристаллические. В нижней части среднеплитчатые, в верхней толстоплитчатые, частично перекристаллизованные 18,0

6. Доломиты серые, из столбчатых строматолитов, в верхней части из нечетких конофитонов. Хорошо выражено биогермное строение. Межбиогермное пространство заполнено серыми и темно-серыми доломитами, кристаллическими, тонко- и среднеплитчатыми 22,0

Далее по берегу до устья руч. Глубокий, в отдельных блоках, прослеживается пачка строматолитовых, часто конофитоновых доломитов мощностью около 25 м. Вышележащие отложения срезаны разломом, который проходит по руч. Глубокому. В устье руч. Глубокий и ниже по течению р. Ангары наблюдаются высыпки темно-серых листоватых аргиллитов, зеленовато- и светло-серых песчаников. Далее выходят розовые строматолитовые доломиты из нечетких столбчатых строматолитов (2,0 м), а выше залегают доломиты розовые, кристаллические, массивные (4-5 м). Породы залегают практически горизонтально и прослеживаются вплоть до устья руч. Ковалошный. На одном из задернованных участков (пологая синклинальная складка) отмечаются глыбы и высыпки серых строматолитовых (скорлуповидных) известняков. Ниже устья руч. Ковалошный встречаются обломки черных, тонко-среднеплитчатых кристаллических известняков.

Левый берег р. Ангары, 0,5-2,5 км ниже устья руч. Каулец (см. рис. 2, XVI). Нижняя часть джурской свиты срезана разломом, выше обнажаются:

1. Известняки черные и темно-серые, комковато-тонкоинтракластические, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения и линзовидными прослоями темно-серых микрокристаллических известняков. В основании (3-4 м) известняки мелкоинтракластические, лиловые 12,0

2. Доломиты серые, иногда темно-серые, комковато-тонкоинтракластические, толстоплитчатые, частично перекристаллизованные, с прослоями доломитов кристаллических 7,0

3. Доломиты серые, кристаллические, часто с реликтами интракластов и комков, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения. Породы часто перекристаллизованы и брекчированы, с многочисленными линзами, прожилками, и прослоями крупнокристаллического доломита 27,0

4. Доломиты розовые, кристаллические, микрогоризонтально-слоистые, тонко-среднеплитчатые 4,0

5. Доломиты серые и розовые, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл, образующих разнообразные по размерам биогермы. Межбиогермное пространство выполнено доломитами розовыми, кристаллическими, реже интракластическими, тонко- и среднеплитчатыми. В нижней и верхней частях пачки прослеживаются прослои (до 4,0 м) доломитов кристаллических, среднеплитчатых.

Видимая мощность пачки около 50

На правом берегу р. Ангары, выше устья р. Лунча (см. рис. 2. XVII) на темно- и зеленовато-серых листоватых аргиллитах с прослоями кварцевых мелкозернистых песчаников с глауконитом залегают следующие пачки.

1. Доломиты серые и розовые, тонкокристаллические, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения. В основании (2,0 м) доломиты буроватые, строматолитовые, из нечетких столбчатых строматолитов 4

2. Доломиты серые и розовые, тонкокристаллические, иногда интракластические, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения и частыми линзами и линзовидными прослоями черных и розовых кремней 9,5

3. Песчаники, алевролиты серые, с буроватым оттенком, кварцевые, с прослоем темно-серых листоватых аргиллитов 3

4. Известняки лиловые, мелкоинтракластические из плоских обломков микрокристаллических известняков, с редкими сферолитами и пизолитами, тонко-неправильноволнисто-слоистые, с примазками и линзовидными слоями лиловых микрокристаллических глинистых известняков 4

5. Известняки серые и лиловые, строматолитовые из столбчатых (скорлуповидных) строматолитов 30

6. Известняки лиловые, иногда серые, комковато-оолито-тонкоинтракластические, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения . . . 5-7

7. Известняки серые и лиловые, строматолитовые, из столбчатых (скорлуповидных) строматолитов 6

8. Известняки черные и темно-серые, комковато-тонкоинтракластические, с прослоями темно-серых кристаллических, иногда светлых с поверхности выветривания известняков. Поверхности наслоения неровные. В верхней части известняки частично доломитизированы, с прожилками яснокристаллического кальцита. Здесь же встречаются линзочки черного крупнокристаллического кальцита, а также буроватого доломита 40

Эта и вышележащие пачки обнажены фрагментарно.

9. Доломиты серые, кристаллические, толстоплитчатые до массивных 10

10. Доломиты розовые, микрогоризонтально-слоистые, среднеплитчатые 4

11. Доломиты серые с розоватым оттенком, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл, известковистые более 5

На р. Иркинеева достоверный разрез джурской свиты устанавливается по левому и правому берегам, выше устья руч. Порожный (см. рис. 2, XVIII). Здесь выше доломитов аладьинской свиты через задернованный интервал 100-120 м обнажаются следующие пачки.

1. Известняки серые, строматолитовые, из столбчатых (скорлуповидных) строматолитов, образующие биогермы мощностью до 3-5 и диаметром до 5-10 м. В верхней части известняки постепенно замещаются доломитами.

Видимая мощность 17

2. Задернованный интервал около 40 м.

3. Доломиты серые, светло-серые, иногда красно-бурые, тонко- и ясно-кристаллические, толстоплитчатые до массивных, часто брекчированные, с жилками и гнездами крупнокристаллического доломита.

Видимая мощность 12

4. Доломиты темно-серые, кристаллические, тонкослоистые, среднеплитчатые 12

5. Доломиты серые, строматолитовые, конофитоновые, переслаивающиеся с тонко-среднеплитчатыми темно-серыми кристаллическими. Строматолитовые доломиты образуют небольшие биогермы.

Видимая мощность 25

Мощность пачки строматолитовых доломитов наращивается на правом берегу р. Иркинеева еще на 25 м. Здесь строматолитовые доломиты серые и розовые из крупных конофитонов и колонелл.

На левом берегу р. Иркинеева, 0,8 км ниже устья р. Нижней Тери (см. рис. 2, XIX), выделяются следующие пачки.

1. Аргиллиты темно-серые, бурые, зеленовато-серые, иногда с точечной обохренностью, листоватые, в верхней части алевритистые и известковистые с небольшими неправильной формы конкрециями.

Видимая мощность 20

В соседнем высоком обрыве, отделенном разломом, мощность аргиллитов достигает 50 м.

2. Известняки темно-серые, с поверхности с коричневатым оттенком, микрокристаллические, микротонкослоистые, с прослойками (1-5 см) известняков темно-серых тонкоинтракластических 9

3. Известняки темно-серые и серые, строматолитовые, из нечетких столбчатых строматолитов, напоминающих колонеллы, а иногда скорлуповидные строматолиты; переслаиваются с известняками серыми и темно-серыми, микрокристаллическими, иногда интракластическими 16

4. Известняки серые и темно-серые, тонкокристаллические, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения. Мощность около 15-20 м. Выше прослеживаются кристаллические доломиты.

Один из наиболее полных разрезов джурской свиты вскрыт в виде отдельных выходов по правому и левому берегам р. Каменки, между р. Умангой и руч. Глубоким.

Непосредственный контакт с отложениями красногорской свиты наблюдается на левом берегу р. Каменки, 0,3 км ниже устья руч. Глубокий

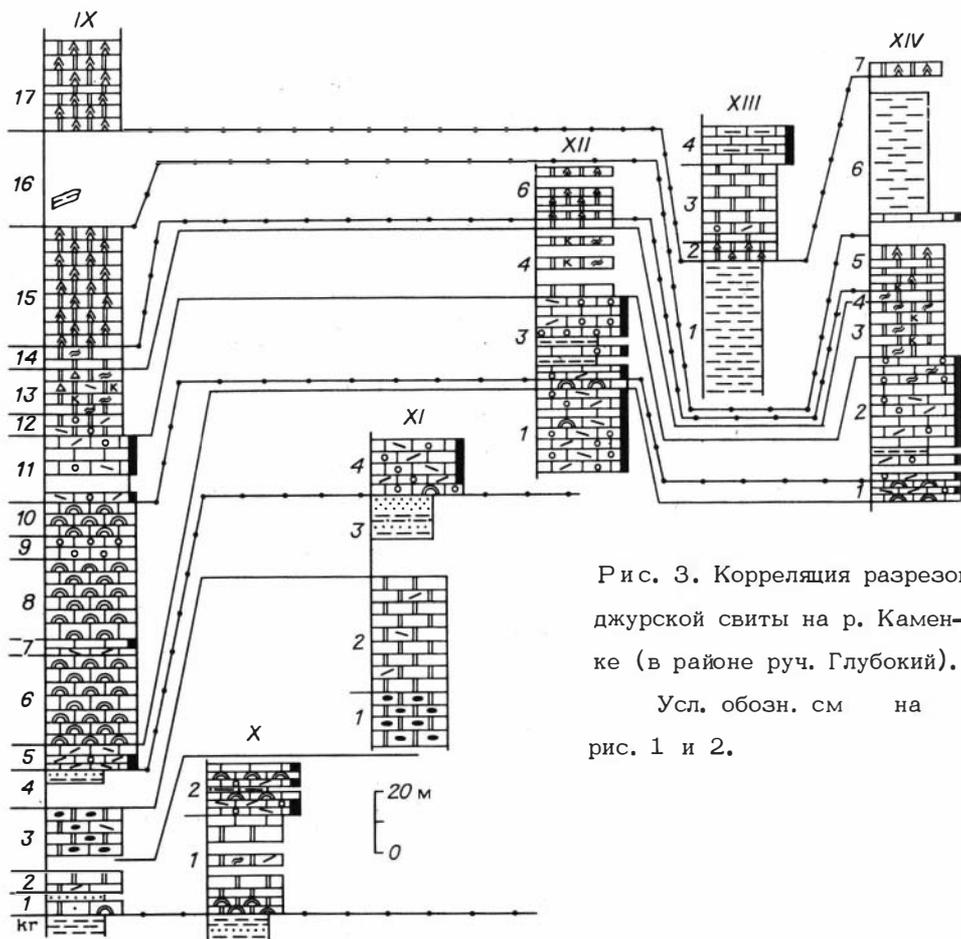


Рис. 3. Корреляция разрезов джурской свиты на р. Каменке (в районе руч. Глубокий).
Усл. обозн. см на рис. 1 и 2.

(рис. 3, X). Здесь на темно-серых и буроватых аргиллитах и глинистых тонкоплитчатых алевролитах с прослоями песчаников залегают следующие пакки.

Мощность, м

1. Доломиты серые и темно-серые, иногда с поверхности с желтоватым оттенком, тонко- и яснокристаллические, толстоплитчатые и массивные, часто с мелкой "червячковой" перекристаллизацией, иногда с интракластами. В основании (0,4 м) доломиты и известняки серые, строматолитовые, из неправильных мелких столбчатых строматолитов 30

2. Известняки серые и темно-серые, интракластические и строматолитовые. Строматолиты нечетко-столбчатые, редко наблюдались крупные конофитоны. В средней части пакки (2 м) - алевролиты кварцевые, микрослоистые, с прослоями темно-серых микрокристаллических известняков. В кровле - серые и темно-серые кристаллические микрослоистые известняки.

Видимая мощность пакки 15

Разрез свиты наращивается на правом берегу р. Каменки, у устья руч. Глубокий (см. рис. 3, XI), где устанавливаются следующие пакки.

1. Доломиты серые, тонко- и очень мелкокристаллические, иногда интракластические, горизонтально- и волнисто-слоистые, толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения и мелкими линзами черных кремней.

Видимая мощность 20

2. Доломиты серые, мелкокристаллические, иногда с реликтами интракластов, часто косо- и волнисто-слоистые 45

После задержанного интервала (15 м) обнажаются.

3. Песчаники зеленовато-серые и серые, кварцевые, мелко-, редко среднезернистые, часто косослоистые, толсто- и тонкоплитчатые, с прослоями алевролитов и листоватых темно-серых аргиллитов в нижней части. На поверхностях наслоения песчаников отмечаются мелкие знаки ряби 15

4. Известняки темно-серые, интракластические и оолито-пизолитовые, с неровными поверхностями наслоения, с редкими линзовидными прослоями (до 0,1 м) известняков темно-серых кристаллических. В основании (1,8 м) известняки темно-серые, мелкооолитовые, с небольшим биогермом из нечетких столбчатых строматолитов. Выше оолитовых известняков известняки микрокристаллические (0,4 м) и доломиты тонкокристаллические (0,4 м).

Видимая мощность 17

Четвертая пачка трассируется в основание обнажения, вскрытого на левом берегу р. Каменки, 0,6-0,5 км выше устья руч. Глубокий (см. рис. 3, XII). Здесь установлены следующие пачки.

1. Известняки темно-серые, интракластические, с неровными поверхностями наслоения. Верхние (13 м) сложены интракластическими и темно-серыми кристаллическими, слабо глинистыми известняками. Здесь же прослеживается небольшой биогерм лиловых строматолитовых (скорлуповидных) известняков.

Видимая мощность 30

Верхняя часть разреза свиты срезается разломом. Вышележащие отложения описаны на склоне, в доразломной части обнажения.

2. Известняки серые, строматолитовые, из столбчатых (скорлуповидных) строматолитов, с примесями глинистого материала 2,5-6,0

3. Известняки темно-серые и черные, комковато-тонкоинтракластические, переслаивающиеся с известняками темно-серыми, кристаллическими, часто глинистыми, тонко-среднеплитчатыми, с прослоями темно-серых известковистых аргиллитов. Глинистые известняки и аргиллиты приурочены в основном к нижней части пачки 27

4. Доломиты серые, кристаллические, сильно перекристаллизованные, с многочисленными прожилками светлого крупнокристаллического доломита, частично брекчированы 17

5. Доломиты серые с розовым оттенком, кристаллические, тонкослоистые, среднеплитчатые 2,0

6. Доломиты серые и розоватые, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл, в нижней части (7 м) - серые плитчатые доломиты.

Видимая мощность около 20

На левом берегу р. Каменки, 1 км выше устья руч. Глубокий (см. рис. 3, XIII), обнажаются более высокие горизонты джурской свиты.

1. Аргиллиты темно-серые, часто обохренные, иногда алевритистые, листоватые. В нижней части с мелкими неправильными конкрециями.

Видимая мощность 60

- 2. Доломиты серые, строматолитовые, из крупных конофитонов 7
- 3. Доломиты серые и розоватые, яснокристаллические, неяснослоистые, иногда с реликтовой интракластической структурой, массивные. В кровле (3 м) доломиты светло-серые мелкокристаллические, микрогоризонтально-слоистые, тонко-среднеплитчатые 25
- 4. Известняки темно-серые, микрокристаллические, микрогоризонтально-слоистые, с прослоями более глинистых разновидностей. Породы тонкоплитчатые, иногда листоватые 10

Далее наблюдаются отдельные высыпки аргиллитов шунтарской свиты.

На правом берегу р. Каменки, 0,5-4,0 ниже устья р. Умангой (см. рис. 3, XIV), в отдельных обнажениях, в которых простираение пород часто совпадает с направлением течения реки, вскрывается следующий разрез.

- 1. Известняки серые, иногда лиловые, часто доломитистые и доломитовые, строматолитовые, из столбчатых (скорлуповидных) строматолитов, образующих нечеткие биогермы на разных уровнях. Между строматолитовыми породами залегают темно-серые интракластические, реже кристаллические известняки 7
- 2. Известняки темно-серые и черные, интракластические, комковатые, сгустковые, с прослоями микро- и тонко-мелкокристаллических, часто глинистых известняков, а в нижней части пачки темно-серых известковистых и голубовато-серых доломитовых аргиллитов. В верхней части породы частично перекристаллизованы, с прожилками яснокристаллического кальцита. Известняки с неровными поверхностями наслоения, иногда с тонкой градационной слоистостью 40
- 3. Доломиты серые и темно-серые, сильно перекристаллизованные и брекчированные, с прослоем (0,3-0,5 м) доломитов очень крупнокристаллических 18
- 4. Доломиты серые с розоватым оттенком, кристаллические, тонкослоистые, среднеплитчатые, частично перекристаллизованные 3
- 5. Доломиты серые, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл, частично перекристаллизованные. В средней части (5 м) доломиты кристаллические, средне-толстоплитчатые.

Видимая мощность 15

Вышележащие горизонты джурской свиты обнажаются в обрыве, 0,5-1 км ниже устья р. Умангой.

- 6. Аргиллиты темно-серые, с поверхности часто буроватые, листоватые, иногда алевритистые. Встречаются редкие мелкие конкреции гематита. В основании пачки (1,5 м) известняки темно-серые, кристаллические, глинистые, с прослойками аргиллитов известковых.

Видимая мощность пачки 40

Выше, через задернованный интервал (10-15 м) на склоне обрыва и в р. Каменке, прослеживаются:

- 7. Доломиты серые, строматолитовые, конофитоновые.

Видимая мощность около 5

На левом берегу р. Каменки, выше устья р. Умангой, вскрыта мощная пачка черных аргиллитов шунтарской свиты.

Ниже по течению р. Ангары от опорного разреза джурская свита изучалась в обнажениях вблизи шивер Потоскуйской, Выдумской и на мысе Гребень.

На правом берегу р. Ангары, 1 км ниже р. Верхней Ослянки (рис. 4, VII), в бичевнике отмечаются редкие выходы пород нижней части свиты. Здесь можно выделить следующие пачки.

1. Доломиты серые, мелкокристаллические, массивные.
Видимая мощность 6
2. Известняки серые, строматолитовые, из столбчатых строматолитов, иногда скорлуповидных.
Видимая мощность 10
3. Известняки темно-серые, кристаллические и тонкоинтракластические, часто с градационной слоистостью, с прослоем доломитов комковато-тонкоинтракластических.

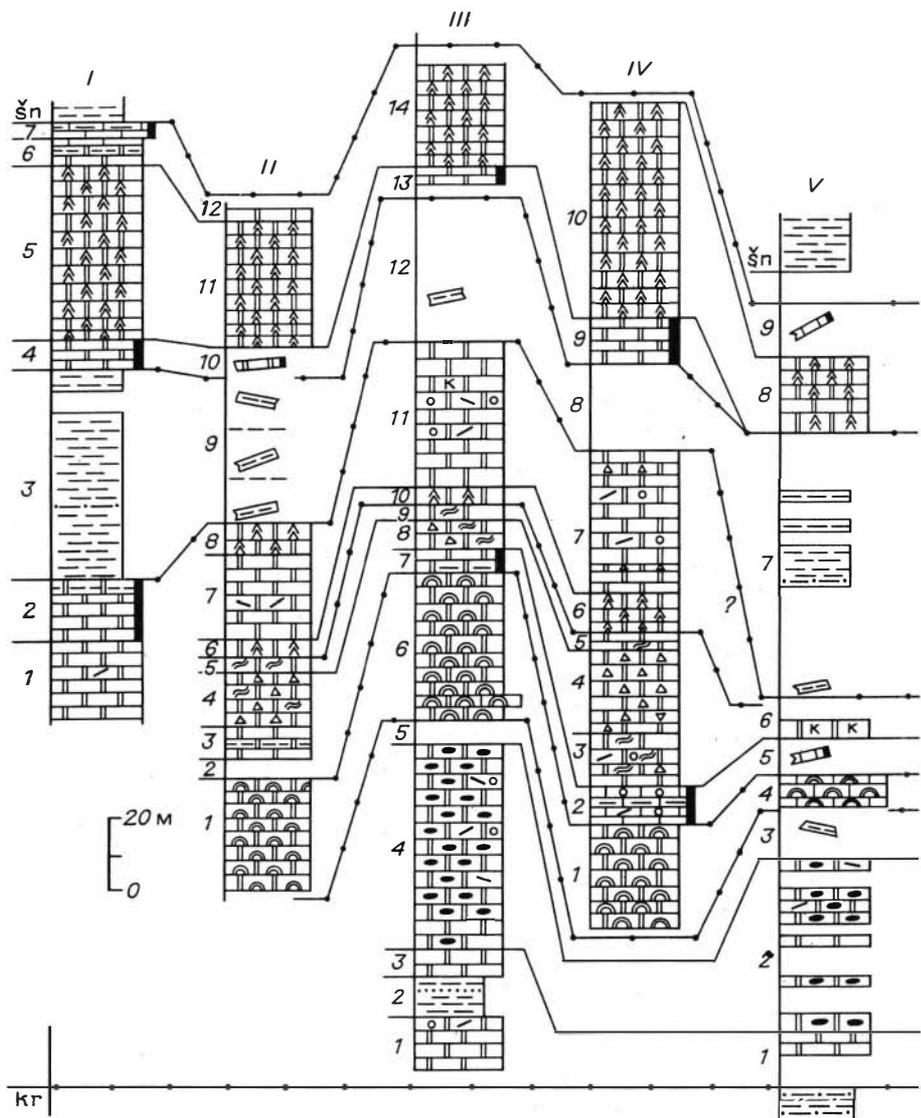
Видимая мощность 15

Далее задерновано. На задернованном интервале отмечаются высыпки зеленовато-серых глинистых известняков, аргиллитов известковых и алевролитов глинистых.

На левом берегу р. Ангары, 0,2-3 км выше скалы Потоскуйский Бык, на плохо обнаженном интервале, в отдельных тектонических блоках устанавливаются следующие пачки джурской свиты (см. рис. 4, VI).

1. Доломиты серые и темно-серые, кристаллические, часто микрослоистые 7-8
 2. Доломиты серые, мелкокристаллические, толстоплитчатые, с линзами и прослоями черных кремней. Пачка плохо обнажена около 25-30
 3. Доломиты серые и темно-серые, кристаллические, часто микроволнисто-слоистые, частично перекристаллизованные 7
- Далее разлом с небольшой амплитудой смещения. В основании следующего блока прослеживаются:

4. Доломиты серые, мелкокристаллические, массивные. В основании (2 м) доломиты серые (с поверхности буроватые), строматолитовые, из нечетких столбчатых строматолитов 10
 5. Известняки серые, строматолитовые из хорошо выраженных столбчатых строматолитов, реже скорлуповидных. Известняки часто замещаются доломитами 18
- В основании следующего блока обнажаются:
6. Известняки темно-серые, кристаллические, иногда полосчатые с тонкой градационной слоистостью, с прослоями интракластических разновидностей, тонко-среднеплитчатые. Выше известняки более толстоплитчатые, с неровными поверхностями наслоения, частично перекристаллизованные 13
 7. Доломиты серые, мелко- и очень крупнокристаллические, перекристаллизованные, толстоплитчатые и массивные.
Видимая мощность 12-15
- Затем, ниже по течению р. Ангары, в отдельных мелких тектонических блоках прослеживаются известняки темно-серые, аналогичные известнякам пачки 6, и доломиты крупнокристаллические (пачка 7).
- Далее, за распадком (совпадающим с разломом), у уреза воды выходят:
8. Известняки и доломиты серые с зеленоватым оттенком, кристаллические, глинистые, среднеплитчатые.
Видимая мощность 3
- Выше по склону, через 3-4 м, в несколько ином залегании устанавливаются:
9. Аргиллиты серые, со слабым зеленоватым оттенком, алевролитистые, микрослоистые 10



Мощность, м

10. Аргиллиты черные, иногда с зеленоватым оттенком, микрослоистые, крепкие, тонко-среднеплитчатые. Видимая мощность 30

На левом берегу р. Ангары, 4-6 км ниже мыса Потоскуйский Бык, на лиловых и зеленовато-серых аргиллитах и песчаниках красногорской свиты залегают следующие литологические пачки (см. рис. 4, V).

Мощность, м

1. Доломиты серые, кристаллические, часто микрослоистые, толсто-плитчатые, нередко с прожилками яснокристаллического доломита. Нижняя часть пачки не обнажена 15

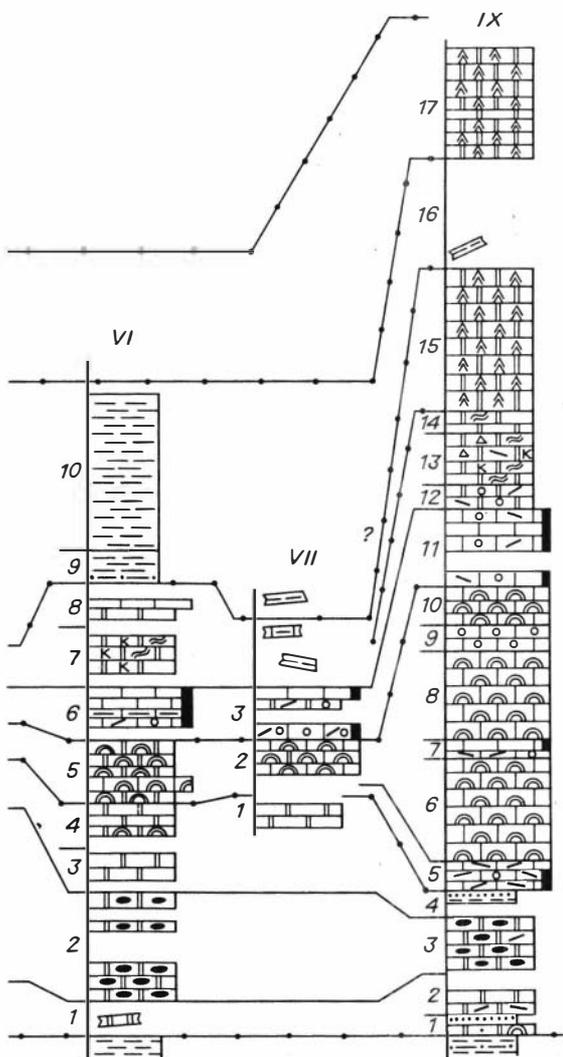


Рис. 4. Корреляция джурской свиты на р. Ангаре от устья р. Каменки до мыса Гребенской Бык.

Усл. обозн. см. на рис. 1 и 2.

Мощность, м

- 2. Доломиты серые, кристаллические, иногда интракластические, толсто-плитчатые, с линзами черных кремней. Пачка обнажена фрагментарно . . . 45
- 3. Аргиллиты и алевролиты серые и бурые около 20
- 4. Известняки серые, строматолитовые из столбчатых (скорлуповидных) строматолитов. Вверху (2,5 м) доломиты строматолитовые.

Видимая мощность 9

- 5. Известняки черные и темно-серые, кристаллические, среднеплитчатые. Пачка обнажена слабо 15

6. Доломиты серые, крупно- и очень крупнокристаллические, массивные. Видимая мощность 5

Далее задерновано 15 м и выше по разрезу прослеживаются в виде отдельных выходов и высыпок.

7. Аргиллиты черные, иногда с поверхности выветривания буроватые, микрослоистые, тонко-среднеплитчатые, крепкие, часто с пиритом, с прослоями более светлых алевритистых разновидностей с точечной обохренностью около 70

8. Доломиты серые, строматолитовые, из крупных конофитонов и нечетких колонелл, с прослоем в нижней части (3 м) доломитов кристаллических, среднеплитчатых 22

9. Известняки черные и темно-серые, тонкокристаллические, микрослоистые, тонко-среднеплитчатые. Интервал слабо обнажен 12

Выше залегает мощная пачка (около 250 м) темно-серых и черных аргиллитов (часто с пиритом), тонко- и среднеплитчатых, редко листоватых. Вверху они переходят в известковистые разновидности. Эти отложения относятся к шунтарской свите.

На правом берегу р. Ангары, у скалы Выдумский Бык, в восточном крыле антиклинали, осложненной разломом, выделяются следующие пачки (см. рис. 4, IV).

1. Доломиты серые и лиловые, строматолитовые, из столбчатых (часто скорлуповидных) строматолитов, с линзовидными прослоями кристаллических, реже интракластических доломитов.

Видимая мощность 30

2. Известняки темно-серые, кристаллические и тонкоинтракластические, часто с градиционной слоистостью, с прослоями известковистых темно-серых аргиллитов. В основании (1,0 м) доломиты лиловые, интракластические 12

3. Доломиты серые, реже темно-серые, кристаллические, редко интракластические, часто перекристаллизованные, с прожилками яснокристаллического доломита. В нижней части пачки встречаются тонкие прослои лиловых листоватых доломитовых аргиллитов 15

4. Доломиты серые, брекчированные. Хорошо видны крупные обломки кристаллических и иногда интракластических доломитов в светлом очень крупнокристаллическом доломите 22

5. Доломиты розовые, тонкослоистые, среднеплитчатые, частично перекристаллизованные 1,5

6. Доломиты серые с розоватым оттенком, строматолитовые из крупных конофитонов и колонелл 12

7. Доломиты серые с розоватым оттенком, кристаллические, реже с реликтами интракластической структуры, толстоплитчатые и массивные, с двумя прослоями (около 1 м) строматолитовых конофитоновых доломитов в нижней и верхней частях 42

8. Задернованный интервал (терригенная пачка) около 30

9. Доломиты черные, тонкокристаллические, микрогоризонтально- и волнисто-слоистые, тонко-среднеплитчатые.

Видимая мощность 12

10. Доломиты серые, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл, с хорошо видимым биогермным строением. Межбиогермное пространство заполнено тонкокристаллическими среднеплитчатыми доломитами . . . 60

На левом берегу р. Ангары, против мыса Выдумский Бык, в восточном крыле антиклинали устанавливается следующий разрез джурской свиты (см. рис. 4, III).

1. Доломиты серые, выше розоватые, мелкокристаллические, иногда с реликтами интракластов, волнисто-слоистые, толстоплитчатые и массивные. Видимая мощность	15
2. Аргиллиты темно- и зеленовато-серые, листоватые, с тонкими (2-10 см) прослоями буроватых и зеленовато-серых кварцевых мелкозернистых песчаников	12
3. Доломиты серые и розовые, мелкокристаллические, толстоплитчатые и массивные, в нижней части среднеплитчатые, с линзовидными прослоями лиловых тонкоплитчатых доломитовых аргиллитов и глинистых доломитов	9
4. Доломиты серые, розовые, темно-серые, кристаллические, иногда интракластические, микрогоризонтально- и волнисто-слоистые, толстоплитчатые и массивные, с линзами и линзовидными прослоями розовых (в нижней части) и черных кремней	60
5. Задернованный интервал	8
6. Доломиты серые, строматолитовые из столбчатых (часто скорлуповидных) строматолитов, с крупными блоками (4x4 м) сохранившихся от доломитизации строматолитовых известняков. В средней части пачки прослеживаются "ванны", заполненные кристаллическими с реликтами интракластов доломитами	42
7. Доломиты темно-серые, кристаллические, микрослоистые, средне-тонкоплитчатые, с прослоями (5-10 см) доломитов темно-серых сильно глинистых	8
8. Доломиты серые, кристаллические, брекчированные	8
9. Доломиты серые со слабым розоватым оттенком, микрослоистые, среднеплитчатые, частично перекристаллизованные	4
10. Доломиты серые с розоватым оттенком, строматолитовые (конофитоновые)	5
11. Доломиты серые и розовые, кристаллические, иногда с реликтами интракластов, толстоплитчатые и массивные	40
12. Задернованный интервал (терригенные породы)	45
13. Доломиты темно-серые и черные, тонкокристаллические, микрослоистые, тонко-среднеплитчатые. Видимая мощность	5
14. Доломиты серые, строматолитовые, из крупных конофитонов и колонелл. Видимая мощность	30

Несколько ниже по течению р. Ангары (западное крыло антиклинали) в разрезе джурской свиты устанавливаются следующие пачки (см. рис. 4, II).

1. Доломиты серые и лиловые, строматолитовые (скорлуповидные столбчатые строматолиты), с линзами розовых тонкокристаллических тонкоплитчатых доломитов. Видимая мощность	35
2. Доломиты темно-серые, тонкоплитчатые. Интервал плохо обнажен	7
3. Доломиты серые со слабым желтоватым оттенком, мелкокристаллические, толстоплитчатые и массивные, переслаиваются со среднеплитчатыми лиловыми глинистыми мелкокристаллическими доломитами с прослойками листоватых лиловых аргиллитов	8
4. Доломиты серые, кристаллические, сильно перекристаллизованные, брекчированные	12

5. Доломиты розоватые, тонкокристаллические, микрослоистые, среднеплитчатые, частично брекчированные	5
6. Доломиты розовые, строматолитовые из крупных конофитонов, частично перекристаллизованные	5
7. Доломиты серые и розовые, кристаллические, часто микрослоистые, массивные, с прожилками розового крупнокристаллического доломита	25
8. Доломиты розовые, строматолитовые из крупных конофитонов и колонелл	9
9. Аргиллиты темно-серые, листоватые. Пачка плохо обнажена	около 40
10. Доломиты темно-серые и черные, тонкокристаллические, среднеплитчатые, частично перекристаллизованные, Интервал плохо обнажен	12
11. Доломиты серые, часто с розовым оттенком, строматолитовые из крупных конофитонов и колонелл, образующих крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено розовыми тонкокристаллическими доломитами	37
12. Доломиты лиловые, кристаллические, глинистые, микрослоистые, среднеплитчатые, с примазками более глинистого материала на поверхностях наслоения	2

На этом разрез джурской свиты заканчивается и далее появляются высыпки темно-серых и буроватых аргиллитов шунтарской свиты.

На правом берегу р. Ангары, у мыса Гребенской Бык, после разлома, по которому джурская свита контактирует с песчаниками и алевролитами таеивской серии, вскрывается следующий разрез (см. рис. 4, I).

1. Доломиты серые, кристаллические, иногда с реликтами интракластов, толстоплитчатых и массивные, с прослоями более тонкоплитчатых тонкослоистых разновидностей. Видимая мощность24
2. Доломиты темно-серые, кристаллические, тонко-микрослоистые, среднеплитчатые, частично перекристаллизованные. Вверху (2 м) доломиты темно-серые (с поверхности желтовато-серые), тонкоплитчатые, сильно глинистые	17
3. Аргиллиты темно-серые, серые и черные, часто с поверхности бурые и желтовато-бурые, нередко алевроитистые и алевроитовые, листоватые, с мелкими конкрециями и микроскопическими включениями пирита	65
4. Доломиты темно-серые и черные, кристаллические, микрослоистые, средне-толстоплитчатые, иногда с интракластами	8
5. Доломиты серые, строматолитовые из крупных конофитонов и колонелл, образующих крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено плитчатыми кристаллическими доломитами	50
6. Доломиты серые и темно-серые, тонкокристаллические, микрослоистые, тонко-среднеплитчатые, с примазками глинистого материала на поверхностях наслоения и включениями пирита	9
7. Известняки темно-серые, тонкокристаллические, глинистые, микрогоризонтально-слоистые, среднеплитчатые, с прослоями листоватых темно-серых известковых аргиллитов	3,5

Выше обнажаются темно-серые и черные, частично обохренные аргиллиты шунтарской свиты.

Корреляция разрезов и краткая характеристика латеральных изменений джурской свиты

Корреляция разрезов джурской свиты основывалась на прослеживании как отдельных, устойчивых по простиранию, пачек (реперов), так и определенных последовательностей, включающих несколько литологических пачек. Использование реперов в качестве основы для сопоставления разрезов часто не дает положительных результатов.

Остановимся на характеристике основных тенденций в изменении состава и строения джурской свиты в пределах изученной территории. Для краткости изложения в дальнейшем будем оперировать не пачками, а более крупными подразделениями, частично соответствующими пачкам, условно названными литологическими горизонтами. В опорном разрезе свиты выделяются шесть таких горизонтов: 1 - нижний нестроматолитовый терригенно-карбонатный (пачки 1-4), 2 - нижний строматолитовый (пачки 5-10), 3 - средний нестроматолитовый карбонатный (пачки 11-14), 4 - средний строматолитовый (пачка 15), 5 - верхний нестроматолитовый терригенный (пачка 16) и 6 - верхний строматолитовый (пачка 17).

Нижний нестроматолитовый терригенно-карбонатный горизонт образован в опорном разрезе кристаллическими доломитами, часто с интракластами и линзами черных кремней, а также маломощными терригенными отложениями. В основании пласт (2 м) строматолитовых доломитов.

Нижний строматолитовый горизонт представлен в основном лиловыми и серыми строматолитовыми известняками из специфических столбчатых (скорлуповидных) строматолитов с пачками кристаллических, оолитовых и интракластических известняков.

Средний нестроматолитовый карбонатный горизонт в основании сложен темно-серыми и черными комковато-тонкоинтракластическими и кристаллическими известняками, выше доломитами, часто сильно перекристаллизованными и брекчированными. В кровле - маломощная (4-6 м) пачка розоватых микрослоистых тонко-среднеплитчатых доломитов. Средний строматолитовый горизонт (пачка 15) представлен в основном серыми и розовыми строматолитовыми доломитами из крупных конофитонов и колонелл. Верхний терригенный горизонт в опорном разрезе практически не обнаружен.

Верхний строматолитовый горизонт, сложенный крупными конофитоновыми и колонелловыми строматолитовыми доломитами, по своему строению сходен со средним строматолитовым горизонтом.

Восточнее от опорного разреза нижний нестроматолитовый терригенно-карбонатный горизонт в связи с плохой обнаженностью достоверно устанавливается только в разрезе, вскрытом на правом берегу р. Ангары, выше устья р. Лунча (см. рис. 2). Здесь наблюдается уменьшение мощности (примерно в 2 раза) выделяемых в опорном разрезе пачек. Сходный разрез вскрыт и на левом берегу р. Ангары, против устья р. Каменки, где также существенно уменьшается мощность установленных литологических подразделений.

В северо-западном направлении, в бассейне р. Каменки (см. рис. 3), мощность литологического горизонта резко возрастает (в 3 раза) и несколько меняется разрез горизонта в целом. К наиболее существенным изменениям следует отнести появление в его нижней части пачки темно-серых и черных кристаллических и интракластических известняков со строматолитами, залегающих стратиграфически ниже пачки доломитов с кремнями, а также возрастание мощности терригенной пачки.

В юго-западном направлении от опорного разреза (см. рис. 4) основные элементы нижнего нестроматолитового горизонта преимущественно сохраняются.

Наиболее значительные изменения связаны с выклиниванием терригенных отложений или же наоборот, возрастанием их мощности в отдельных разрезах. Пачка доломитов с кремнями в этом направлении становится более мощнее. Таким образом, нижний нестроматолитовый терригенно-карбонатный горизонт достаточно уверенно прослеживается на изученной территории. Мощность увеличивается в северо- и юго-западном направлениях и уменьшается в восточном. Наиболее устойчивой по простиранию оказывается пачка доломитов с кремнями, которую можно использовать в качестве регионального репера.

Нижний строматолитовый горизонт устанавливается во всех разрезах, где вскрывается этот интервал. Однако он значительно изменчив по мощности и отличается как по составу пород, так и по форме слагающих его строматолитов.

В восточном направлении постепенно уменьшается мощность горизонта (примерно в 3 раза), причем в разрезе на р. Иркинеева верхние его части замещаются доломитами (см. рис. 2). Очень резкое замещение известняков доломитами и сокращение (более чем в 3 раза) мощности на расстоянии 4 км происходят в южном направлении (разрез на левом берегу Ангары, против устья р. Каменки). Неясными остаются мощность и строение нижнего строматолитового горизонта в других левобережных разрезах (см. рис. 2, XV), где этот интервал не обнажен.

В бассейне р. Каменки нижний строматолитовый горизонт замещается темно-серыми интракластическими и кристаллическими известняками (см. рис. 3, XII, XIV). Мощность пачки строматолитовых известняков в этих разрезах 6-10 м.

К юго-западу от опорного разреза строматолитовый горизонт сложен в основном строматолитовыми доломитами. Мощность его сначала уменьшается до 10-18 м (район Потоскуйской шиверы), а затем вновь возрастает до 40-45 м (Выдумская шивера) (см. рис. 4).

Таким образом, нижний строматолитовый горизонт прослеживается по всей изученной территории. Среди наиболее существенных изменений отметим замещение в юго-западном направлении строматолитовых известняков доломитами, а в северо-западном - черными интракластическими и кристаллическими известняками. Следует отметить, что нижний строматолитовый горизонт, благодаря специфическому скорлуповидному строению, довольно легко диагностируется и может рассматриваться в качестве репера.

Средний нестроматолитовый карбонатный горизонт в восточном и северо-западном направлениях меняется незначительно (см. рис. 2, 3). Из наиболее существенных изменений отметим лишь появление в его кровле в некоторых разрезах, в частности на р. Иркинеева, пачки темно-серых, тонко-среднеплитчатых доломитов.

По направлению к юго-западу сначала существенно уменьшается мощность горизонта (см. рис. 4, V-VII), а затем замещаются пачки черных известняков доломитами (см. рис. 4, III). Мощность его нестабильна и может меняться от 20 до 60 м на протяжении первых километров.

Средний строматолитовый горизонт, сложенный крупными конофитонами и колонеллами, в восточном направлении практически не меняется. К северо-западу он становится более маломощным, а по направлению на юго-запад от опорного разреза сначала, по-видимому, выклинивается (см. рис. 4, V-VII). Далее строматолитовые доломиты замещаются кристаллическими серыми и темно-серыми, а на отдельных интервалах со строматолитами. Терригенный гори-

зонт, как правило, плохо обнажен и достаточно стабилен по своему составу, изменяется лишь в мощности от 30–40 до 80 м. В основании, в разрезе на р. Каменке, прослеживаются темно-серые и черные кристаллические известняки.

Верхний строматолитовый горизонт хорошо фиксируется на всей изученной территории и сложен в основном крупными конофитонами и колонеллами мощностью 20–50 м. В северо-западном направлении (см. рис. 3) строматолитовые доломиты замещаются кристаллическими. В основании этой толщи в юго-западных разрезах (см. рис. 4, I–IV) уверенно устанавливается пачка темно-серых и черных кристаллических тонко-среднеплитчатых доломитов. На р. Иркинеева этому уровню, по-видимому, соответствуют черные кристаллические и интракластические известняки с небольшими постройками строматолитов.

Переходная пачка к шунтарской свите, там где удалось ее проследить, представлена тонкоплитчатыми микрослоистыми доломитами и черными микрослоистыми известняками с прослоями аргиллитов в верхних частях.

Таким образом, корреляция разрезов джурской свиты, основанная на детальном их расчленении и прослеживании отдельных устойчивых по простиранию пачек (реперов) и более крупных литологических подразделений, позволила выявить основные тенденции в изменении состава и строения по латерали. Следует заметить, что в силу объективных причин (плохая обнаженность, наличие многочисленных разноамплитудных разломов в сочетании с резкими фациальными изменениями) нет полной уверенности в однозначности корреляции некоторых разрезов. Это замечание касается разрезов левобережья р. Ангары, вскрытых вблизи Потоскуйской шиверы, а также между руч. Шептулей и руч. Глубоким.

Основные выводы

1. Джурская свита Приангарья представляет собой довольно сильно дифференцированную, существенно карбонатную толщу с тремя основными уровнями развития строматолитовых известняков и доломитов. Мощность ее в приангарских разрезах колеблется от 200–220 до 330–340 м.

2. Наиболее существенные изменения в составе и строении свиты происходят в юго-западном направлении от опорного разреза (замещение известняков доломитами, сокращение мощности карбонатных пачек в отдельных разрезах), а также и в северо-западном (появление пачки черных известняков со строматолитами в нижней части свиты и резкое замещение строматолитовых известняков нижнего горизонта кристаллическими и интракластическими известняками).

Литература

- Ануфриев А.А. Строение разреза нижней половины тунгусикской серии рифея в Восточном Приангарье Енисейского кряжа // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1973. – № 11. – С. 12–21.
- Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. – М.: Наука, 1968. – 137 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-46 (47). – Красноярск – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. – 167 с.

- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология. – М.: ВИНТИ, 1973. – Т. 5. – 120 с.
- Кириченко Г.И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы // Материалы по геологии Сибирской платформы. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – С. 5–28.
- Обручев С.В. Итоги работ 1917–1924 гг. в Тунгусском угленосном бассейне // Бюл. МОИП. Отдел геол. – 1929. – Т. 37. – С. 20–49.
- Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). – М.: Наука, 1973. – 126 с.
- Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. – М.: Наука, 1980. – 69 с.
- Сагитов Н.А. Докембрий Заангарья Енисейского кряжа. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1962. – 132 с.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 239 с.
- Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций (юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман). – Новосибирск: Наука, 1985. – 125 с.
- Шенфильд В.Ю., Брагин С.С., Диденко А.Н., Козлова Г.А. Опорный разрез позднего докембрия восточных районов центральной части Енисейского кряжа // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. – С. 30–55.

А.Г. Малюжинец

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ПОЗДНЕГО ФЛИША ТАЛАССКОГО ХРЕБТА И ОБСТАНОВКА ЕГО НАКОПЛЕНИЯ

Введение

Условия формирования позднего флиша отличаются неустойчивостью режима флишевой седиментации на стадии перехода к молассовой. Примером таких отложений является сагызганская свита верхнерифейского таласского флишеидного комплекса. Особенности позднего шлифа здесь хорошо проявлены в текстурах подводного сползания и эрозионных каналах, заполненных флюксо-турбидитами (грубым флишем) – плохо сортированными осадками высокоскоростных мутьевых потоков /Малюжинец, Советов, 1985/.

Автором обсуждается важная проблема о площади распространения таласского верхнерифейского комплекса. Геологи одного направления вслед за В.А. Николаевым /1930/ и В.И. Смирновым /1939/ считают таласский комплекс единым /Сабдюшев, Коренчук, 1967; Додонова, 1957; Королев, 1962; Киселев, Королев, 1981/, исключают из его состава Узунахматский блок с литологически сходными, но метаморфизованными толщами, принимая их за до-верхнерифейские. Автором приводятся доказательства единства флишеидного комплекса, а также одновозрастности и общности литофаций сагызганской и карабуриной свит. Они обоснованы результатами почти десятилетних исследований автора в составе экспедиции лаборатории тектонофизики МГУ, проводившихся в научном содружестве с лабораторией тектоники и стратиграфии

Института геологии Киргизской ССР. Работы были направлены на изучение вещественного состава и строения слоев и слоистых толщ в связи с деформациями в разных метаморфических условиях. При анализе геологического строения района автор использовал данные детальных полевых исследований А.В. Вихерта, М.А. Гончарова, Ю.В. Жукова, В.Г. Королева, Р.А. Максумовой, А.Г. Разбойникова и Н.С. Фроловой и др. Весьма полезными были обсуждения материалов исследований со всеми перечисленными геологами, которым автор выражает глубокую признательность.

Основные черты геологического строения

Территория исследований охватывает Таласскую подзону Таласо-Карагауской структурно-фациальной зоны Северного Тянь-Шаня. Линейная каледонская складчатость этих толщ имеет таласское ЗСЗ простирание (рис. 1). В том же направлении проходит Главный Таласский разлом (ГТР), отделяющий район от палеозойского Среднего Тянь-Шаня. На северо-востоке Таласская подзона граничит с Курган-Карагоинской и Чичкано-Колбинским батолитом, а на севере – с кайнозойской Таласской впадиной*.

Таласский флишеидный комплекс условно сопоставляется с нефлишевыми отложениями Курган-Карагоинской подзоны, содержащими биогермы верхнерифейских строматолитов и перекрытыми датированными образованиями венда и кембро-ордовика. В Таласской подзоне с юга на север выделяются три продольных тектонических блока с разрывными, а частично условными границами. Южный (Узунахматский) надвинут по Центрально-Таласскому надвигу (ЦТН) на центральный (Кумьштагский), граничащий на севере по Джолсайскому разлому с Тагьртауским блоком. Отложения Тагьртауского блока прорывают два интрузивных массива: на западе – соскладчатый Бабаханский, на востоке – постскладчатый Кумьштагский.

Краткая стратиграфическая сводка по рифейским отложениям Таласского хребта дана в таблице. В дополнение к ней необходимо сделать следующие замечания. Кумьштагский блок в Таласской подзоне является центральным как по положению (см. рис. 1) и полноте разреза, так и по геологической изученности. Три нижние свиты Тагьртауского и Кумьштагского блоков – тагьртауская, сарьджонская и чаткарагайская – объединяются во флишевую карагоинскую серию. Две верхние – сагызганская и постунбулакская – отличаются возрастающей ролью черт, присущих молассе. Свиты Узунахматского блока – чаткарагайская, карабуринская и узунахматская – имеют флишеидный облик и по сходству состава и строения принимаются в качестве литологических аналогов трех верхних свит Кумьштагского блока. По возрасту эти сходные толщи либо синхронизируются, либо в Узунахматском блоке считаются более древними. Контуры выходов свит показаны на схематической геологической карте (рис. 2). Минералого-петрографические различия состава свит наиболее отчетливо выражены в обломочных компонентах песчаников (рис. 3).

Степень метаморфизма пород закономерно возрастает с приближением ГТР, достигая максимума в восточных районах. Т.А. Додонова (судя по ее материалам) выделила зоны слабо измененных пород – серицит-хлоритовую, биотитовую***, гранатовую и ставролитовую. А. Бакиров и Н.Л. Добрецов /1972/

* Северная граница условна: выходы флишеидного комплекса располагаются и к северу от Таласской впадины (хр. Ичкелетау).

** Положение изограды первого появления биотита было уточнено Н.С. Фроловой при консультации С.П. Кориковской. Номенклатура зональности, принятая в данной статье, Т.А. Додоновой не использовалась.

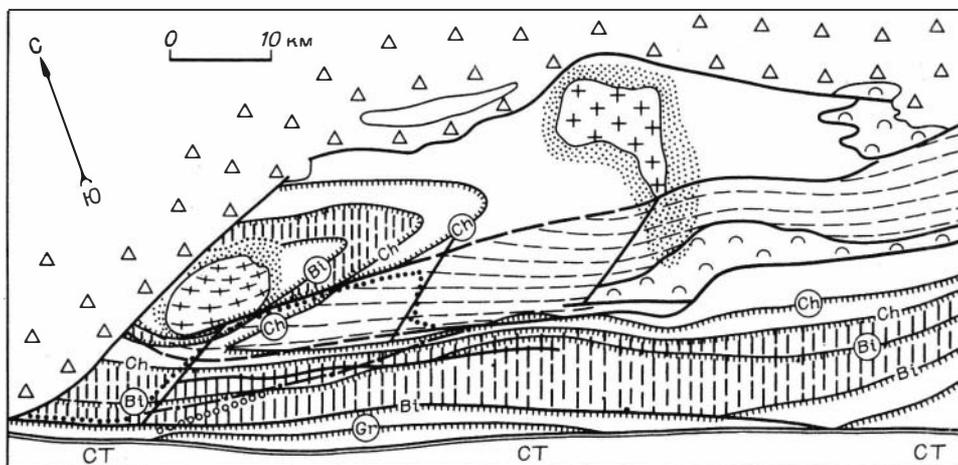


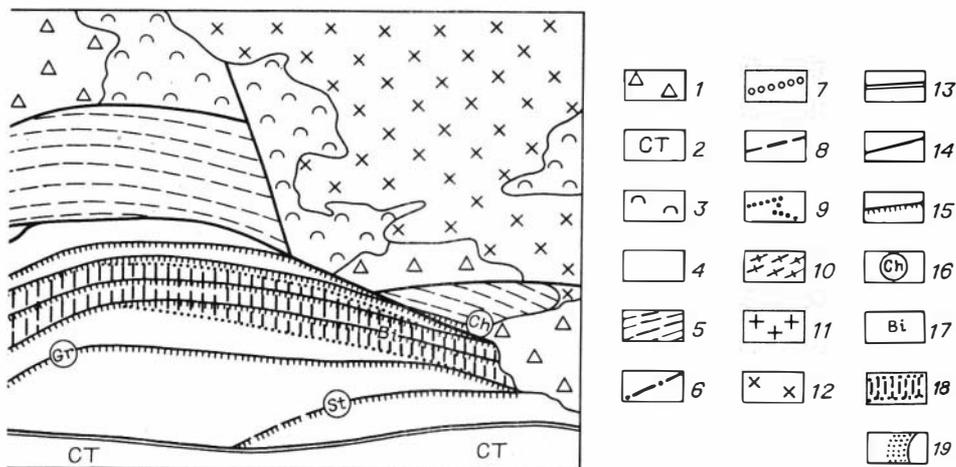
Рис. 1. Структурное районирование и метаморфическая зональность Таласского хребта.

1 - альпийская Таласская впадина; 2 - Чаткало-Нарынская зона Среднего Тянь-Шаня; 3-5 - Таласо-Каратауская зона Северного Тянь-Шаня: 3 - Курганская и 4 - Таласская подзоны (с юга на север Узунахматский, Кумьштагский, Тагыртауский блоки), 5 - простирания складок в Кумьштагском блоке; 6-9 - предполагаемое западное продолжение ЦТН: 6 - по А.А. Конюку, 7 - по Т.А. Додоновой, 8 - по А.Ф. Степаненко (принято на схеме как условная граница Кумьштагского и Узунахматского блоков); 9 - по Ю.В. Жукову; 10-12 - интрузивные образования: 10 - Бабаханский и 11 - Кумьштагский массивы, 12 - Чичкано-Колбинский батолит; 13 - ГТР; 14 - крупные разрывы; 15 - изограды метаморфизма; 16, 17 - порфиробласты неориентированные (16), ориентированные вдоль кливажа (17); 18 - зона распространения муллион-структур; 19 - зоны ороговикования. Ch - хлорит, Bt - биотит, Gr - гранат, St - ставролит.

дали петрологическое обоснование этим зонам и отнесли их к серии умеренных давлений. Несмотря на слабую изученность химизма таласских толщ, ориентировка контуров метаморфических зон хорошо согласуется с результатами, полученными методами стадийного /Максумова, 1965; Фролова, 1984/ и структурного /Гончаров и др., 1981/ анализов. Биотитовая и серицит-хлоритовая зоны доинтрузивного метаморфизма установлены при крупномасштабных съемках в широтной полосе, дискордантно примыкающей к экзоконтактовым роговикам Бабаханского массива.

Проблема возрастного соотношения Кумьштагского и Узунахматского блоков и пути ее решения

Полная ревизия представлений В.А. Николаева и В.И. Смирнова о единстве таласского комплекса была проведена Т.А. Додоновой. Выделяя метаморфические зоны, Т.А. Додонова /1957/ интерпретировала их непосредственно



как свиты без учета складчатой структуры и литологии, ставя их возраст в прямую зависимость от степени метаморфизма. Следуя этому принципу, она составила среднемасштабную карту Таласского хребта, во многом определившую направленность крупномасштабных съемок и других геологических исследований. Несостоятельность этих стратиграфических и геологических построений была установлена в 70-х годах: в Узунахматском блоке В.Г. Королевым и А.Г. Разбойниковым, а в Кумьштагском – Р.А. Максумовой /1980/. Тем самым была показана необходимость систематической ревизии большого материала разных исследователей, основанного в той или иной мере на построениях Т.А. Додоновой. Результатом попытки такого пересмотра (рис. 4; см. также рис. 1 совместной статьи автора и Ю.К. Советова в настоящем сборнике) явилась среднемасштабная геологическая карта Таласского хребта. Выраженные на ней новые представления о строении каждого из блоков были приняты В.Г. Королевым и Р.А. Максумовой /1964/. Полярные точки зрения об объемах свит в степени их сходства в разных блоках сблизились.

Главный аргумент сторонников единства таласского флишеидного комплекса – отсутствие прослеженного западного звена ЦТН, которое предполагается в четырех вариантах (см. рис. 1). Этот факт указывает на уязвимость, но не опровержение представлений о древности толщ Узунахматского блока. При этом не учитывается более существенное обстоятельство: ЦТН в предполагаемом звене должен иметь вертикальную амплитуду не менее 10 км (как показывают простые измерения с учетом сжатости складок). Такое смещение неизбежно приводит к кардинальной перестройке геологического строения, исходного состава и метаморфизма толщ. Поэтому доказательство одновозрастности блоков следует искать не в степени их сходства по разным признакам, а в общности и непрерывности их изменчивости в зоне ЦТН. По ряду показателей такие доказательства уже имеются. Последовательное с приближением к ГТР понижение новых литологических разностей пород кливажем и особенности его развития позволили выделить пять структурно-деформационных зон /Гончаров и др., 1981/. С зоной сплошного развития кливажа тесно связаны муллион-структуры /Малюжинец, 1981/ – поперечное “разлинование” известняковых слоев, чередующихся с филлитами. Эта форма наиболее интенсивной переработки осадочных текстур особенно широко развита в карабуринской свите и будет рассмотрена ниже. Зональность постдиagenетических преобразований состава и структуры пород, выявленная Р.А. Максумовой /1965/, детали-

Схема сопоставления стратиграфических подразделений различных тектонических зон

Таласская подзона, флишеидные отложения			Курганская подзона, нефлишевые мелко-водные отложения	
Узунахматский блок	Кумыштагский блок	Тагьртауский блок		
Узунахматская свита Бластопесчаники, филлиты, 1600 м	Постунбулакская свита Песчаники, глинистые сланцы, 1150 м	-	Кызылбельская свита, 30- 800 м (?)	Малиновые алевролиты
Карабуринская Филлиты, мраморизованные известняки, бластопесчаники, Бака-ирская Мраморы, 500 м	<u>Сагызганская</u> Глинистые сланцы, обломочные известняки, песчаники, 600-1050 м			Малиновые алевролиты с прослоями известняков
	<u>Чаткарагайская</u> Мраморизованные известняки, филлиты, 550 м	Обломочные известняки, глинистые сланцы, 300-1000 м	Обломочные известняки, глинистые сланцы	Хемогенные и биогермные известняки, аргиллиты, 100-800 м (?)
		<u>Сарыджонская</u> Обломочные известняки, глинистые сланцы, песчаники, 500 м		?
		Песчаники, обломочные известняки, глинистые сланцы, 700-1100 м		
			<u>Тагьртауская</u> Песчаники, глинистые сланцы, 700 м	-

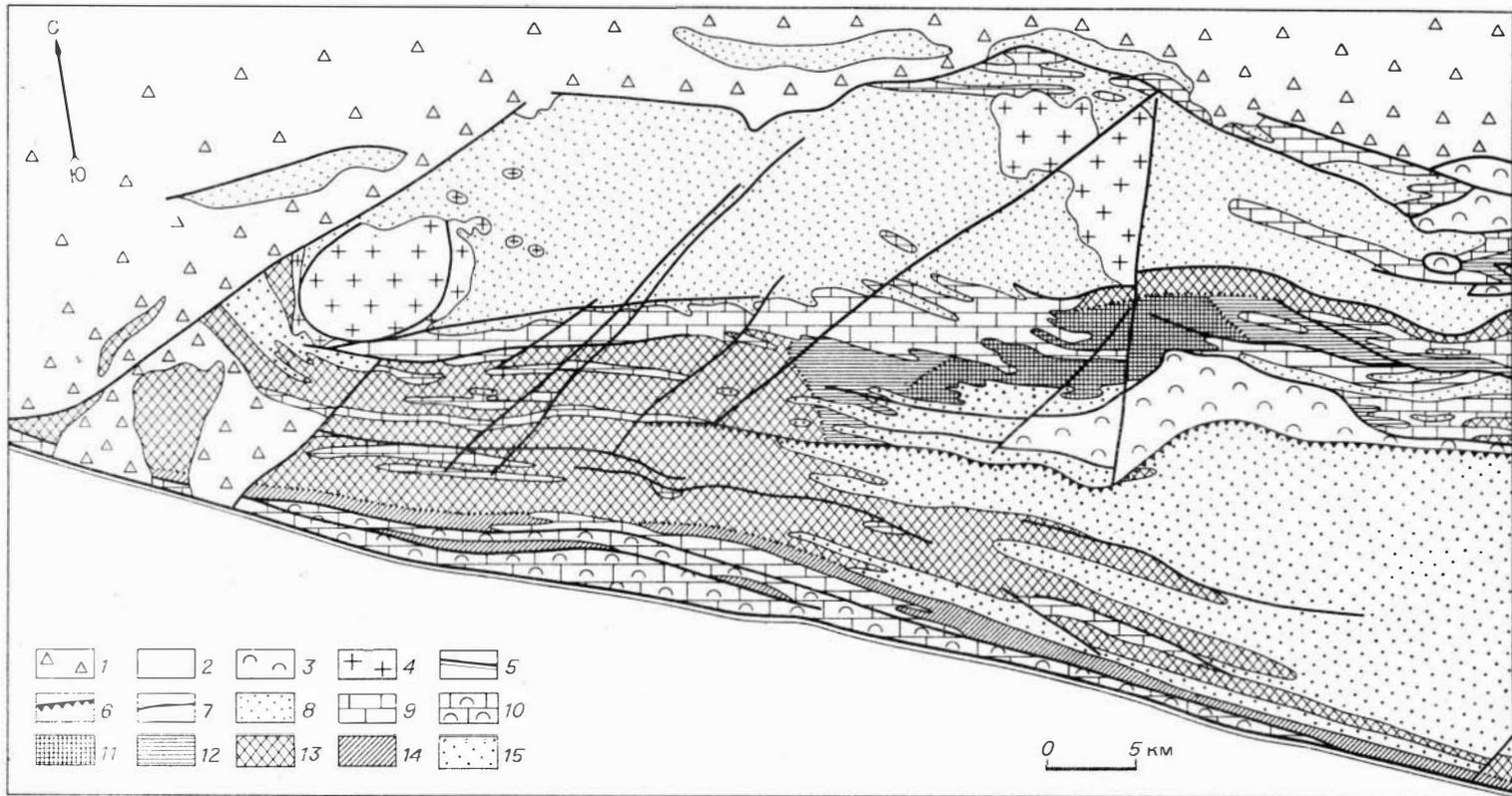


Рис. 2. Схематическая геологическая карта западной части Таласской подзоны с элементами фациальной зональности позднего флиша.

1-6 - главные структурные элементы: 1 - альпийская впадина, 2 - Срединный Тянь-Шань, 3 - Курганская подзона, 4 - интрузии, 5 - ГТР, 6 - ЦТН; 7 - прочие крупные разрывы; 8-15 - отложения свит таласской подзоны: 8 - таггыртауской и сарыджонской (терригенный и карбонатно-терригенный флиш), 9 - чаткарагайской (карбонатный флиш), 10 - бакаирской (массивные и полосчатые мраморы), 11-14 - карабуринской и сагызганской (поздний флиш) (11, 12 - красноватые фации с крупнообломочными известняками (11), существенно сланцевые (12), 13, 14 - зеленоцветные с грубыми песчаниками (13), существенно сланцевые (14), 15 - узунахматской и постунбулакской ("завершающий" флиш).

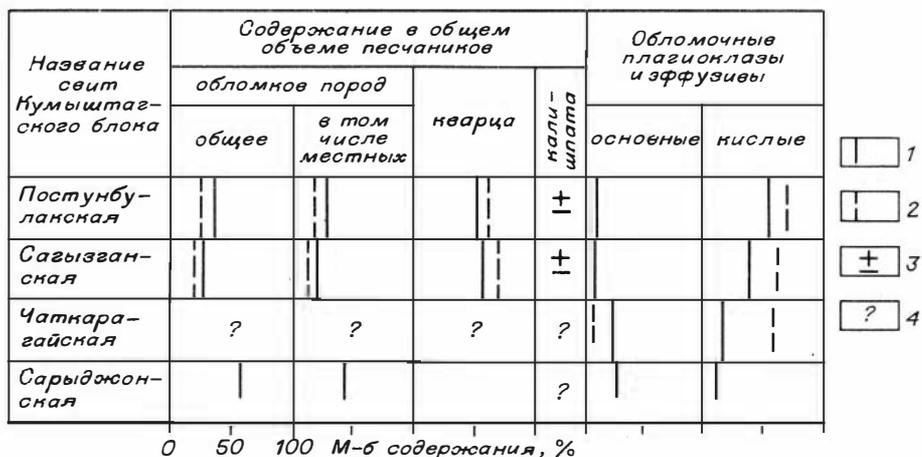


Рис. 3. Процентные содержания некоторых обломочных компонентов песчаников во флишеидных породах Кумьштагского блока и их литологических аналогах в Узунахматском блоке.

1, 2 – процентные доли компонентов пород Кумьштагского (1) и Узунахматского (2) блоков; 3 – наличие в малых количествах компонентов пород в Кумьштагском и отсутствие в Узунахматском блоках; 4 – отсутствие представительных данных.

зирована Н.С. Фроловой /1984/. Все эти типы зональности противоречат значительной амплитуде ПТН. Они зависят от метаморфизма и в той или иной мере от величины ориентированного сжатия пород. Непосредственные же данные о площадной изменчивости метаморфизма, по А. Бакирову и Н.Л. Добрецову /1972/, могут интерпретироваться двояко и нуждаются в детализации.

Изменчивость степени метаморфизма в породах таласского комплекса

Для таких оценок был принят простейший критерий, недостаточный для определения РТ-условий, но удобный при картировании – первое появление порфириобластов минералов-индикаторов в типичных минеральных парагенезисах. При построении весьма дробной метаморфической зональности были учтены два обстоятельства: 1) метаморфизм начался раньше, а завершился позже складкообразования /Малюжинец, 1981/; 2) в последние годы были изучены условия образования и синтектонического развития овальных порфириобластов хлорита "обволакивающих" чешуи серицита /Weber, 1972, 1981; Roy, 1978; и др./, более широко известные под названиями "пакеты" или "агрегаты" хлорита и серицита*. Все это позволило построить две пары изоград хлорита и биотита: синтектонических (с ориентированными вдоль кливажа порфириобластами) и посттектонических (с неориентированными порфириобластами). В результате в Та-

* Температура их формирования предполагается в интервале от начального метаморфизма (по Боррадейлу) до хлорит-мусковитой зоны (по Н.В. Логвиненко). В Таласском хребте они формируются вблизи внешней границы фации зеленых сланцев /Бакиров, Добрецов, 1972/.

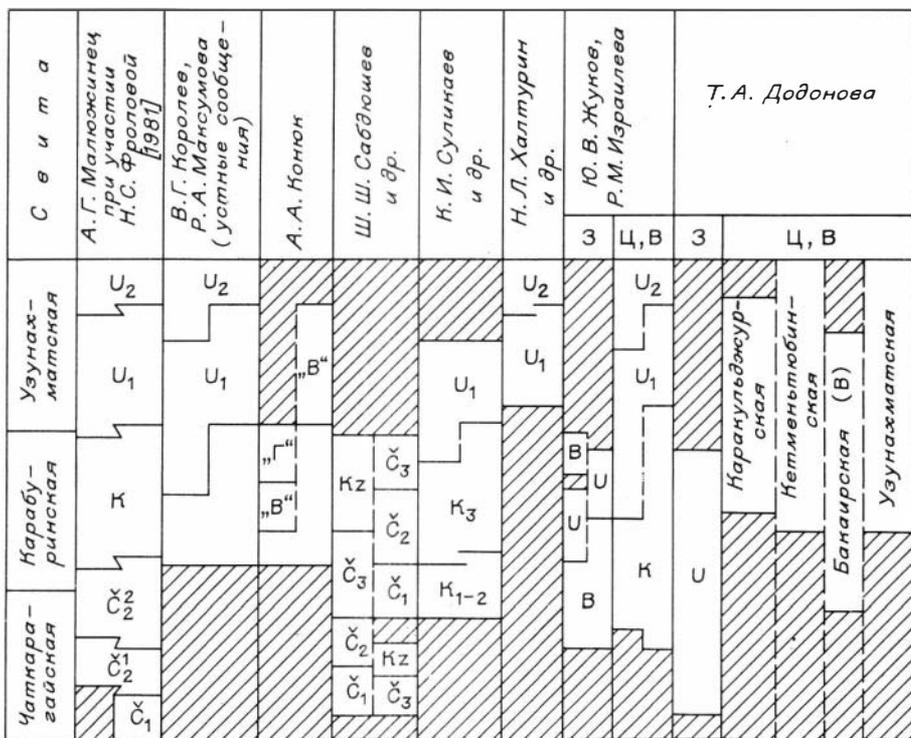


Рис. 4. Стратиграфическая интерпретация отложений в разных выходах таласского флишoidalного комплекса по данным различных авторов (северная и средняя полосы Узунахматского блока).

Индексы свит: \hat{C} - чаткарагайская, К - карабурина, узунхматская, В - бакаирская, Кз - кызылбельская. Положение участков территории западное (3), центральное (Ц), восточное (В).

ласском хребте выделено семь метаморфических зон и подзон, сменяющих друг друга с приближением к ГТР и экзоконтактовым роговикам Бабаханской интрузии (см. рис. 1). Характерно сходство типов минеральных ассоциаций в метапелитах и цементе песчаников.

Зона начального метаморфизма не имеет характерных минеральных парагенезисов. Аргиллиты и глинистые сланцы содержат бледно-зеленый чешуйчатый хлорит и гидрослюды, редко серицит, местами плохо поляризующую массу глинистых минералов; повсеместно присутствуют халцедон или (и) кварц, карбонаты.

Хлорит-серицитовая подзона с неориентированными порфиробластами хлорита содержит те же минеральные ассоциации, что и предыдущая, но отличается лучшей раскристаллизацией; часто появляется серицит, присутствуют альбит и эпидот. Посттектоническая фаза представлена "островками" характерных парагенезисов: хлорит + серицит + кварц; хлорит + серицит + кварц ± эпидот ± альбит.

Хлорит-серицитовая подзона с ориентированными порфиробластами хлорита почти полностью представлена ассоциациями, характерными для посткинematической фазы предыдущей подзоны, редко встречаются гидрослюды.

Подзоне с неориентированными порфиробластами биотита характерны распространенные парагенезисы метapelитов: серицит (фенгит) + хлорит + кварц; серицит (фенгит) + хлорит + кварц ± альбит ± эпидот. Типичная посттектоническая ассоциация: кварц + биотит + мусковит + хлорит ± альбит ± эпидот; в карбонатах встречается кальцит ± доломит ± кварц ± цоизит.

Подзона с ориентированными порфиробластами биотита отличается более высоким содержанием биотита, часто в виде лепидобластов, редко присутствует актинолит, вместо сершита развит мусковит.

В карбонатах отмечается тальк.

Вплоть до этой зоны отдельные слои пород насыщены чешуйчатым гематитом.

Гранатовая зона содержит типичные ассоциации альмандин + биотит + мусковит ± хлорит + кварц, а также биотит + альмандин, в основной ткани породы преобладают ассоциации предыдущей подзоны, появляются порфиробласты роговой обманки.

В карбонатах встречается характерный парагенезис кальцит + кварц + тремолит, появляется скаполит.

Ставролитовая зона выделяется только в Восточном Таласе; отличается ассоциацией кварц + биотит + мусковит + ставролит ± альмандин. В ассоциациях карбонатных пород кальцит + кварц + биотит ± мусковит встречаются крупные порфиробласты кальцита и скаполита.

Расположение метаморфических зон на территории приводит к следующим выводам.

1. Границы всех зон ("посттектонических" и "синтектонических") хорошо согласуются между собой. Это свидетельствует об устойчивых источниках тепла в зоне ГТР и на месте возникновения Бабаханской интрузии и о постепенном разрастании "термальных антиклиналей". Метаморфизм завершился по окончании складкообразования, а степень его не связана с возрастом пород (см. рис. 1, 2).

2. Изменчивость метаморфизма по площади постепенная. К крупным разрывам, в том числе и ЦТН, приурочены небольшие "скачки" метаморфизма, которые затухают вместе с разрывами по их простирацию.

Изограда хлорита неоднократно пересекает зону ЦТН как в основном, прослеженном, его участке, так и в любом из вариантов предполагаемого западного звена. Эти данные противоречат версии о доверхнерифейском возрасте метаморфизма и консолидации Узунахматского блока. Рассмотренные факты свидетельствуют, скорее, об единстве условий формирования таласского комплекса в обоих блоках.

Зеленосланцевая зона была выделена в долине р. Карабура /Королев, Максумова, 1964/ как карабурина свита, где представлены наиболее полные и контрастные по составу ее разрезы. Ранее она отмечалась А.А. Конюком как свита Б. Возраст считался условно нижнерифейским с учетом ее зеленосланцевого метаморфизма.

Проводимые ниже разрезы свиты и прослеживание их по территории в значительной мере были основаны на типоморфизме ассоциаций отложений. В качестве ассоциаций карабурина свиты выделялись характерные пакеты пород известняково-сланцевого* и терригенного состава мощностью от 1 до 20 м, чередующиеся между собой или другими менее распространенными ассо-

* Здесь и в дальнейшем для краткости филлиты, филлитовидные и глинистые сланцы будут именоваться сланцами, а blastopесчаники – песчаниками.

циациями. Встречающиеся в свите ассоциации уже описаны /Малюжинец, Советов, 1985; см. также их статью в данном сборнике/. Типы известняково-сланцевых ассоциаций получили географические названия: сулутетындинский, маяшский и туюкторский.

Для всего разреза свиты характерно участие тонко- и очень тонкослойных (ленточно-слоистых) пакетов зеленоцветных сланцев и известняков (сулутетындинский тип). В северных выходах свиты с посткинematическими порфиробластами хлорита, где седиментационные текстуры обычно не переработаны муллион-структурами, отчетливо видны следы сингенетичных нарушений слоистости (рис. 5, б). С этими ассоциациями неравномерно чередуются пакеты сланцев, флишево-циклические пакеты известняково-сланцевого состава маяташского и туюкторского типов, а также мощные пласты массивных зеленых песчаников и линзы, часто выклинивающиеся по простиранию, мощностью 10–20 м.

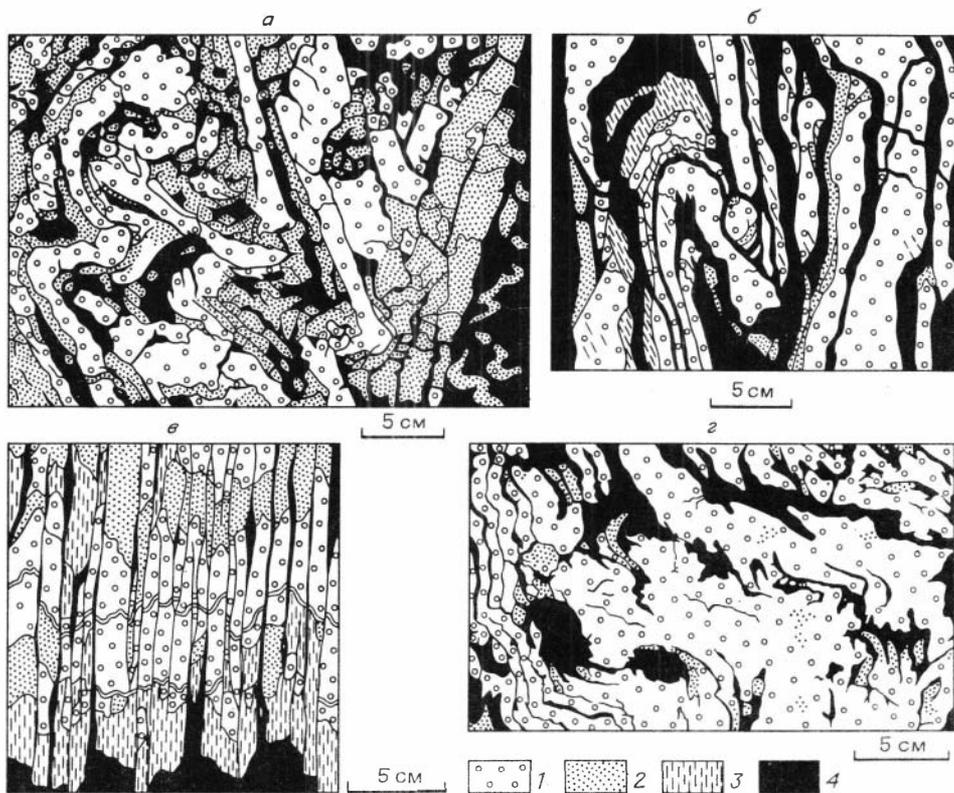


Рис. 5. Сохранность сингенетичных нарушений в ассоциациях сулутетындинского и маяташского типов в карабуриной и сагызганской свитах в разных метаморфических подзонах.

а - начальный метаморфизм (частичная переработка складчатыми деформациями); б - посттектонические порфиробласты хлорита (умеренная переработка складчатыми деформациями); в - посттектонические порфиробласты биотита (интенсивная переработка муллион-структурами); г - синтектонические порфиробласты биотита (умеренная переработка тектоническими деформациями). 1 - известняки; 2 - глинистые известняки (глинистые карбонатные сланцы); 3 - известковистые аргиллиты (известково-глинистые сланцы); 4 - аргиллиты (филлиты).

Некоторые из них содержат "струйчатые линзочки" гравелитов, пелитовые окатыши и плиточки известняков из вмещающих пород (ассоциация "песчаников с включениями"). Пакеты терригенного флиша встречаются реже и слагают обычно тонкие "хвосты" линз. Свита подразделяется на три пачки, невыдержанные по площади: нижнюю, с преобладанием ассоциаций сулучетындинского типа; среднюю, наиболее насыщенную "песчаниками с включениями"; верхнюю, с преобладанием ассоциаций маяташского типа, наиболее карбонатную.

Из-за невыдержанности состава свиты и степени метаморфизма объем ее понимался по-разному, до полного выклинивания в западном направлении (см. рис. 4). Приведенные диагностические признаки позволили уточнить положение нижней и верхней границ и мощность (550–1000 м). Подстилающими породами в осевой части Таласского хребта являются мраморы бакаирской свиты, на остальной территории – плитчатые известняки чаткарагайской свиты. Нижняя граница свиты обычно нерезкая. В южной полосе наблюдается фациальный переход низов карабуриной свиты в верхи бакаирской (не исключено и ее замещение в полном объеме). В этой зоне отложения свиты содержат крупные брекчии. Перекрывается свита ритмично-слоистыми пакетами песчаников и сланцев узунахматской свиты, обычно с резким контактом.

Карабуриные отложения слагают почти всю западную часть Узунахматского блока, составляя единое поле с сагызганскими образованиями. К востоку от бассейна р. Кумьштаг карабуриные отложения перекрываются узунахматской свитой и обнажаются фрагментарно.

Наиболее полный и представительный разрез свиты обнажается в долине р. Карабура к югу от устья руч. Чилисай. Здесь выше тонкого переслаивания буровато-розовых известняков и светло-зеленых карбонатных сланцев (маяташский тип) чаткарагайской свиты выделяются следующие пачки.

Мощность, м

1. Сложно чередующиеся пакеты тонкого переслаивания сланцев и известняков сулучетындинского типа с подчиненными пакетами сланцево-известнякового состава туюктор-маяташского типа 220
2. Известняки светлые среднеплитчатые с тонкими прослоями зеленых сланцев, в верхней части известняки алевролитистые; встречен двухметровый пласт грубых зеленых песчаников 30
3. Тонко переслаивающиеся сланцы и известняки сулучетындинского типа; в верхней части – маломощная пачка карбонатных сланцев с переходными до глинистых известняков разностями 120
4. Интервал, по составу и строению похожий на предыдущий; в основании известняки содержат алевролитовую примесь 20
5. Песчаники зеленые толстослоистые разнозернистые массивные; содержат гальку сланцев и тонкие плитчатые обломки известняков 25
6. Тонкое переслаивание сланцев и известняков сулучетындинского типа 60–70
7. Грубозернистые массивные зеленые песчаники 20
8. Сланцы зеленые; в кровле отмечается метровый пласт песчаников 35
9. Переслаивающиеся сланцы и известняки 25
10. Песчаники зеленые тонко- и среднезернистые с прослоями зеленых сланцев 15–20
11. Переслаивающиеся сланцы и известняки сулучетындинского типа 40
12. Сложно переслаивающиеся сланцы и известняки; чередуются тонко- и среднеслоистые пакеты с меньшим и большим содержанием известняков 200

Общая мощность свиты в разрезе 880 м.

Выше с размывом и местным угловым несогласием залегает пачка ритмичного переслаивания песчаников и сланцев узундахматской свиты.

В приведенном разрезе выделяются три характерные пачки: нижняя (интервал 1) – существенно сланцевая, сулучетындинская пачка; средняя (интервалы 2–10), содержащая "песчаники с включениями", и верхняя (интервалы 11, 12), с повышенным содержанием известняков.

В южном направлении с приближением к ГТР мощности свиты закономерно сокращаются до 500–600 м (см. рис. 2). В этом же направлении уменьшается содержание песчаников до полного их выпадения на отдельных участках, а состав их становится более контрастным. Разрез свиты с сокращенными мощностями, но сходным строением описан вблизи устья руч. Кургакалике в долине р. Карабура.

Здесь на светлые, коричневые и серые мраморизованные известняки с прослоями известковистых филлитов, относимых к чаткарагайской свите Узундахматского блока, согласно, с резким переходом налегают:

Мощность, м

1. Тонко переслаивающиеся породы сулучетындинского типа: карбонатные и бескарбонатные зеленые сланцы с белесыми известняками	60
2. Чередующиеся пакеты розовато-бурых алевритистых известняков с прослоями сланцев и пакеты тонко переслаивающихся сланцев и светлых известняков; сланцы темно-зеленые до черных с большой примесью карбонатов	55
3. Тонко переслаивающиеся зеленые сланцы и белесые известняки сулучетындинского типа	95
4. Переслаивающиеся зеленые сланцы и песчаники	10
5. Сложно переслаивающиеся сланцы и известняки, образующие тонко-среднеслоистые и очень тонкослоистые пакеты сулучетындинского типа	100
6. Песчаники зелено-серые карбонатные мелко- и среднезернистые	12
7. Переслаивающиеся сланцы и известняки, сходные с описанными в интервале 5	50
8. Песчаники зелено-серые, сильно известковистые	15
9. Чередование слоистых пакетов сланцево-известнякового и известняково-сланцевого состава	120

Общая мощность свиты в разрезе 520 м.

Еще южнее в поле выходов бакаирской свиты карабуринские отложения представлены только нижней сулучетындинской пачкой.

Сопоставление карабуринской и сагызганской свит

Прямые доказательства синхронизации толщ Узундахматского и Кумьш-тагского блоков могут быть получены лишь для интервала карабуринской и сагызганской свит, имеющих протяженный латеральный контакт (см. рис. 2). Сагызганская свита уже подробно рассмотрена /Малюжинец, Советов, 1985/. Поэтому здесь достаточно охарактеризовать черты ее сходства и различия с карабуринской свитой.

Карабуринская и сагызганская свиты имеют следующие общие признаки, являющиеся диагностическими.

1. Одинаковое строение, отличное от всех остальных свит таласского комплекса. Представлены тремя невыдержанными по составу и мощности пачками: нижней – "сулучетындинской", средней – с линзами песчаников и верхней – наиболее известняковой. Выделяются в разрезе таласского комплекса резкой изменчивостью состава.

2. Обе свиты залегают в сходных вмещающих толщах. Изменение состава и мощностей свит по площади подчинено единым закономерностям (см. рис. 2).

3. Свиты содержат специфические элементы разреза: а) пакеты ленточного переслаивания известняков и сланцев (ассоциация сулучетындинского типа) с разнообразными сингенетичными нарушениями слоистости; б) пакеты флишевых известняково–сланцевых чередований туюкторского и маяташского типов; в) линзовидные тела "песчаников с включениями", имеющие глубокие эрозионные контакты с вмещающими породами*.

4. В западных районах, где свиты сочленяются по условной латеральной границе, различить их невозможно, и сходство является полным.

Характерные признаки рассматриваемых свит.

1. Различная степень метаморфизма, рассмотренная выше. Была обоснована плавность изменений, признаков метаморфизма, что противоречит значительной амплитуде ЦТН.

2. Различия в исходном составе и строении свит. Странники разновозрастности блоков важнейшим признаком считают отсутствие красноцветных фаций в карабуринской свите и наличие их в сагызганской. Однако этот аргумент оказывается неубедительным по двум причинам. Фациальные переходы являются плавными /Малюжинец, Советов, 1985/ и не могут быть увязаны с крупными тектоническими смещениями. Главный же признак параллелизации свит – идентичность их зеленоцветных фаций. Значит, чтобы использовать окраски разреза в качестве диагностического стратиграфического признака, красноцветную свиту придется выделять внутри Кумьштагского блока, как это делал В.И. Смирнов /1939/. Этот вопрос правомерен, но не связан с проблемой соотношения блоков.

3. Имеются не отмеченные в литературе закономерности латеральной изменчивости состава известняков и песчаников, но они существеннее внутри каждого из блоков, чем в районе их предполагаемой западной границы.

4. Наиболее заметными при маршрутных наблюдениях являются текстурные различия карабуринской и сагызганской свит. В карабуринских отложениях затушеваны признаки флишевой цикличности, а также сингенетичные нарушения слоистости, столь характерные для сагызганских. Этот факт находит простое объяснение при детальном изучении структурно–деформационной и метаморфической зональности. Во–первых, в северных выходах карабуринской свиты, где развиты посткинematические порфиروبласты хлорита, в ассоциациях туюкторского и маяташского типов хорошо выражены текстурные интервалы флишевых циклов Боума: BCDE, BCD, BD, BE, CE. Во–вторых, затушевывание флишевых текстур происходит постепенно. По мере возрастания метаморфизма и соответствующего роста зерен ухудшается градационная сортировка. Сопутствующим метаморфизму изменения механизмов деформации приводят к более интенсивной переработке пород. Например, развитие муллион–структур, о которых упоминалось выше, вызывает концентрированную и рассеянную кристаллизацию кальцита в торцах поперечных линз, составляющих карбонатные слои.

* Морфология и состав этих тел были детально изучены, что позволило идентифицировать их с современными флюксотурбидитами /Малюжинец, Советов, 1985/.

Макроскопически эта особенность производит впечатление маятниковой ритмичности благодаря постепенным переходам известняковых слоев во вмещающие сланцы. Столь же характерно затушевывание слойчатых интервалов флишевых циклов процессами кристаллизации кальцита в сланцевых разностях и его растворением под давлением в карбонатных. Механизм формирования муллион-структур нуждается в специальном рассмотрении. Независимо от его интерпретации отмеченные факты переотложения кальцита наблюдаются повсеместно в зоне, определяемой степенью метаморфизма. Аналогичным путем перерабатываются слепки подошвенных знаков, а также текстуры сингенетических нарушений слоистости (см. рис. 5, а-г).

Таким образом, по всем признакам устанавливается общая зональность изменений состава, структур и текстур отложений карабуриной и сагызганской свит. Критерии противопоставления утрачиваются. Ввиду отсутствия естественных латеральных границ между свитами их следует признать идентичными и, вероятно, объединить под общим названием.

Условия образования отложений позднего флиша

Ранее были исследованы условия накопления сагызганского позднего флиша /Малюжинец, Советов, 1985/. Характерная черта таласского позднего флиша – смена режима устойчивой флишевой седиментации неустойчивым режимом перехода к накоплению молассы, хотя конкретно эти черты проявляются в более высоких частях разреза. На уровне позднего флиша можно отметить лишь нетипичность флишевой седиментации: появление ленточно-слоистых ассоциаций сулутетындинского типа; значительную латеральную изменчивость всех отложений; формирование эрозионных каналов с флюксотурбидитами; обеднение песчаниками зон подножий Бакаирского и Курган-Карагоинского геоантиклинальных поднятий; наличие на склонах этих поднятий (в зонах максимальных градиентов мощности) карбонатных брекчий.

Точная реконструкция палеогеографии этого времени затруднительна. Можно наметить лишь некоторые особенности осадконакопления.

Предположительно смену режима устойчивой седиментации карбонатного флиша можно связать с обмелением бассейна и ростом горного сооружения в тылу "бакаирской подводной отмели" /Советов, 1984/ при общей неустойчивости тектонического режима. В спокойные периоды у подножия невысокого пологого склона формировались наклонные шлейфы, сложенные "сулутетындинскими" ассоциациями, содержащими хемогенные известняки. Их отложение у тылового шва склона подавлялось терригенной алевролитовой седиментацией. Прерывистое повышение сейсмической активности приводило к регулярному оползанию полуконсолидированных осадков наклонных шлейфов и формированию на склонах мутьевых потоков, удалявших терригенный покров и возрождавших карбонатную седиментацию. В результате сулутетындинские ассоциации периодически чередовались с пакетами своеобразного карбонатного флиша маяташского типа, сочетающего черты "дистальности" и пласты карбонатных брекчий. В периоды максимального роста горного сооружения планарный снос сменялся концентрированным по руслам подводных каньонов, ветвящихся на подводные каналы с удалением от подножия. Они прорезали полуконсолидированные осадки шлейфов и заполнялись флюксотурбидитами, грубыми зернистыми осадками с подножия растущих горных сооружений. Зона основной разгрузки материала при этом значительно удалялась от источника сноса. Периоды формирования "нормального" карбонатного флиша связаны, возможно, с переходными режимами, что подтверждается его залеганием между пачками сулутетындинского ти-

па и флюксотурбидитами. Однако детали его формирования остаются неясными.

Эта предполагаемая схема позволяет понять, почему не поступал метаморфизованный обломочный материал из "доверхнерифейского" Узунахматского блока. Практическое отсутствие обломков мраморов в разрезе сагызганской свиты не увязывается с положением источника сноса на юго-западе. Но иное его положение, очевидно, опровергается повсеместным распространением в песчаниках обломков кислых эффузивов, отсутствующих в других районах. Синхронизация сыгазганской и карабурунской свит сразу же объясняет дефицит обломков мраморов и позволяет однозначно определить юго-западное положение главного источника сноса материала, что подтверждает Ю.К. Советов замерами ориентировок слепков промоин.

Курган-Карагоинское поднятие играло второстепенную роль в распределении литофаций, так как оно не было горным сооружением. Здесь в окаймляющем красноцветном шлейфе практически отсутствуют песчаники. Крупные обломки известняков распространены лишь в обрамлении зоны сноса. На подводящих склонах планарный снос, по-видимому, преобладал над концентрированным.

Литература

- Бакиров А., Добрецов Н.Л. *Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии.* - Фрунзе: Илим, 1972. - 92 с.
- Гончаров М.А., Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. *Горизонтально-неоднородный метаморфизм как возможная причина складкообразования в рифейских толщах Таласского хребта // Соотношения геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии.* - Фрунзе: Илим, 1981. - С. 322-331.
- Додонова Т.А. *К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Ала-Тоо // Труды Ин-та геологии АН КиргССР.* - Фрунзе: Илим, 1967. - Вып. IX. - С. 207-214.
- Киселев В.В., Королев В.Г. *Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня.* - Фрунзе: Илим, 1981. - 183 с.
- Королев В.Г. *К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня // Материалы по геологии Тянь-Шаня.* - Фрунзе: изд. АН КиргССР, 1962. - Вып. 3. - С. 3-23.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. *Поздний докембрий Таласского Ала-Тоо // Труды Фрунз. политехн. ин-та. Серия Геол., горн. дело.* - Фрунзе: Илим, 1964. - Вып. 19. - С. 48-55.
- Максумова Р.А. *Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика рифейских терригенно-карбонатных отложений Таласского Ала-Тоо // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня.* - Фрунзе: Илим, 1965. - С. 14-31.
- Максумова Р.А. *Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана.* - Фрунзе: Илим, 1980. - 150 с.
- Малюжинец А.Г. *Механизм образования складок в рифейских толщах Таласского хребта и связь его с метаморфизмом // Соотношения геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии.* - Фрунзе: Илим, 1981. - С. 334-338.
- Малюжинец А.Г., Советов Ю.К. *Поздний флиш Таласского геосинклинального комплекса // Закономерности строения карбонатных, галогенных и терригенных формаций.* - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. - С. 36-49.
- Николаев В.А. *К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау // ГТРУ,* 1930. - Т. 49, № 8. - С. 8-17.

- Сабдюшев Ш.Ш., Коренчук Л.В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта // Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. – Фрунзе: Илим, 1967. – С. 105–112.
- Смирнов В.И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. – М.; Л.: Госнаучтехиздат, 1939. – 118 с.
- Советов Ю.К. Докембрийские рифовые и биогермные формации и зональность геосинклиналей на примере Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. – 1984. – № 3. – С. 34–40.
- Фролова Н.С. Структурно-деформационная зональность и условия ее образования на примере Таласского хребта: Автореф. дис. канд. ... геол.-мин. наук. – М., 1984. – 20 с.
- Roy A.B. Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschieter // Geol. Soc. of Amer., Bull. – 1978. – V. 89. – P. 1775–1785.
- Weber K. Kristallinität des Illits in Tonschiefern und rhenische Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge // Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abhand. – 1972. – V. 141. – P. 333–363.
- Weber K. Kinematic and metamorphic aspect of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates // Tectonophysics. – 1981. – V. 78. – P. 291–306.

А.Г. Малюжинец, Ю.К. Советов

КАРБОНАТНЫЙ (ЧАТКАРАГАЙСКИЙ) ФЛИШ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

Введение

Карбонатный флиш обозначает среднюю стадию развития глубоководных прогибов или континентальных склонов, если начальная и конечная стадии сопряжены с накоплением терригенного и терригенно-карбонатного флиша. Накопление флиша связано с действием мутьевых потоков, поэтому карбонатный флиш свидетельствует о карбонатном составе источников обломочного материала, перенесенного мутьевыми потоками на глубину. С возникновением карбонатного флиша следует связывать появление карбонатных шельфов и связанных с ними органогенных банок и рифов. В свою очередь развитие рифов определяется возникновением поднятий и определенным режимом их погружения. Карбонатный флиш, следовательно, указывает на важный этап тектонического развития регионов в момент сокращения активности вулканических извержений, замедления или прекращения гипсометрического роста островных дуг. Этот этап включает также возникновение карбонатных (рифовых) барьеров, препятствующих проникновению в область аккумуляции терригенных компонентов.

Чаткарагайский флиш верхнего рифея Таласского хребта еще слабо изучен литологически. Большая часть чаткарагайской свиты представляет собой карбонатный флиш. Термин карбонатный флиш здесь обозначает карбонатные тонкослоистые зернистые отложения, обладающие текстурами, обусловленными действием мутьевых потоков.

Чаткарагайская свита выделена Т.А. Додоновой /1957/ в Курган-Карагоинском тектоническом блоке, где представлена массивными фитогенными известняками. С 60-х годов стали называться также флишевые карбонатные толщи Кумьштагского и Тагыртауского блоков. Различный литологический состав и строение свиты, связанные с тектоническими блоками, геологи стали истолковывать как типы ее разреза /Королев, Максумова, 1964; Королев, 1962/. Чаткарагайская свита ритмичного строения в Кумьштагском блоке подразделяется на три крупные пачки: нижнюю и верхнюю карбонатные и среднюю более терригенную. Выходы свиты неравномерно распространены по всей территории Кумьштагского блока, но преобладают в его северной полосе и на западе района.

Свита представлена чередованием обломочных известняков и карбонатных алевролито-аргиллитов (сланцев) с подчиненными пакетами песчано-алевролитового состава, приуроченных главным образом к средней пачке. В карбонатных пачках свиты содержится от 60 до 90% известняков. В низах свиты известняки наиболее грубообломочные, а содержание их максимальное. В большей части разреза свиты преобладают темно-серые "сланцево-известняковые" ассоциации, и лишь в ее верхах появляются "цветные" известняки. Алевролито-аргиллиты (сланцы) часто красноцветные, преобладают в промежуточной, терригенной, пачке.

Чаткарагайская свита связана постепенными переходами в разрезе и по латерали как с подстилающей ее сарыджонской, так и с перекрывающей сагызганской свитами. Отчетливо выражен "скользящий" характер этих границ: карбонатные низы и верхи свиты последовательно к востоку и северу переходят во вмещающие терригенные толщи. В том же направлении возрастает мощность средней терригенной пачки. Мощность свиты изменяется от 300 до 1000 м.

На территории Тагыртауского тектонического блока чаткарагайская свита была выделена при крупномасштабном картировании (В.Е. Глубовский, Б.В. Семенов, К.П. Сулинаев, Ш.Ш. Сабдюшев, ПГО "Киргизгеология"). Карбонатные отложения распространены главным образом в междуречьях и не спускаются в долины (исключая р. Урмарал). В долине р. Урмарал чаткарагайская свита слагает ядра крупных синклиналей. В ядре одной из них выходы свиты прослеживаются на западе до склона долины р. Кумьштаг. Другая крупная система выходов, связанная с ядрами глубоких синклиналей, протягивается от р. Урмарал в северных отрогах Таласского хребта. Эти выходы замыкаются на западе в междуречье Карабура - Сарымсак на меридиане устья руч. Тайты. Небольшая группа выходов приурочена к ядру Северо-Тайтинской синклинали в среднем течении руч. Тайты.

Отложения свиты подразделяются на две подсвиты. Нижняя сложена плитчатыми известняками с прослоями алевролито-аргиллитов, она четко выделяется на всей территории как маркирующий горизонт. Верхняя подсвита подразделяется на сланцевую и известняковую по преобладающему типу отложений пачки. Свита связана с подстилающей сарыджонской постепенными переходами, верхняя ее граница, как правило, размыта. Полная мощность свиты 300-550 м.

К западу от зоны затухания Центрально-Таласского надвига значительные поля чаткарагайской свиты были выделены А.А. Конюком как свиты "Д + Е". Он отнес эти поля к территории Кумьштагского блока, в предполагаемое продолжение надвига, значительно отклонил к югу от характерного для него субталасского простирания. Надвиг в таком толковании приобрел субширотное направление. Т.А. Додонова на сводной геологической карте Таласского

хребта выделила поля чаткарагайской свиты в наиболее западных районах (бассейн р. Аташчакпан) и, в частности, в зоне, непосредственно прилежащей к Главному Таласскому разлому. При этом к Кумьштагскому блоку был при-членен северо-западный участок Узунахматского, а Центрально-Таласский надвиг приобрел резко секущую ориентировку. Ш.Ш. Сабдюшев откартировал выходы чаткарагайской свиты в еще более южных районах и тем самым по-ставил под сомнение западное продолжение Центрально-Таласского надвига. Ю.В. Жуков не обнаружил западного продолжения Центрально-Таласского над-вига ни в субталасском направлении, ни в интерпретациях А.А. Конюка и Т.А. Додоновой. Чтобы сохранить региональную роль этого надвига, он причле-нил его к Джолсайскому разлому и, расширив таким образом Узунахматский блок за счет Кумьштагского, отнес к бакаирской свите все карбонатные тол-щи западной части Таласского хребта, ранее считавшиеся чаткарагайскими. К.П. Суликаев, завершая отчет по съемке в бассейне рек Карабуры и Кумьш-таг считал ритмично-слоистые известняковые толщи Узунахматского блока не чаткарагайскими и бакаирскими и выделил их в состав нового стратиграфиче-ского интервала разреза: нижней и средней карабуринской подсвит. Тем са-мым перекрывающая их карабуринская свита Р.Г. Королева и Р.А. Максумо-вой была переведена в ранг верхнекарабуринской подсвиты. А.Г. Малюжинец называет толщу флишево-ритмичных известняков Узунахматского блока чатка-рагайской свитой вслед за Ш.Ш. Сабдюшевым. Ю.К. Советов считает вопрос о стратиграфической корреляции карбонатных толщ Узунахматского блока еще не выясненным.

В Узунахматском блоке аналог чаткарагайской свиты сложен преимущ-ественно серыми, светло-серыми, серовато-бурыми плитчатыми известняка-ми, иногда мраморизованными с тонкими прослоями сланцев. Неполная мощ-ность свиты 550 м.

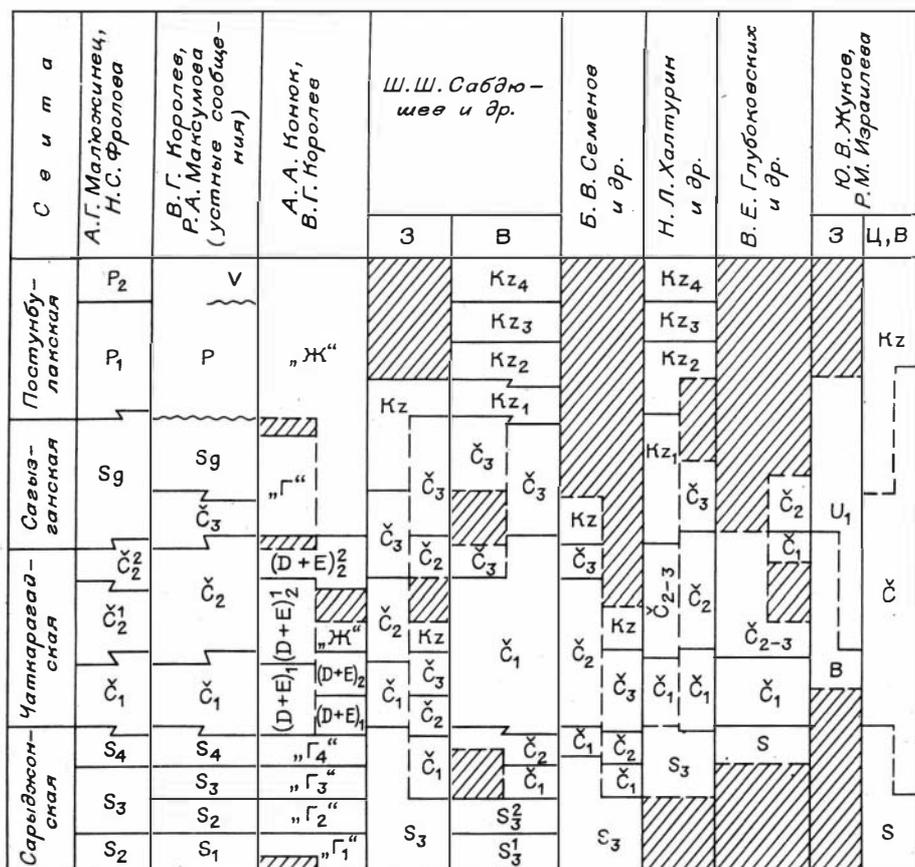
Стратиграфия

Строение чаткарагайской свиты в интерпретации различных исследовате-лей дано на рисунке. Неоднозначное истолкование получили также границы свиты. На этот счет имеется, по крайней мере, три точки зрения. Согласно первой точке зрения, которую разделяют и авторы, нижняя граница свиты про-ходит в подошве черных обломочных известняков так называемого южно-тай-тинского типа. Эта граница хорошо выделяется и наиболее удобна при карти-ровании. Вторая точка зрения сводится к тому, что нижняя граница совпадает с разделом терригенной и карбонатной частей таласского комплекса и прохо-дит внутри переходных разностей. Этот подход не дает возможности однознач-но диагностировать границу. Третья точка зрения близка к первой и отличает-ся лишь тем, что в качестве базальных слоев чаткарагайской свиты принима-ется один из горизонтов песчаников в верхней пачке подстилающей сарыджон-ской свиты. Однако эту границу сложно проследивать из-за фациальной измен-чивости переходной части разреза.

Верхняя граница свиты менее определена, что связано с особенностями строения и фациальной изменчивостью перекрывающей сагызганской свиты.

Разрезы чаткарагайской свиты в Кумьштагском блоке являются пред-ставительными для всей территории, поэтому их описание дается более под-робно.

Нижняя подсвита чаткарагайской свиты протягивается узкой полосой юж-нее зоны Джолсайского разлома. Она сложена темно-серыми и черными плит-чатыми известняками, составляющими 80-90% разреза и образующими с се-



Стратиграфическая интерпретация отложений в разных выходах таласского комплекса по данным детальных исследований различных авторов. Кумыштагский блок.

Индексы свит: В - бакаирская, U - узунахматская, S - сарыджонская, C - чаткарагайская; Sg - сагызганская; P - постунбулакская, V - венд. Положение участков территории: З - западное, Ц - центральное, В - восточное. По В.Г. Королеву, Р.А. Максумовой допускается различная интерпретация нижней границы сагызганской свиты.

рыми карбонатно-глинистыми и серо-зелеными глинистыми породами (сланцами) флишевые циклы. Подсвета фациально меняется мало, но в низах и верхах ее разрезов известняки могут замещаться песчаниками.

По зоне максимального градиента мощности подсветы проводится граница между южным и северным типом разрезов. В этой зоне наблюдаются также наиболее резкие фациальные изменения толщи.

Представителем южного типа разреза является разрез на южном крутом крыле Бабаханского антиклинария в долине р. Шильбилисай. Здесь против устья руч. Сагызган на зеленых и малиновых сланцах, переслаивающихся с тонкослоистыми известняками, относимых к четвертой пачке сарыджонской свиты, залегают:

1. Сложно ритмично чередующиеся серые известняки и сланцы (известняки - бурые, сланцы - малиновые) 40
2. Переслаивающиеся алевритоморфные известняки (около 85%) и сланцы карбонатно-глинистые и глинистые (ассоциации южно-тайтинского, иногда урмаральского типов)*; в основании некоторых циклов обломочные зерна известняков имеют псаммитовую размерность; отмечаются два грубозернистых слоя известняка, которые содержат окатанные и неокатанные обломки черных известняков того же облика 220
3. Переслаивающиеся известняки и сланцы южно-тайтинского типа; сланцы в среднем составляют около 30% разреза, но в отдельных маломощных пакетах преобладают, в них всегда сланцы серо-зеленые 35
4. Сложно чередующиеся глинистые сланцы серо-зеленые, серые, реже вишневые с алевритовыми, а также известняками серыми и бурыми тонкоплитчатыми; имеют место отдельные тонкие слои тонкозернистых песчаников (этот интервал разреза при крупномасштабном картировании был принят за первую пачку верхнечаткарагайской подсвиты, также пестроокрашенную) 60
5. Темно-серые известняки (около 90%), переслаивающиеся с серыми и зеленовато-серыми сланцами (ассоциация южно-тайтинского типа); в средней части - известняково-сланцевый пакет мощностью около 10 м 80
6. Чередующиеся пакеты сланцево-известнякового состава (южно-тайтинский тип) и переслаивающиеся серо-зеленые сланцы и тонкоплитчатые буровато-серые известняки 25

Общая мощность подсвиты 460 м. Выше по разрезу залегает пачка зеленых глинистых сланцев с пакетами известняково-сланцевого состава и слоями алевритовых сланцев, относимых к верхнечаткарагайской подсвите. К востоку мощность подсвиты сокращается до 300 м. Такого рода разрез обнажается в 2 км к югу от устья р. Бешкель.

К северу от указанного на р. Бешкель обнажения нижней подсвиты мощность ее в трех выходах последовательно на расстоянии 1 км сокращается от 300 до 100 м. Это происходит из-за латерального замещения известняков в кровле и подошве подсвиты более терригенными отложениями, мощность которых возрастает в том же направлении. Разрез сокращенной мощности относится к северному типу. В 1 км южнее устья р. Бешкель, на южном крыле антиклинали, на пачке переслаивающихся песчаников и сланцев (флишевого типа) с толстыми слоями массивных песчаников четвертой пачки сарыдженской свиты залегают;

1. Темно-серые и серые известняки с тонкими прослоями серых сланцев (южно-тайтинский и урмаральский типы) 70
2. Сложное чередование известняков, песчаников и сланцев; в основании - известняки с прослоями сланцев; выше количество сланцев возрастает, а известняки становятся заметно песчанистыми; еще выше по разрезу они сменяются известковистыми песчаниками, а затем переходят в зеленые полимиктовые 30

Общая мощность подсвиты 100 м. Выше - чередование пакетов песчанико-сланцевого состава и сланцев, относимое к основанию верхнечаткарагайской подсвиты. В этом разрезе пачка 2 отнесена к нижней подсвите условно, она может быть приурочена и к верхней, тогда мощность нижней окажется еще меньше. Минимальная мощность подсвиты (60-80 м) была зафиксирована

* Типы ассоциаций охарактеризованы в работе А.Г. Малюжинца, Ю.К. Советова /1985/, а также в таблице.

на в нижнем течении р. Чиймташ, что находится поблизости от конседиментационного Курган-Карагоинского поднятия.

Сопоставление южного и северного типов разреза не вызывает затруднений, так как они связаны друг с другом непрерывными полями выходов. Различия в составе и строении разрезов незначительны: к северу возрастает крупность обломков в известняках, больше терригенных слоев, менее четко выражены флишевые циклы и меньше мощность подсвиты.

Для переходной зоны между типами разреза, помимо изменения мощности, характерен грубообломочный состав известняков. Размер обломков изучался, например, в долине р. Карабуры близ устья руч. Тайты. Здесь в ряде последовательных выходов от среднего течения руч. Тайты на юг на расстоянии около 3 км мощность свиты возрастает от 150 до 450 м. Ее среднее значение (300 м) и наибольший градиент приурочены к Тайтинской синклинали в устье руч. Тайты. Состав известняков здесь наиболее грубый. Часто основания флишевых циклов сложены обломками псаммитовой и гравийной фракций. Зерна той же размерности слагают и толстые массивные слои известняков. Шесть таких слоев содержат крупные обломки вмещающих известняков. В этих же обнажениях наблюдалась мощная линза (до 15 м) известняковых брекчий. В следующем к югу обнажении имеется всего два грубообломочных слоя, а еще южнее, в 1,5–2 км от устья руч. Тайты, известняковые брекчии отсутствуют, а зерна псаммитовой размерности слагают лишь два слоя во всем разрезе подсвиты.

Выходы верхней чаткарагайской подсвиты обрамляют с юга полосу распространения нижней подсвиты. На западе района подсвита обнажается в ядрах крупных антиклиналей. Она подразделяется на две части: существенно терригенную и карбонатную. Эти пачки испытывают на территории разнонаправленные изменения мощности и состава, и выделять типы разреза в целом для подсвиты не имеет смысла. Одним из самых полных является разрез подсвиты в долине р. Шильбилисай, он продолжает к северу разрез нижней подсвиты. Здесь залегают:

Мощность, м

1. Сланцы зеленые с маломощными пакетами сланцев и тонкослоистых известняков, в основании алевритовые 80
 2. Чередующиеся зеленые и красные сланцы и пакеты с ритмичной слоистостью песчанико-сланцевого состава (с прослоями известняков) 40
 3. Чередующиеся пакеты известняково-сланцевого состава туюкторского типа и зеленые глинистые и алевритовые сланцы 50
- Общая мощность нижней части подсвиты 170 м.
4. Переслаивающиеся известняки и сланцы талдыбулакского типа; этот горизонт является маркирующим благодаря ассоциациям указанного типа и называется талдыбулакским 30
 5. Переслаивающиеся серые известняки и сланцы туюкторского типа 45
 6. Чередующиеся средне- и толстослоистые пакеты сланцев и известняков смешанного туюкторско-маяташского типа и пакеты сланцев глинистых и алевритовых 50
 7. Переслаивающиеся темно- и светло-серые известняки и сланцы туюкторского типа 160
 8. Переслаивающиеся известняки и сланцы туюкторского типа с участием маломощных пакетов сулучетындинского типа 100
- Общая мощность верхней части 385 м, суммарная мощность подсвиты 555 м.

Выше по разрезу залегают породы, относимые к карабуриной (сагызганской) свите.

Мощность верхней подсвиты сокращается к северо-востоку от 550 до 250 м. Зона ее максимального градиента мощности примерно параллельна простиранию складок и располагается почти там же, где и для нижней подсвиты. Попутно с увеличением мощности возрастает содержание терригенной алевроитовой фракции за счет известняков.

Вблизи Курган-Карагоинского палеоподнятия талдыбулакский маркирующий горизонт слагается преимущественно известковисто-алевроитовыми сланцами, при этом характерный для него облик флишевых циклов сохраняется. Граница между карбонатными и алевроитовыми фациями проходит примерно вдоль зоны максимальных градиентов мощности, но несколько смещена к северу к Джолсайскому разлому, а на самом востоке — к низовьям рек Чиимташ и Бешкель.

В нижней части верхней подсвиты фациальные изменения выражены в смене "зеленоцветных фаций", развитых по рекам Куганда и Бакаир, пестроцветными. Их южная граница предположительно проходит вдоль западного звена Центрально-Таласского надвига в 4-5 км к северу от него, на продолжении восточного звена. В "пестроцветных фациях" повсеместно прослеживается маркирующий горизонт красноцветных сланцев.

В верхней части подсвиты фациальные изменения наиболее отчетливо выражены в самом верху разреза. В южном направлении резко возрастает роль светлых и цветных известняков, которые вблизи впадения руч. Талдыбулак в р. Шильбилисай обособляются в маркирующий горизонт с обликом ассоциаций маяташского типа. Наблюдаются также известняково-сланцевые ассоциации сулчетындинского типа. По мере возрастания их роли в разрезе при появлении массовых сингенетичных нарушений слоистости чаткарагайская свита сменяется сагызганской. В более северных районах этот переход резкий: темно-серые известняки туюкторского типа непосредственно перекрываются светлыми ассоциациями сулчетындинского типа с многочисленными сингенетичными нарушениями слоистости.

В целом для чаткарагайской свиты Кумыштагского блока характерна определенная смена по разрезу состава пород и их ассоциаций, что является основой их прослеживания и картирования. Снизу вверх могут быть обособлены следующие крупные пачки отложений.

Мощность, м

1. Толща известняков южно-тайтинского типа, нижняя подсвита 100-450
2. Сложное фациальное изменчивое чередование сланцев, известняков и песчаников (нижняя часть верхней подсвиты) с маркирующим горизонтом красноцветных сланцев 200
3. Алевроитистые известняки, залегающие к северо-востоку известковисто-алевроитовыми сланцами (низы нижней части верхней подсвиты), — талдыбулакский маркирующий горизонт со специфическими флишевыми ассоциациями 20-100
4. Серые известняки и сланцы (ассоциация туюкторского типа) 100-300
5. "Цветные" (розоватые и буровато-розовые) известняки и сланцы — маркирующий горизонт в южной полосе выходов свиты 0-200

В Тагьртауском тектоническом блоке чаткарагайская свита связана с сарьджонской постепенными переходами, верхняя ее граница, как правило, размыта. Мощность свиты 300-550 м.

Полный разрез свиты находится в долине р. Урмарал. Здесь на южном крыле Тагъртауской синклинали на четвертой пачке сарыджонской свиты залегают:

Мощность, м

1. Неравномерно чередующиеся известняки и пакеты известняково-сланцевого и сланцевого состава: пакеты с темно-серыми, сильно жилковатыми, волнисто-слоистыми и градационно-слоистыми известняками и тонкими прослоями серых карбонатно-глинистых сланцев; сходны с ассоциациями южно-тайтинского типа около 250

Эта пачка отнесена к нижнечаткарагайской подсвите.

Верхняя подсвита состоит из трех крупных пачек.

2. Известковисто-алевритовые сланцы и алевритистые коричневатые-серые известняки, среднеслоистые, с ровными плитками около 100

3. Переслаивающиеся среднеслоистые, сильно глинистые и алевритистые известняки и карбонатно-глинистые и глинистые сланцы: четко выделяется параллельная слоистость талдыбулакского типа 50

4. Известняково-глинистые сланцы темно-серого цвета около 100

Выше залегают отчетливо выделяющиеся пакеты тонкого переслаивания сланцев и известняков сулучетындинского типа, характерные для сагызганской свиты. Разрезы свиты, близкие к описанному, по составу, строению и мощности характерны и для северной полосы выходов в предгорьях Таласского хребта. С приближением к Курган-Карагоинскому палеоподнятию свита быстро сокращается в мощности, более резко обособляется терригенная пачка верхней подсвиты, а сланцы в ее составе приобретают яркие красные оттенки. Этот тип разреза наиболее характерно выражен в долине р. Урмарал, против устья руч. Караг. Здесь на ритмично переслаивающихся сланцах и песчаниках сарыджонской свиты залегают:

Мощность, м

1. Черные плитчатые жилковатые известняки с прослоями сланцев (отличаются от южно-тайтинского типа ограниченным развитием градационной слоистости) 90

2. Пестроцветные сланцы, алевритовые и глинистые, с прослоями тонкозернистых песчаников 30

3. Переслаивающиеся серые известняки и сланцы; видимая мощность 100

Первая пачка отнесена к нижней подсвите, две вышележащие — к верхней. На основании описания можно зафиксировать сходство состава и строения свиты в Тагъртауском и Кумыштагском тектонических блоках.

Сопоставление известняковых толщ, с ритмичным строением, в Узунахматском блоке с чаткарагайской свитой более проблематично из-за явного различия деталей состава и строения и степени метаморфизма. В известняках Узунахматского блока отсутствуют явные признаки градационной слоистости, А.Г. Малюжинец и Ш.Ш. Сабдюшев /Сабдюшев, Коренчук, 1967/ относят эту особенность за счет фациальных изменений известнякового флиша, а также затушевывающего влияния метаморфизма. Ю.К. Советов считает корреляцию узунахматских известняков и чаткарагайской свиты еще недостаточно обоснованной. Ввиду дискуссионности этого вопроса в данной статье известняковые отложения Узунахматского блока не рассматриваются.

Типы ассоциаций отложений (пород)

В качестве ассоциаций выделялись пакеты переслаивающихся пород разного состава мощностью от 1 до 100–200 м, иногда многократно повторяющиеся в разрезе.

Типы карбонатных ассоциаций с выявленной флишевой цикличностью называются по месту, где эта ассоциация была наиболее подробно описана (см. таблицу). Группы ассоциаций с неясными видами флишевой цикличности называются по комплексу литологических признаков.

Сероцветные сланцево-известняковые ассоциации представлены южно-тайтинским и туюкторским типами. Темно-серые известняки имеют окраску за счет органического вещества, они не переслаиваются с красноцветными сланцами и содержат мало терригенной примеси. Цвет сланцев от серо-зеленого до темно-серого. Окраска скрадывает слоичатость пород. Особым свойством известняков является их волнистость, обусловленная, как правило, скрытой, волнисто-слоичатой текстурой. В урмаральском подтипе туюкторского типа отмечаются четкие циклиты с градиционной структурой и мелкими иероглифами на подошве слоев. Известняки здесь алевритоморфные в отличие от туюкторских. Наименее всего косоволнистая слоичатость проявлена в южно-тайтинском типе известняков из-за их чисто карбонатного состава, тогда как в других типах всегда есть алеврит или псаммит, подчеркивающие структуру. Пестроцветные известняково-сланцевые ассоциации представлены маяташским типом. Известняки в нем ярко окрашены и содержат примесь алевритовой фракции. Наиболее характерная особенность – наличие полных циклитов последовательности Боума, текстурные интервалы хорошо видны благодаря контрастной окраске.

Песчанико-известняково-сланцевые ассоциации выделены в талдыбулакский тип. По строению циклитов этот тип больше напоминает терригенные ассоциации.

Условия образования отложений

Главные признаки происхождения отложений и их ассоциаций в чаткарагайской свите заложены в текстурах слоев. Выделяются полные последовательности текстурных интервалов Боума А, В, С, D, Е, но чаще сокращенные разновидности АС, ВСD, CD. Градиционная слоистость проявляется обычно в псаммитовых разновидностях и затушевана в алевролитовых, иногда дифференциация зерен подчеркнута присыпками крупнозернистого материала близ подошвы слоя. Наиболее распространенная текстура – косая и косоволнистая слоичатость. На верхней поверхности слоев она проявлена в виде очень пологой и неравномерной язычковой ряби. В поперечном сечении мульдобразные серии мощностью 1–2 см, с пологим падением слоев, срезают друг друга и кверху постепенно выполаживаются. Текстурные интервалы в слоях обломочных известняков и смешанных глинисто-карбонатных породах имеют полное сходство с теми, что можно наблюдать в карбонатном флише Новороссийского синклинория на Кавказе и других областях карбонатной флишевой седиментации. Характерная слоичатость, тонкая плитчатость при большой выдержанности по простиранию в сочетании с подошвенными знаками размыва и утонением материала кверху свидетельствуют об образовании отложений течениями, связанными с мутьевыми потоками. Проксимальные части линз отложений содержат градиционный интервал и брекчии, дистальная их часть, по-видимому, смыкается со сланцевыми ассоциациями, образованными на большей глубине.

Немногочисленные замеры направления движения материала однозначно указывают на восток-северо-восток. Мы считаем, что накопление карбонатных

Литологические признаки типов слоевых ассоциаций чаткарагайского флиша

Литологические признаки	Тип ассоциаций и их стратиграфическое положение			
	южно-тайтинский (нижнечаткарагайская подсвита)		туюкторский (верхнечаткарагайская подсвита)	
Типы слоев	Известняки (известковые брекчи) чистые, иногда алевроитистые; темно-серые, черные; мощность 8(3-30) см; количество 80-90%	Сланцы глинисто-карбонатные; темно-серые, серо-зеленые; 0,5-5 см; 10-20%	Известняки (известняковые брекчи) алевроитистые, реже глинистые и чистые; серые, темно-серые; 7(3-100) см; 40-80%	Сланцы глинисто-карбонатные; серо-зеленые, темно-серые; 1-5 см (в циклитах); 20-60%
Текстура слоев	Волнисто-косослойчатые с густой сетью прожилков кальцита, неградационные, градационные (слепки промоин), горизонтально-слоистые		Неградационные, волнисто-косослойчатые, градационные (слепки промоин), горизонтально-слоистые	
Литотипы ассоциаций	Расположение литотипа на местности	Устье руч. Тайты; повсеместно; 15-150 м	р. Бакаир в районе впадения руч. Туюктор; в пределах северного типа разреза верхнечаткарагайской подсвиты; 3-100 м	

отложений чаткарагайского флиша происходило не только за счет Курган-Карагоинского поднятия в современном его положении /Королев, Максумова, 1964/. Источником материала для чаткарагайского флиша могли служить карбонатные отложения, относимые к бакаирской свите, по-видимому, мелководного - строматолитового генезиса /Советов, 1984/.

Влияние терригенного источника материала было периодическим: наиболее ослаблено в ассоциациях южно-тайтинского и туюкторского типов и ощутимым в ассоциациях маяташского типа. Вверх по разрезу толщи появляется все больше терригенных слоев и "цветных" известняков, что обеспечивает преемственность к седиментации в сагызганское время, когда наряду со смешанными ассоциациями появились чисто терригенные толстослоистые ассоциации подводных каналов. Такая же связь отмечается и с предшествующим этапом седиментации в верхнесарыджонское время. Именно тогда возникли трех- и двучленные циклиты с зернистыми известняками. Имеются определенные данные по корреляции, свидетельствующие о постепенном обогащении разрезов терригенными породами в северном направлении. Этот вопрос нуждается в специальном рассмотрении с описанием разрезов терригенного флиша. Отметим, что мы не исключаем существование внешнего источника по отношению к прогибу, но вряд ли он являлся кордильерой.

Чаткарагайский флиш близок по времени формированию палеоподнятий, на которых возникли рифовые массивы. Корреляция этих обстановок осадконакопления представляется наиболее правдоподобной. Учитывая сложную современную тектоническую структуру Таласского хребта, где вероятно влияние значи-

Тип ассоциаций и их стратиграфическое положение

маяташский (верхнечаткарагайская подсвита)		талдыбулакский (верхнечаткарагайская подсвита)		
Известняки чистые, алевроитистые; розовые, рыжеватые, сиреневые, светло-серые; 20(5-200) см; 40-70%	Сланцы карбонатно-глинистые, глинистые; зеленые, красные; 10-20 см в среднем; 30-60%	Песчаники (или алевроиты) известковистые; темно-серые; 1-10 см; 20%	Известняки (иногда выпадают) алевроитистые, песчанистые; серо-коричневые; 10-50 см; 50%	Сланцы глинисто-карбонатные, глинистые; серые, зелено-серые; 5-10 см; 30%
Неградационные, градационные, волнисто-косослойчатые, сложные и неслойчатые; горизонтально-слойчатые		Градационные, сложные горизонтально-слойчатые		
р. Карабура, вблизи устья руч. Маяташ, р. Кумьштаг у устья руч. Талдыбулак; на значительной территории Кумьштагского блока; 1-10 м		р. Карабура в р-не устья руч. Талдыбулак; почти повсеместно, но тип литологически изменчив; 20-200 м		

тельных горизонтальных перемещений, было бы преждевременным давать точную палеогеографическую схему седиментации во флишевом прогибе.

Литература

- Додонова Т.А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Ала-Тоо // Труды Ин-та геологии АН КиргССР. - Фрунзе: Илим, 1957. - Вып. IX. - С. 207-214.
- Королев В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня // Материалы по геологии Тянь-Шаня. - Фрунзе: изд. АН КиргССР, 1962. - Вып. 3. - С. 3-23.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тоо // Труды Фрунзенского политехнического ин-та. - Фрунзе: Илим, 1964. - Вып. 19. - С. 48-55.
- Малюжинец А.Г., Советов Ю.К. Поздний флиш Таласского геосинклинального комплекса (верхний рифей, Таласский хребет) // Закономерности строения карбонатных, галогенных и терригенных формаций. - Новосибирск: ИГиГ, 1985. - С. 36-49.
- Сабдюшев Ш.Ш., Коренчук Л.В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта // Формации докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. - Фрунзе: Илим, 1967. - С. 105-112.
- Советов Ю.К. Докембрийские рифовые и биогермные формации и зональность геосинклиналей (на примере Северного Тянь-Шаня) // Геология и геофизика. - 1984. - № 3. - С. 34-40.

СОДЕРЖАНИЕ

Жарков М.А., Жаркова Т.М. Раннемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна	3
Копнин В.И. Строение калиеносных ассоциаций и условия морского хлоридного калийнакопления	44
Баталин Ю.В., Чайкин В.Г., Станкевич Е.Ф. Систематизация галогенных формаций по вещественному составу, режимно-тектонической и структурно-формационной приуроченности	69
Штейнгольц В.Л., Баталин Ю.В. Парагенез доманикоидов и галогенных отложений различных гидрохимических типов	85
Котова Л.В. Палеозойские эвапоритовые формации Киргизии	99
Кокорева К.Л. Расчленение по материалам дешифрирования фотограмм разреза галогенных отложений на примере линзы "Каинит-1" Калуш-Гольинского калийного месторождения	105
Хабаров Е.М., Таныгин Г.И. Джурская свита юго-востока Енисейского края	114
Малюжинец А.Г. Метаморфические аналоги позднего флиша Таласского хребта и обстановка его накопления	134
Малюжинец А.Г., Советов Ю.К. Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта	149

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

И ОБСТАНОВКИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР.

Редактор издательства А.М. Самсоненко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Н.А. Пискун
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры Н.В. Лисина, Н.М. Горбачева

ИБ № 30231

Сдано в набор 08.06.87. Подписано к печати 22.09.87. МН-02276.
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл. печ. л. 13.
Усл. кр.-отт. 13,3. Уч.-изд. л. 14,2. Тираж 850 экз. Заказ № 862.
Цена 2 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
"Наука", Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99,
Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077, Новоси-
бирск, 77, Станиславского, 25.