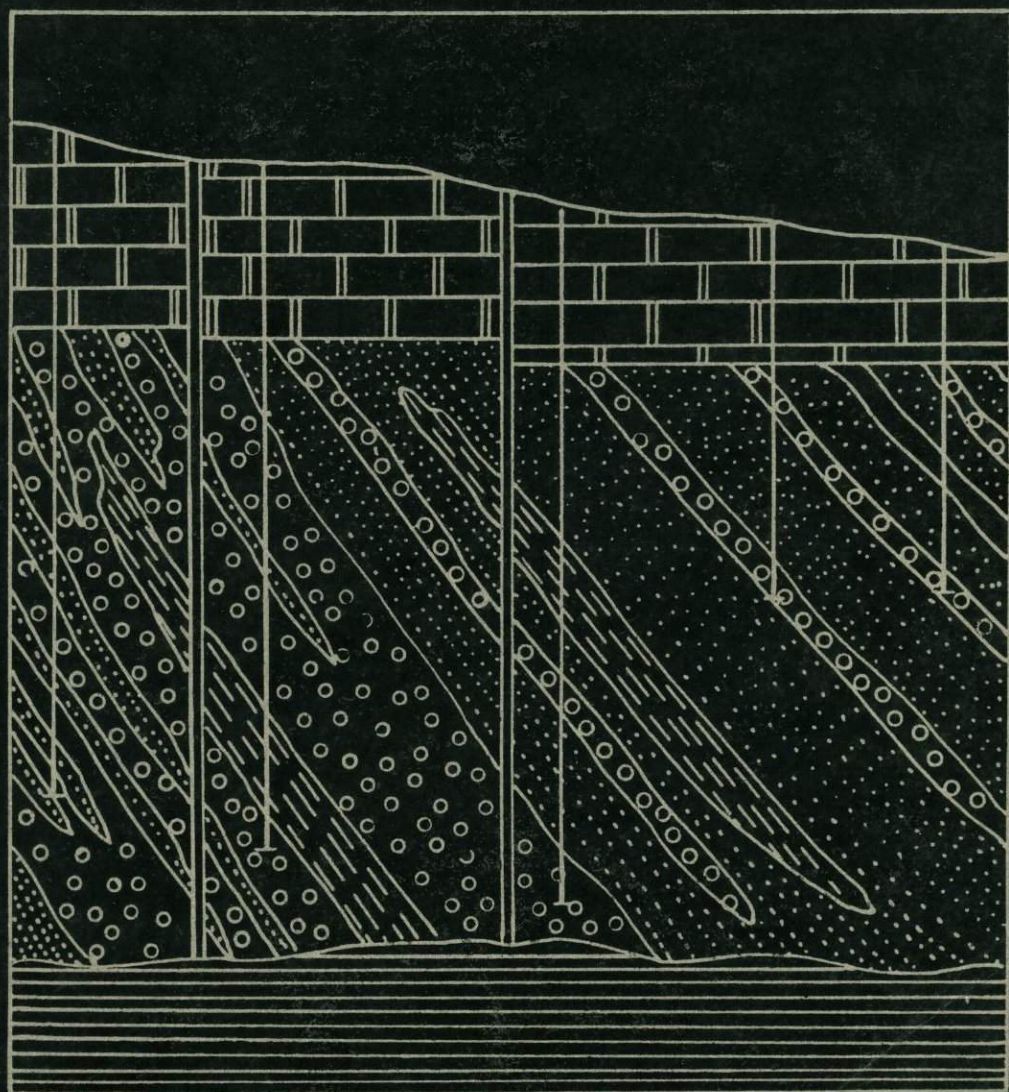


ПРОБЛЕМЫ формационного АНАЛИЗА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 658

173

ПРОБЛЕМЫ формационного АНАЛИЗА

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



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986



Проблемы формационного анализа.— Новосибирск: Наука, 1986.

В сборнике излагаются новые данные о парагенезах пород и других парагенетических группах карбонатных формаций позднего докембрия и кембрия Патомского нагорья и Сибирской платформы, силура и девона Горного Алтая, Салаира, Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадин, соленосной формации кембрия Сибирской платформы, молассовой формации позднего докембрия Малого Каратау, красноцветных терригенных формаций Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Приводятся также новые материалы о докембрийских сульфатоносных толщах Алданского щита. Главное внимание обращается на необходимость детального изучения сонахождений горных пород в осадочных формациях, что исключительно важно для разработки методики формационного анализа.

Книга представляет интерес для геологов, литологов и специалистов занимающихся проблемами формационного анализа.

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Парагенезы пород — это не только определение формаций, но и метод их изучения». В этом утверждении Н. С. Шатского [1960] содержится призыв к детальному изучению сонахождений горных пород в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях, на основе чего может быть разработана методика формационного анализа.

Одна из первых попыток, хотя бы в самом общем виде проанализировать вопрос о парагенетических отношениях между породами, предпринята Н. С. Шатским [1960]. Он показал, что в осадочных формациях закономерно повторяются ассоциации горных пород в виде фациальных рядов и в форме фациальных сочетаний. По его мнению, количество таких рядов и сочетаний в осадочных парагенезах земной коры должно быть относительно невелико — не более нескольких десятков, но они очень широко распространены в природе и типичны для разновозрастных осадочных серий. Он кратко охарактеризовал девять наиболее обычных фациальных рядов: 1) гипсовый доломит — доломит — доломитовый известняк — известняк, 2) доломитовый известняк — известняк — доломит, 3) известняк — доломит — известняк, 4) известняк — доломит — магнезит, 5) (соль) — гипс (ангидрит) — гипсовый доломит — доломит (целитовый, оолитовый) — «пятнистый» доломит — известняк (тонкозернистый), 6) глаукониты — лептохлоритовые породы, 7) «каолинитовая» кора выветривания гранитоидов и гранитогнейсовых образований — каолинистые («мучнистые») пески и песчаники — кварцевые пески и песчаники — кварцевые алевролиты — каолиновые глины, 8) «аркозавая» кора выветривания гранитоидов и гранитогнейсов — полевошпатовые аркозы — аркозы — полевошпатово-кварцевые песчаники — полевошпатово-кварцевые алевролиты — преимущественно гидрослюдистые («полимиктовые») глины, 9) кора выветривания кристаллических сланцев и эффузивно-осадочных серий — граувакки — полимиктовые (преимущественно плагиоклазовые) песчаники — полимиктовые алевролиты — гидрослюдистые и хлоритовые («полимиктовые») глины и аргиллиты. Среди фациальных сочетаний отмечены следующие: 1) диатомиты, вулканические пеплы; 2) яшмы, пирокласты, спилитовые лавы; 3) кварцевые пески — каолинистые глины, бурые угли; 4) фосфориты, марганцевые породы, кремни; 5) желваковые фосфориты, глауконитовые пески.

Перечисленные ряды и сочетания, конечно, не охватывают все существующие закономерные сонахождения горных пород в осадочных парагенезах земной коры. Каждый из рядов и сочетаний, скорее всего, соответствует классу парагенезов, а не какому-то конкретному виду. Это подчеркивал и Н. С. Шатский, отмечая, что при дальнейших детальных литологических исследованиях удастся выявить не только иные виды, но и совершенно иные типы парагенезов и создать более совершенную систематику парагенетических связей горных пород осадочных формаций. Кроме того, было отмечено, что «...среди пород формаций, вероятно, не во всех, но во многих или в большинстве случаев, можно различать не один, а два или больше парагенезов, не одну, а несколько парагенетических групп,

как, пожалуй, следует именовать эти парагенезы внутри формаций. Каковы соотношения между группами, какие они образуют сочетания и как изменяются эти сочетания во времени и в геологическом пространстве — все эти вопросы, имеющие существенное значение в изучении формаций» [Шатский, 1960, с. 15—16].

Следует отметить, что вопрос о парагенезах пород — краеугольный в учении о геологических формациях. При выделении и изучении осадочных и осадочно-вулканогенных формаций совершенно недостаточно простой констатации парагенетических связей между членами формаций, необходимо детальное изучение этих связей и выявление их природы [Шатский, 1960]. Только глубокое и всестороннее исследование закономерных сонахождений горных пород в осадочных сериях и разработка методики формационного анализа позволят выделить внутриформационные таксономические единицы, понять внутреннюю структуру осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, выявить пространственную упорядоченность парагенезов пород всех рангов внутри формаций и тем самым обосновать выделение осадочных ассоциаций вообще и осадочных формаций особенно.

Опыт изучения соленосных формаций [Жарков, Жаркова, 1969] показал, что внутри их выделяются различного ранга парагенезы пород, изучение которых позволяет более правильно установить объем формаций и сравнить их между собой. Внутриформационные парагенезы остаются однотипными в разновозрастных соленосных формациях и вообще характерны для определенного класса осадочных минеральных масс Земли. Выяснилось, что в природе среди соленосных отложений кроме элементарной таксономической единицы — горной породы — и наиболее крупного подразделения осадочных масс — осадочной формации — выделяются промежуточные таксономические единицы в виде наборов и ассоциаций пород. Установлено также, что помимо наборов и ассоциаций внутри соленосных формаций присутствуют и другие парагенетические группы: сообщества, комплексы и градации.

Тем самым подтвердились выводы Н. С. Шатского о существовании в осадочных формациях, в частности соленосных, большого количества парагенетических групп, что свидетельствует о сложном внутреннем строении формаций и подчеркивает необходимость детальных работ по изучению парагенезов пород разного ранга в осадочной оболочке земной коры.

Предстояло изучить многократно встречающиеся сонахождения пород, наборов пород, сообществ и ассоциаций не только в соленосных, но и в других классах осадочных формаций: сульфатных, карбонатных, терригенных и т. д., чтобы выявить, присутствуют ли в них одинаковые парагенетические группы и можно ли их считать всеобщими закономерными внутриформационными единицами разного таксономического ранга. К сожалению, исследования в области формационного анализа в большинстве случаев пошли не по пути глубокого и всестороннего изучения парагенезов пород в различных классах осадочных формаций. На первый план была выдвинута идея об элементарной ячейке осадочной формации. Она сформировалась на основе работ И. В. Хворовой [1961, 1963], показавшей, что в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях следует различать элементарные ассоциации пород, и исследований В. И. Драгунова [1965, 1966, 1968, 1971, 1973] по установлению парагенераций как естественных элементарных сообществ горных пород. Идеи об элементарных породных ассоциациях и элементарной парагенетической ячейке получили развитие в работах А. И. Айнемара [1968], И. В. Крутя [1968, 1973], Е. А. Баскова и др. [1971], В. И. Васильева [1968], А. И. Боровикова и В. И. Громина [1976], В. И. Громина [1974], В. М. Цейслера [1977], В. Ю. Забродина и др. [1977].

В качестве элементарных ячеек геологических формаций предлагалось рассматривать либо парагенерации — естественное элементарное парагенетическое сообщество горных пород в их закономерных сочетаниях оп-

ределенного типа [Драгунов, 1973; Забродин и др., 1977], либо элементарные совокупности слоев горных пород (элементарные парагенезисы пород), включающие устойчиво повторяющиеся наборы пород. Допускалось, что осадочные формации образованы из многократно повторяющихся элементарных парагенезов или однопорядковых элементарных ячеек, взаимным расположением которых и определяется внутренняя структура формаций.

Вместе с тем подобные теоретические представления ни в коей мере не затрагивают проблему, которую поставил Н. С. Шатский относительно количества разного ранга парагенезов пород (парагенетических групп) в осадочных формациях и необходимости их изучения. Более того, представления об элементарных ячейках и элементарных парагенезах, из которых якобы должны состоять формации, создают большие сложности в определении, какие именно по своему рангу парагенетические группы следует считать элементарными. Вопрос этот далеко не ясный. Он не может быть решен априорно, до изучения и установления существующих в природе различных таксономических единиц осадочных парагенезов земной коры.

Целенаправленная работа по выяснению закономерностей строения осадочных формаций и изучению парагенетических связей горных пород была начата в Институте геологии и геофизики СО АН СССР более 20 лет назад. Исследовались парагенезы пород соленосных формаций Советского Союза и зарубежных стран, красноцветных и сероцветных терригенных формаций, битуминозных карбонатно-сланцевых формаций Восточной Сибири, карбонатных рифогенных формаций позднего докембрия ряда регионов Советского Союза.

Выполненные исследования позволили: во-первых, однозначно установить, что как в соленосных, так и в терригенных, битуминозных карбонатно-сланцевых и карбонатных рифогенных осадочных формациях наблюдаются парагенезы различного таксономического ранга; во-вторых, выяснить, что в разных классах осадочных формаций количество таксономических парагенетических единиц, по-видимому, одинаковое.

Представляется возможным выделить следующие всеобщие для изученных типов осадочных формаций таксономические подразделения парагенезов: 1) наборы пород, 2) сообщества, 3) ассоциации, 4) комплексы. Принципиальные особенности строения каждого из этих подразделений остаются очень близкими в разных формациях. Поэтому они как будто бы представляют однопорядковые уровни организации парагенезов и, возможно, могут быть промежуточными уровнями вещественных масс между породным и формационным, которые существуют в осадочной оболочке земной коры.

М. А. Жарков

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ БИТУМИНОЗНЫХ КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В учении о геологических формациях одним из наиболее существенных является вопрос об их внутреннем строении. Его решение зависит прежде всего от того, какое содержание вкладывается в понятие о формациях. Исследователи в настоящее время понимают его неоднозначно [Шатский, 1955, 1960; Страхов, 1962; Хворова, 1963; Попов, 1968; Боголепов, 1974; Жарков, 1974; Леонов, 1974; Цейслер, 1977]. В последние годы широкое признание получило представление о формациях как парагенезах пород и о том, что горные породы — простейшие элементарные члены осадочной формации [Шатский, 1965; Жарков, Жаркова, 1969]. Вместе с тем при расшифровке структуры формаций, как отмечает М. А. Жарков [1974, с. 5], «...необходимо расшифровать этот парагенез: изучить отдельные типы пород, элементарные наборы и ассоциации пород, литологические комплексы и характер их пространственного размещения в формации; нужно доказать парагенетическое единство этих таксономических единиц внутри формации, изучить их структурные связи и таким путем установить границы изучаемой конкретной формации».

Таким образом, для выяснения внутреннего строения осадочных формаций необходимо решить две задачи: выделение и изучение элементарных членов осадочной формации — горных пород; выделение парагенезов пород разного таксономического ранга и установление особенностей их распространения в теле формаций.

Вопрос выделения типов пород для толщ с повышенным содержанием органического вещества очень сложен и к настоящему времени не получил однозначного решения [Страхов, 1939; Гуляева и др., 1961; Максимова, 1970; Горючие сланцы, 1980; Potter *et al.*, 1980; Spears, 1980; и др.]. Классификация, используемая нами при описании пород битуминозных карбонатно-сланцевых формаций Восточной Сибири, основана на количественных соотношениях компонентов [Вишняков, 1933; Теодорович, 1958; Архангельская и др., 1960; Жаркова, 1976]. Ее принципы и характеристика пород приводились нами ранее [Бахтуров, 1980, 1981, 1983, 1984; Бахтуров, Переладов, 1982, 1985]. Установлено, что для всех формаций характерно преимущественное распространение тонкокристаллических тонкослоистых темноцветных пород, содержащих повышенные и высокие количества органического вещества. Наиболее широко распространены следующие породы: кристаллические и сильно глинистые известняки, кристаллические доломиты, кремнистые породы, аргиллиты. На основании послыдного изучения ряда разрезов формаций установлено, что слагающие их породы встречаются не хаотически, а в определенном порядке, образуя часто повторяющиеся наборы. Четких критериев выделения наборов пород и парагенезов более высокого таксономического ранга не выработано [Жарков, Жаркова, 1969; Благовидов, 1978; Параев, 1978]. Мы выделяем их по присутствию (сонахождению) в разрезе определенных типов пород и потому, что подобное сонахождение многократно повторяется. В предлагаемой работе наборы представляют собой сочетание пород различного состава (например, известняк кристаллический — аргиллит)

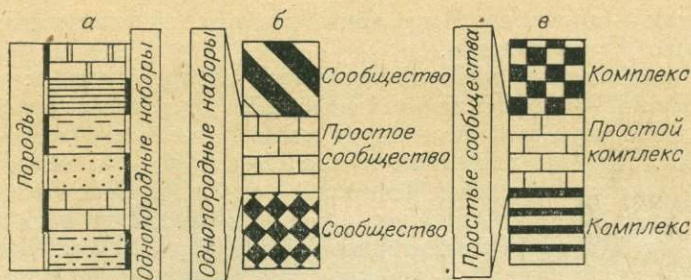


Рис. 1. Положение простых парагенезов пород в разрезах формаций.

а — наборов, б — сообществ, в — комплексов.

либо сочетание пород одного состава, но отличающихся по структурно-текстурным характеристикам (известняк кристаллический — известняк биодетритовый). Выделенные по этим принципам наборы двух-, реже трехчленные, могут встречаться такие, в образовании которых участвует и большее количество типов пород. В случае, когда формацию или ее часть слагают породы одного типа (например, сильно глинистые известняки или аргиллиты), можно говорить о существовании однородных наборов.

Установлены разнообразные формы сочетания наборов. Некоторые из них распределяются не хаотически, а последовательно, образуя целые сообщества однотипных наборов. Породы, наборы пород и сообщества наборов участвуют в строении комплексов пород. При однородных наборах вопрос решается следующим образом: если набор располагается среди других таких же наборов, мы можем говорить либо о сменяющих друг друга породах, либо об однородных наборах (рис. 1, а). Когда несколько подобных наборов находятся между сообществами наборов, выделяется сообщество однородных наборов (рис. 1, б). Аналогично выделяются комплексы (рис. 1, в). Такие наборы, ассоциации и комплексы мы будем называть простыми, остальные — сложными. В статье основное внимание уделено последним. Ниже рассматривается внутреннее строение следующих битуминозных карбонатно-сланцевых формаций: каланчевской верхнего рифея и тинновской венда периферии Патомского нагорья, кунамской ранне-среднекембрийского возраста севера и востока Сибирской платформы, чамбинской лландоверийского яруса северо-запада Сибирской платформы и таймырской верхнего кембрия, ордовика, силура и девона п-ова Таймыр.

Каланчевская формация. В ее составе преобладают кристаллические и онколитовые известняки и доломиты, аргиллиты и алевролиты, в подчиненном количестве отмечаются песчаники. Мощность формации изменяется от 450—500 до 200—250 м. В ней выделено 17 различно построенных сложных наборов пород, относящихся к трем группам. В первую, карбонатную, входят пять следующих наборов: известняк кристаллический * — известняк онколитовый; известняк кристаллический * — доломит кристаллический *; известняк кристаллический * — доломит онколитовый; доломит кристаллический * — доломит онколитовый; известняк онколитовый — доломит кристаллический *. Карбонатно-терригенная группа представлена девятью наборами: известняк кристаллический — аргиллит; известняк кристаллический — алевролит; известняк кристаллический — аргиллит — алевролит; известняк онколитовый — алевролит; доломит онколитовый — аргиллит; доломит кристаллический — аргиллит; доломит онколитовый — алевролит; доломит кристаллический — песчаник; доломит онколитовый — песчаник. В терригенной группе выделены наборы трех видов: алевролит — аргиллит; песчаник — алевро-

* Главным образом микро- и тоннокристаллические, очень редко крупнокристаллические.

лит; песчаник — аргиллит. Выделенные наборы, за исключением одного (трехчленного), двухчленные.

Среди карбонатных наборов наиболее распространены: известняк кристаллический — известняк онколитовый; известняк кристаллический — доломит кристаллический; доломит кристаллический — доломит онколитовый. Наборы известняк кристаллический — известняк онколитовый встречаются в разрезах формации рек Лена, Бол. Патом, Витим, Бол. Чуя, Чая. Мощность наборов изменяется от 0,1 до 13,9 м, первого элемента — от 0,04 до 14,2 м, второго — от 0,04 до 10,2 м. Наборы вида известняк кристаллический — доломит кристаллический распространены в верхней части формации в разрезах рек Лена, Витим, Бол. Патом, Бол. Чуя, Чая и по всему объему формации в разрезах рек Отта и Джелинда. Их мощность варьирует от 0,3 до 10,1 м, первого элемента — от 0,1 до 4,8 м, второго — от 0,2 до 6,5 м. Довольно часто отмечаются наборы вида доломит кристаллический — доломит онколитовый. Их мощность достигает нескольких десятков метров. Относительно редко встречаются наборы видов известняк кристаллический — доломит онколитовый и известняк онколитовый — доломит кристаллический. Их мощности изменяются от 2,6 до 11 м и от 1,05 до 3,6 м соответственно.

Во многих разрезах формации отмечены карбонатно-терригенные наборы пород. Из них наиболее широко распространены следующие: известняк кристаллический — алевролит; известняк онколитовый — алевролит. Мощность наборов первого вида изменяется от 0,2 до 4,9 м (0,1—4,7 м — первого члена, 0,05—2,6 м — второго), второго — от 1,13 до 17,6 м (первого члена — от 0,05 до 3,6 м, второго — от 0,9 до 15 м). Остальные карбонатно-терригенные наборы встречаются относительно редко.

Терригенные наборы пород отмечаются в нижней и средней частях формации. Встречаются они довольно редко, чаще других — наборы вида песчаник — алевролит. Его мощность составляет 0,15—12,5 м, первого члена — 0,05—7 м, второго — 0,1—3,5 м.

Из 17 выделенных сложных наборов только 6 образуют сообщества, подразделяющиеся на три группы: карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную. В первую группу входят известняковое и известняково-доломитовое сообщества. В карбонатно-терригенной группе выделены доломит-алевролитовое и известняк-алевролитовое сообщества. Терригенная группа представлена одним сообществом — песчаник-алевролитовым.

Известняковые сообщества, развитые довольно широко, образованы наборами вида известняк кристаллический — известняк онколитовый. Их мощность колеблется от 3,6 до 23,5 м. В строении сообществ принимают участие от двух до шести наборов. Известняково-доломитовые сообщества сложены наборами вида известняк кристаллический — доломит кристаллический, встречаются редко. Мощность сообществ изменяется от 5,2 до 17,8 м, количество наборов в них два, редко три. В карбонатно-терригенной группе наиболее широко распространены известняк-алевролитовые сообщества, среди которых выделяются две разновидности. Первая построена наборами вида известняк кристаллический — алевролит. Их мощность изменяется от 0,75 до 13 м, количество наборов — от 2 до 10. Вторая разновидность образована наборами вида известняк онколитовый — алевролит, встречается редко. В ней обычно два, иногда три набора. Также редко встречаются доломит-алевролитовые сообщества, которые слагают наборы вида доломит кристаллический — алевролит; количество наборов в них — два, редко три. Песчаник-алевролитовые сообщества развиты главным образом в нижней части формации. Их мощность составляет 0,2—10 м, количество наборов — два-три, редко пять-шесть.

Остальные сложные наборы сообществ не образуют, но принимают участие в образовании более крупных формационных таксономических единиц — комплексов пород. В каланчевской формации выделено семь комплексов (из них пять сложных и два простых): 1) черных кристаллических и онколитовых известняков, 2) серых и черных кристаллических и онколитовых известняков и доломитов, 3) серых кристаллических и

онколитовых доломитов, 4) серых известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, 5) серых песчанистых доломитов, 6) темно-серых и черных аргиллитов, 7) серых и светло-серых алевролитов и песчаников.

Комплексы черных кристаллических и онколитовых известняков слагают известняковые сообщества и наборы: известняк кристаллический — аргиллит, известняк кристаллический — алевролит и известняк онколитовый — алевролит. Мощность комплексов изменяется от 90 до 200 м. Встречаются они преимущественно в нижней части формации.

В строении комплексов серых и черных кристаллических и онколитовых известняков и доломитов принимают участие известняковые и известняково-доломитовые сообщества и наборы видов: известняк кристаллический — доломит онколитовый, доломит кристаллический — доломит онколитовый, известняк онколитовый — доломит кристаллический, доломит кристаллический — песчаник, известняк кристаллический — алевролит, доломит кристаллический — аргиллит. Встречаются комплексы главным образом в верхней части формации, иногда отмечаются и в нижней. Их мощность варьирует от 30 до 240 м.

В комплексы серых кристаллических и онколитовых доломитов входят наборы видов: доломит кристаллический — доломит онколитовый, известняк кристаллический — доломит кристаллический, известняк кристаллический — доломит онколитовый, доломит кристаллический — аргиллит, доломит онколитовый — алевролит, доломит онколитовый — песчаник. Эти комплексы развиты в разрезах формации по рекам Бол. Патом, Витим, Бол. Чуя, Чая, Чара.

Широко развиты в составе формации комплексы серых известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов. В их строении участвуют известняк-алевролитовые сообщества и наборы видов: известняк кристаллический — аргиллит, известняк кристаллический — аргиллит — алевролит, известняк онколитовый — аргиллит, доломит тонкокристаллический — аргиллит, доломит онколитовый — алевролит. Их мощность варьирует от 25 до 170 м.

Комплексы серых песчанистых доломитов мощностью до 200 м отмечены в нижней части формации в разрезах р. Чара. Этот комплекс мы считаем простым, поскольку его основу составляют однородные доломитовые сообщества. Сложные наборы вида доломит кристаллический — песчаник занимают в нем резко подчиненное положение.

Простые комплексы иного состава, темно-серых и черных аргиллитов, отмечаются в составе формации в разрезах рек Жуя, Оттах, Желинда.

Комплексы серых и светло-серых алевролитов и песчаников развиты исключительно в нижней части формации. В их строении принимают участие песчаник-алевролитовые сообщества и наборы видов; алевролит — аргиллит, песчаник — аргиллит и известняк кристаллический — алевролит. Мощность комплексов 35—80 м.

Внутреннее строение каланчевской формации можно представить в виде сложно сочленяющихся друг с другом комплексов пород. В теле формации они распределяются следующим образом (рис. 2). В центральной и нижней частях формации располагаются комплексы черных кристаллических и онколитовых известняков. Выше залегает комплекс черных и серых кристаллических и онколитовых известняков и доломитов, который по простирацию переходит в комплекс серых известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов. В юго-западном направлении мощность комплекса черных кристаллических и онколитовых известняков уменьшается от 200 до 90 м, нижняя его часть замещается комплексом серых и светло-серых алевролитов и песчаников (р. Бол. Таймендра), еще далее на юго-запад он сменяется комплексом известняков и доломитов (р. Витим), в центральной части которого располагается комплекс серых кристаллических и онколитовых доломитов. В бассейне р. Чая происходит выклинивание каланчевской формации. Комплекс известняков и доломитов замещается комплексом серых известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, который,

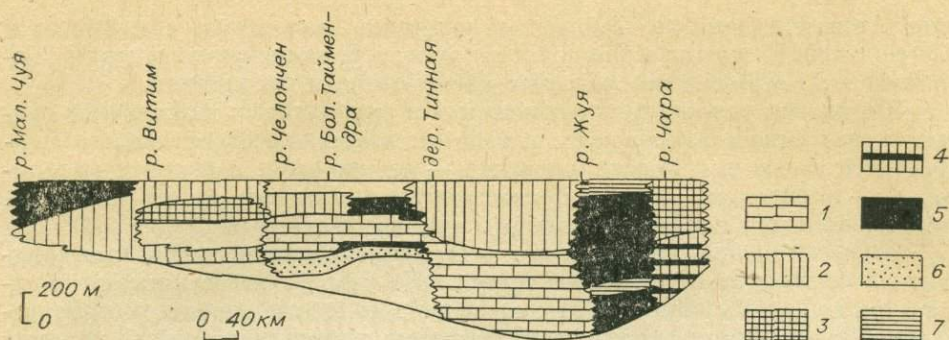


Рис. 2. Внутреннее строение каланчевской формации.

1—7 — комплексы пород: 1 — черных кристаллических и онколитовых известняков, 2 — серых и черных кристаллических и онколитовых известняков и доломитов, 3 — серых кристаллических и онколитовых доломитов, 4 — серых песчаных доломитов, 5 — серых известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, 6 — серых и светло-серых алевролитов и песчаников, 7 — темно-серых и черных аргиллитов.

в свою очередь, сменяется пестроцветными терригенными отложениями, ограничивающими каланчевскую формацию с юго-запада.

В юго-восточном направлении комплекс черных кристаллических и онколитовых известняков, так же как и в юго-западном направлении, сменяется комплексом серых известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, выше и ниже которого располагаются комплексы серых и черных аргиллитов (р. Жуя). К востоку от бассейна р. Жуя они замещаются доломитовыми комплексами. В бассейне р. Чара происходит выклинивание каланчевской формации, с востока и юго-востока ее окружают доломитовые толщи.

В целом основу каланчевской формации составляют комплексы черных и серых кристаллических и онколитовых известняков, доломитов и аргиллитов.

Тинновская формация. Основу формации составляют кристаллические и сильноглинистые известняки и доломиты, крупнокристаллические антрацитовидные известняки, аргиллиты и алевролиты. Мощность формации колеблется от 80 до 130 м. В ней выделено 20 различно построенных сложных наборов пород. Так же как и в каланчевской формации, они подразделены на карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную группы.

В карбонатную входят пять наборов: известняк антрацитовидный (крупно- и мелкокристаллический) — известняк неяснокристаллический*; известняк антрацитовидный — известняк сильноглинистый; известняк кристаллический — известняк сильноглинистый; доломит кристаллический — доломит сильноглинистый; известняк кристаллический — доломит кристаллический.

Карбонатно-терригенная группа представлена 12 наборами: известняк кристаллический — аргиллит — алевролит, известняк кристаллический — алевролит — доломит кристаллический; известняк кристаллический — аргиллит; известняк кристаллический — известняк сильноглинистый — аргиллит; известняк кристаллический — алевролит; известняк антрацитовидный — известняк кристаллический — аргиллит; известняк антрацитовидный — аргиллит; известняк антрацитовидный — алевролит; известняк микрокомковатый — алевролит; доломит кристаллический — аргиллит; доломит кристаллический — алевролит; доломит сильноглинистый — аргиллит.

В терригенной группе выделены наборы пород: алевролит — аргиллит; песчаник — аргиллит; песчаник — алевролит.

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

Наиболее широко в карбонатной группе распространены наборы видов: известняк антрацитовидный — известняк кристаллический; известняк кристаллический — известняк сильноглинистый; доломит кристаллический — доломит сильноглинистый. Наборы известняк антрацитовидный — известняк кристаллический и известняк антрацитовидный — известняк сильноглинистый встречаются в нижней части формации. Характерной особенностью наборов первого вида является то, что кристаллический известняк (обычно тонкокристаллический) может располагаться не только выше антрацитовидного, но и на одном с ним уровне. Мощность набора изменяется от 0,41 до 4,3 м, первого члена — от 0,09 до 3,4 м, второго — от 0,08 до 0,9 м. Иногда в наборах этого вида наблюдается обратная последовательность пород, сначала идет известняк кристаллический, а выше него — известняк антрацитовидный. Наборы известняк кристаллический — известняк сильноглинистый (мощность набора 0,1—0,6 м, а членов — 0,05—0,5 м и 0,05—0,15 м соответственно) и доломит кристаллический — доломит сильноглинистый (мощность набора 0,15—1,4 м, а членов — 0,1—1 м и 0,03—0,4 м соответственно) распространены в средней части формации. Наборы видов известняк кристаллический — доломит кристаллический и доломит кристаллический — доломит сильноглинистый отмечены в верхней части формации.

Из карбонатно-терригенной группы наборов широко распространены следующие: известняк кристаллический — аргиллит — алевролит (мощность набора изменяется от 0,25 до 1,6 м, членов — от 0,05 до 0,6 м, от 0,05 до 1 м и от 0,03 до 0,3 м соответственно); известняк антрацитовидный — известняк кристаллический — аргиллит (мощность набора 0,26—3,3 м, членов — 0,09—3,2; 0,01—0,8; и 0,02—0,24 м соответственно); известняк антрацитовидный — аргиллит (мощность набора изменяется от 0,28 до 4,9 м, членов — от 0,08 до 4,5 м, от 0,05 до 0,4 м соответственно); известняк кристаллический — известняк сильноглинистый — аргиллит (мощность набора 0,15—0,5 м, членов — 0,05—0,5; 0,03—0,15; и 0,03—0,1 м соответственно); доломит сильноглинистый — аргиллит (мощность набора 0,15—0,22 м, членов — 0,1—0,15; 0,03—0,1 м соответственно); известняк кристаллический — алевролит — доломит кристаллический (мощности членов набора примерно одинаковы и составляют 0,05—0,2 м, всего набора — 0,15—0,25 м); доломит кристаллический — аргиллит (мощности членов равны и изменяются от 0,02 до 0,5 м). Первые три вида перечисленных наборов развиты в нижней части формации, остальные главным образом в средней.

Наборы вида известняк кристаллический — аргиллит встречаются по всему объему формации. Их мощность варьирует от 0,12 до 4,1 м, членов — 0,06—1,7 и 0,02—3 м. И известняк, и аргиллит содержат то или иное количество терригенных зерен алевролитовой размерности, в редких случаях место аргиллита занимает алевролит, и тогда выделяются наборы вида: известняк кристаллический — алевролит. Они приурочены к верхней части формации, алевролит часто песчаный, вплоть до песчаника алевролитового.

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

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

В терригенной группе наборов наиболее широко распространены наборы вида алевролит — аргиллит. В ледских разрезах формации они встречаются преимущественно в нижней ее части, в разрезах р. Бол. Патом занимают более высокое стратиграфическое положение. Мощность

первого члена набора изменяется от 1—2 см до 0,6 м, второго — от 0,06 до 4,5 м, всего набора — от 0,11 до 5 м и в среднем составляет 0,63 м. Как правило, мощность второго члена больше, чем первого. Наборы вида песчаник — аргиллит отмечаются в разрезах бассейна р. Бол. Патом и встречаются в нижней части формации. Мощность набора варьирует от 0,05 до 5,7 м (обычно 0,5—1,5 м), а членов — от 2—3 см до 5 м и от 1—2 см до 2,4 м соответственно. В нижней части разреза мощность песчаника обычно больше аргиллита, выше это соотношение меняется, прослои песчаников становятся тоньше и далее постепенно сменяются алевролитами. Наборы вида песчаник — алевролит встречаются очень редко, преимущественно в верхней части формации.

Сообщества образуют только 11 сложных наборов из выделенных 20. Они подразделяются на три группы: карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную.

В первую входят следующие сообщества: известняковое; глинисто-известняковое; глинисто-доломитовое; известняково-доломитовое. В карбонатно-терригенной группе выделено пять сообществ: известняк-аргиллит-алевролитовое, доломит-аргиллитовое, известняк-аргиллитовое. Терригенная группа представлена двумя сообществами: алевролит-аргиллитовое и песчаник-аргиллитовое.

Из карбонатных прежде всего следует отметить известняковые сообщества, образованные наборами вида известняк антрацитовидный — известняк кристаллический. Они развиты в нижней части формации, их мощность изменяется от 3,58 до 17 м. Глинисто-известняковые сообщества, сложенные наборами вида известняк кристаллический — известняк сильноглинистый, отмечаются в средней части формации. Они образованы двумя, реже тремя наборами, мощность сообществ колеблется от 0,2 до 1,3 м. В средней же части формации развиты сообщества, построенные из наборов вида доломит кристаллический — доломит сильноглинистый, их мощность варьирует от 0,3 до 3,2 м.

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

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

Известняк-аргиллит-алевролитовые сообщества, образованные наборами вида известняк кристаллический — аргиллит — алевролит, встречаются в нижней части формации, их мощность изменяется от 7 до 14 м. Очень редко, в средней части формации отмечаются доломит-аргиллитовые сообщества, которые слагают наборы вида доломит сильноглинистый — аргиллит, их мощность варьирует от 0,3 до 0,34 м.

Из терригенных наиболее часто встречаются алевролит-аргиллитовые сообщества, их мощность изменяется от 1,75 до 10,7 м. В разрезе тинновской формации, вскрывающейся в бассейне р. Бол. Патом, отмечено песчаник-аргиллитовое сообщество мощностью 30,6 м. Его слагают наборы вида песчаник — аргиллит.

Из других парагенезов пород в тинновской формации выделены комплексы: 1) песчаников, алевролитов и аргиллитов, 2) известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, 3) антрацитовидных известняков и черных

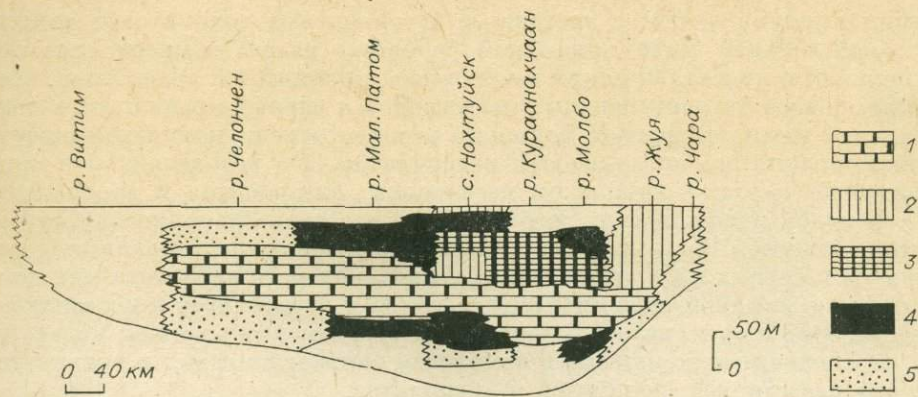


Рис. 3. Внутреннее строение тинновской формации.

1—5 — комплексы пород: 1 — антрацитовидных известняков и черных аргиллитов; 2 — сильноглинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов; 3 — пестроцветный; 4 — известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов; 5 — песчаников, алевролитов и аргиллитов.

аргиллитов, 4) сильноглинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов, 5) пестроцветный.

Комплекс песчаников, алевролитов и аргиллитов образуют алевролит-песчаник-аргиллитовые сообщества и наборы вида песчаник — алевролит. Встречаются они в нижней части формации.

В строении комплекса известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов принимают участие известняк-аргиллит-алевролитовые и алевролит-аргиллитовые сообщества и наборы видов: доломит кристаллический — алевролит, известняк микрокомковатый — алевролит, песчаник — алевролит. Встречается данный комплекс в средней и верхней частях формации.

Комплекс антрацитовидных известняков и черных аргиллитов состоят известняковые и известняк-аргиллитовые сообщества и наборы видов известняк антрацитовидный — известняк сильноглинистый и известняк антрацитовидный — алевролит. Комплекс характерен только для нижней части формации.

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

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

В теле формации выделенные комплексы располагаются следующим образом (рис. 3). В центральной его части находится комплекс антрацитовидных известняков и черных аргиллитов, его мощность изменяется от 20 до 50 м, протягивается он практически через все тело формации. Выше комплекса антрацитовидных известняков и черных аргиллитов располагается комплекс (р. Лена) сильноглинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов. В юго-западном направлении он сменяется комплексом известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов (р. Мал. Патом), который, в свою очередь, замещается комплексом песчаников, алевролитов и аргиллитов (р. Челончен). В юго-восточном направлении комплекс антрацитовидных известняков и черных аргиллитов замещается пестроцветным, который к востоку переходит в комплекс сильноглинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов (р. Чара). В бассейне р. Чары битуминозные отложения тинновской фор-

мадии выклиниваются, с востока ее ограничивают доломитовые толщи. В самой верхней части тинновской формации развит комплекс сильноглинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов. Ниже комплекса антрацитовидных известняков и черных аргиллитов в центральной части тинновской формации распространены комплексы известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов, а в юго-западной и юго-восточной частях — комплексы песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В целом можно сказать, что основу тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации составляет комплекс антрацитовидных известняков и черных аргиллитов, выше и ниже которого располагаются комплексы известняков, доломитов, аргиллитов и алевролитов и песчаников, алевролитов и аргиллитов. В верхней части формации развиты, кроме того, пестроцветные комплексы и комплексы сильноглинистых и кристаллических известняков, доломитов и аргиллитов.

Куонамская формация. Ее слагают глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые отложения, в разной степени обогащенные органическим веществом и аутигенным кварцем. Мощность формации составляет в среднем 40—70 м. В ее составе выделено 16 различно построенных сложных наборов пород, которые подразделяются на четыре группы: карбонатную, карбонатно-кремнистую, карбонатно-терригенную и кремнисто-терригенную.

В карбонатную группу входят наборы пород, построенные следующим образом: 1) известняк кристаллический — известняк сильноглинистый; 2) известняк кристаллический — известняк сильнокремнистый; 3) известняк кристаллический — известняк биодетритовый; 4) известняк кристаллический — доломит кристаллический; 5) известняк сильноглинистый — доломит кристаллический. Карбонатно-кремнистая группа представлена двумя наборами видов: 1) известняк кристаллический — кремнистая порода и 2) доломит кристаллический — кремнистая порода. В карбонатно-терригенной группе выделены наборы пород видов: 1) известняк кристаллический — аргиллит; 2) известняк кристаллический — известняк сильноглинистый — аргиллит; 3) известняк сильноглинистый — аргиллит; 4) известняк сильнокремнистый — аргиллит кремнистый; 5) доломит кристаллический — аргиллит; 6) доломит кристаллический — доломит сильноглинистый — аргиллит. В кремнисто-терригенную группу входит один набор вида кремнистая порода — аргиллит. Кроме того, в куонамской формации встречаются наборы пород, не входящие ни в одну группу. Они построены следующим образом: 1) известняк кристаллический — кремнистая порода — аргиллит и 2) известняк сильноглинистый — кремнистая порода — аргиллит.

Мощности выделенных наборов изменяются от 5 до 20 см, редко до 30—40 см, а членов — от 1—2 до 10—15 см, изредка до 25—35 см. Наборы пород встречаются по всему объему формации, те из них, в которые входит доломит, развиты в разрезах северо-западных и юго-восточных районов Сибирской платформы. Наборы вида известняк кристаллический — известняк биодетритовый отмечаются главным образом в верхней части формации — в малокуонамском горизонте. В разрезах куонамской формации, расположенных близко к карбонатному рифогенному барьеру, преобладают карбонатные наборы пород, а в удаленных от него — карбонатно-терригенные, карбонатно-кремнистые и кремнисто-терригенные.

В куонамской формации выделены и более крупные внутриформационные таксономические подразделения — комплексы пород (один простой и семь сложных): 1) черных листоватых аргиллитов; 2) черных аргиллитов, кристаллических известняков и сильноглинистых известняков; 3) черных аргиллитов, кристаллических известняков и кремнистых пород; 4) светло-серых кристаллических и биодетритовых известняков; 5) кристаллических известняков и доломитов; 6) кристаллических доломитов; 7) кристаллических и сильноглинистых доломитов и 8) кристаллических известняков, доломитов и кремнистых пород.

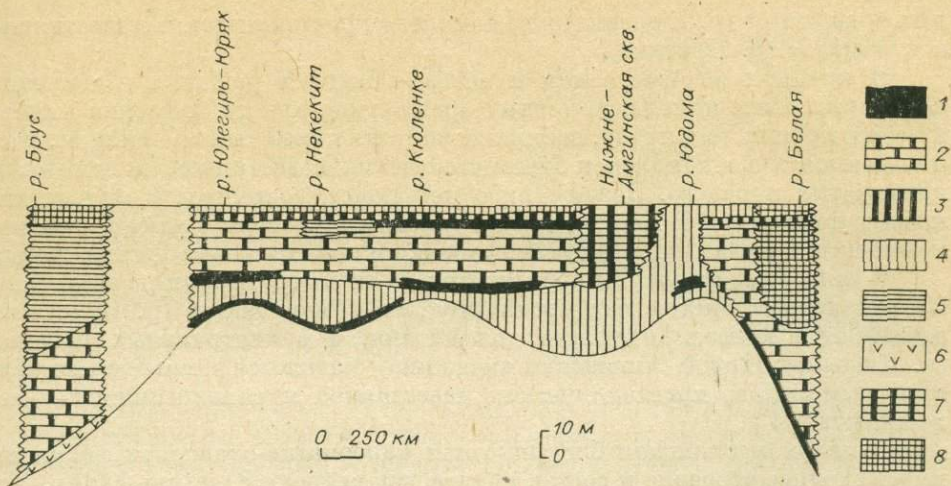


Рис. 4. Внутреннее строение куонамской формации.

1—8 — комплексы пород: 1 — черных листоватых аргиллитов; 2 — черных аргиллитов, кристаллических известняков и сильноглинистых известняков; 3 — светло-серых кристаллических и биодетритовых известняков; 4 — черных аргиллитов, кристаллических известняков и кремнистых пород; 5 — кристаллических известняков и доломитов; 6 — кристаллических доломитов; 7 — кристаллических и сильноглинистых доломитов; 8 — кристаллических известняков, доломитов и кремнистых пород.

Комплексы черных листоватых аргиллитов встречаются на всей площади распространения куонамской формации, главным образом в нижней и средней ее частях. Мощность их изменяется от 0,5 до 7 м, иногда достигает 10 м. В аргиллитах часто отмечаются караваеобразные и линзовидные стяжения, выполненные кристаллическими известняками. Очень широко в формации развиты комплексы черных аргиллитов, кристаллических известняков и сильноглинистых известняков, черных аргиллитов, кристаллических известняков и кремнистых пород. Мощности комплексов варьируют от 1,6 до 30 м и от 1,4 до 124 м соответственно. Отмечаются они преимущественно в средней части формации, реже — в нижней и верхней ее частях. Комплексы светло-серых кристаллических и биодетритовых известняков встречаются только в верхней части куонамской формации на всей площади ее развития, за исключением северо-западных и южных районов. Мощность комплексов составляет 0,3—2 м. Незначительно распространены комплексы кристаллических известняков и доломитов. Их мощность изменяется от 10,5 до 60 м. Комплексы зафиксированы в верхних частях разрезов формации рек Брус и Некекит. Перечисленные ниже комплексы пород встречаются также редко. В северо-западных районах Сибирской платформы в основании формации отмечаются комплексы кристаллических доломитов мощностью от 2 до 30 м, а в восточной части площади развития куонамской формации в ее кровле — комплексы кристаллических и сильноглинистых доломитов мощностью 24—30 м. Комплексы кристаллических известняков, доломитов и кремнистых пород встречаются в верхней (реки Белая, Брус) и нижней (р. Кенкеме) частях формации в восточных, юго-восточных и северо-западных частях Сибирской платформы. Мощность комплексов варьирует от 1,5 до 56 м.

Внутреннее строение куонамской формации можно представить в виде сочленяющихся между собой комплексов (рис. 4).

Основу формации составляют комплексы черных аргиллитов, кристаллических известняков и сильноглинистых известняков; черных аргиллитов, кристаллических известняков и кремнистых пород. Второй из этих комплексов располагается либо ниже первого, либо между двумя комплексами первого вида. Иногда они замещают друг друга по простиранию. В верхах формации, в центральной части площади ее распространения, между этими комплексами отмечается комплекс светло-серых кристаллических и биодетритовых известняков, а иногда, кроме того, комплекс чер-

ных аргиллитов (р. Кюленке) или комплекс кристаллических известняков и доломитов (р. Некекит).

В крайних юго-восточном и северо-западном районах Сибирской платформы выше комплекса черных аргиллитов, кристаллических известняков и кремнистых пород, составляющего нижнюю часть формации, располагаются либо комплексы кристаллических известняков, доломитов и кремнистых пород (р. Белая), либо комплексы доломитов и сильноглинистых доломитов. В верхней части формации в обоих случаях развиты комплексы кристаллических известняков, доломитов и кремнистых пород.

В основании формации практически на всей территории развиты комплексы черных листоватых аргиллитов, на северо-западе (р. Брус) они замещаются кристаллическими доломитами, а в центральных районах (р. Кюленке, Нижне-Амгинская скважина) сменяются комплексами черных аргиллитов, кристаллических известняков и сильноглинистых известняков.

В целом куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация имеет сходное строение и состав в Оленекском (реки Юлегирь-Юрях, Некекит, Муна, Кюленке) и Юдомо-Майском (р. Юдома) районах. Имеющиеся в настоящее время немногочисленные материалы по Игаро-Норильскому и Котуйскому районам, а также по юго-восточной части Вилюйской синеклизы показывают, что там куонамская формация имеет несколько другое строение (см. рис. 4).

Чамбинская формация. Ее слагают черные и черно-серые горизонтально-слоистые аргиллиты, содержащие прослои и пачки черных и серых известняков и сильноглинистых известняков. Мощность формации изменяется от 180—200 до нескольких метров. В формации выделено семь различно построенных сложных наборов пород, которые подразделяются на две группы: карбонатную и карбонатно-терригенную.

К карбонатной относятся наборы следующих видов: 1) известняк кристаллический — известняк сильноглинистый; 2) известняк кристаллический — известняк биодетритовый; 3) известняк сильноглинистый — известняк биодетритовый. В карбонатно-терригенную группу входят следующие наборы: 1) известняк кристаллический — аргиллит; 2) известняк сильноглинистый — аргиллит; 3) известняк кристаллический — известняк сильноглинистый — аргиллит; 4) известняк биодетритовый — аргиллит. Мощности членов во всех наборах, как правило, составляют несколько сантиметров, очень редко — первые метры.

Наиболее часто в составе формации встречаются наборы пород, в строении которых принимают участие известняки кристаллические, известняки сильноглинистые и аргиллиты. Наборы видов: известняк кристаллический — известняк биодетритовый, известняк сильноглинистый — известняк биодетритовый и известняк биодетритовый — аргиллит отмечаются реже, в основном в верхней части формации.

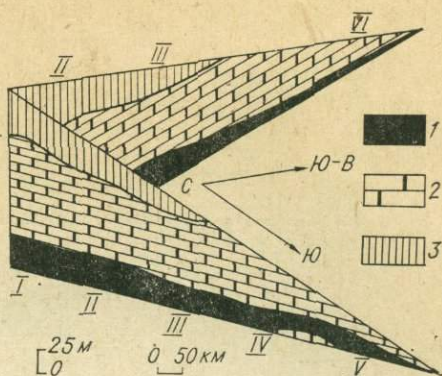
Из других внутриформационных таксономических единиц в чамбинской формации выделены комплексы (один простой и два сложных): 1) черных аргиллитов (граптолитовых сланцев); 2) кристаллических глинистых и сильноглинистых известняков и аргиллитов; 3) кристаллических и биодетритовых комковатых известняков.

Комплекс черных аргиллитов развит в нижней части формации. Как правило, он сложен черными листоватыми, часто сланцеватыми, обогащенными органическим веществом, аргиллитами, иногда тонкопереслаивающимися аргиллитами и сильноглинистыми известняками. В нем встречаются следующие наборы пород: известняк сильноглинистый — аргиллит, известняк кристаллический — известняк сильноглинистый — аргиллит. Мощность комплекса изменяется от 22—25 м в Норильском и Игарском районах, до 4—5 м в Тунгусском и Моркокинском.

Комплекс кристаллических глинистых и сильноглинистых известняков и аргиллитов развит в средней и изредка — в нижней частях формации. Его образуют серые глинистые и сильноглинистые известняки, не-

Рис. 5. Внутреннее строение чамбинской формации.

1—3 — комплексы пород: 1 — черных аргиллитов; 2 — глинистых и сильноглинистых известняков и аргиллитов; 3 — кристаллических и биодетритовых комковатых известняков. I—VI — разрезы формации: I — опорная скважина СП 21, в 8 км северо-восточнее пос. Таллах; II — бассейн р. Горбича, в 28—35 км выше впадения реки в Хантайское водохранилище; III — р. Курейка, в 70—76 км выше устья; IV — р. Сух. Тунгуска (Дьявольская площадь); V — р. Подкаменная Тунгуска (нижнее течение); VI — р. Бол. Кунда.



ясногоризонтально-слоистые пелитоморфные известняки, аргиллиты, часто известковистые и известковые. В комплексе встречаются карбонатные и карбонатно-терригенные наборы пород следующих видов: известняк кристаллический — известняк сильноглинистый, известняк кристаллический — аргиллит, известняк кристаллический — известняк сильноглинистый — аргиллит. Мощность комплекса изменяется от нескольких до 110 м.

Комплекс кристаллических и биодетритовых комковатых известняков встречается в верхней части чамбинской формации. Его слагают следующие наборы пород: известняк кристаллический — аргиллит, известняк биодетритовый — аргиллит, известняк кристаллический — известняк биодетритовый. Мощность комплекса изменяется от 18 до 42 м. Он отмечен в Норильском и Игарском районах.

Внутреннее строение чамбинской битуминозной карбонатно-сланцевой формации можно представить в виде сменяющих друг друга комплексов пород (рис. 5). Нижнюю ее часть слагает комплекс черных аргиллитов, который развит на всей площади развития формации. С севера на юг и юго-восток он уменьшается в мощности. Выше по разрезу его сменяет комплекс кристаллических глинистых и сильноглинистых известняков и аргиллитов. Он отмечен в Норильском, Игарском и Курейском (в средней части формации), Мойеронском и Моркокинском (в нижней части) районах. В Тунгусском районе, где мощность чамбинской формации составляет всего 4 м, он выклинивается. В самой верхней части формации развит комплекс кристаллических и биодетритовых комковатых известняков, который по сравнению с другими комплексами пород характеризуется ограниченным распространением. С нижележащим комплексом кристаллических глинистых и сильноглинистых известняков он связан постепенным переходом.

Таймырская формация. Слагают формацию темно-серые и черные глинистые сланцы, тонкослоистые, часто окремненные аргиллиты, глинистые известняки и, в меньшей мере, доломиты. Мощность ее колеблется от 1400—1500 до 1800 м. В таймырской формации выделено восемь различно построенных сложных наборов пород. Они подразделяются на карбонатную и карбонатно-терригенную группы. В карбонатную входят следующие наборы: 1) известняк кристаллический — известняк сильноглинистый; 2) известняк кристаллический — известняк птероподовый. К карбонатно-терригенной группе относятся шесть наборов: 1) известняк кристаллический — аргиллит; 2) известняк сильноглинистый — аргиллит; 3) известняк птероподовый — аргиллит; 4) известняк кристаллический — алевролит; 5) известняк кристаллический — песчаник; 6) доломит кристаллический — аргиллит.

Мощности членов наборов, за исключением аргиллитов, составляют, как правило, десятки сантиметров, реже — первые метры, а мощность аргиллитов может достигать нескольких десятков метров. Преобладают в составе формации карбонатно-терригенные наборы. Наборы видов известняк кристаллический — известняк птероподовый и известняк птероподо-



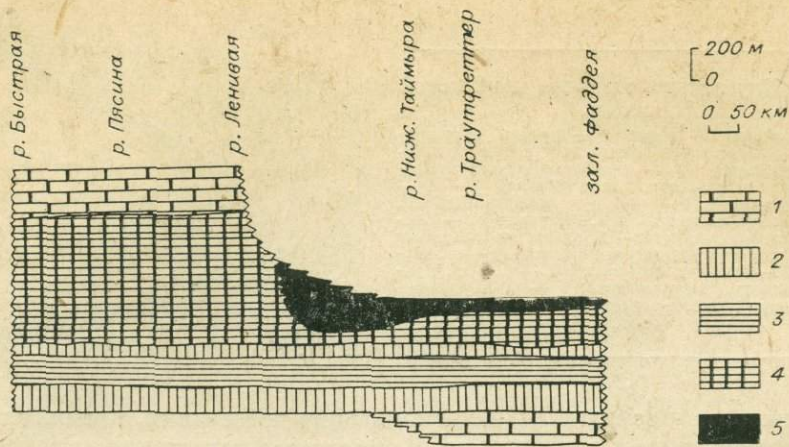


Рис. 6. Внутреннее строение таймырской формации.

1—5 — комплексы пород: 1 — черных аргиллитов и серых кристаллических известняков; 2 — черных кремнистых аргиллитов и кристаллических известняков; 3 — черных известково-кремнистых и зеленовато-серых алевролитовых аргиллитов и кристаллических известняков; 4 — черных известково-кремнистых аргиллитов и птероподовых известняков; 5 — черных аргиллитов.

вый — аргиллит встречаются в верхней части формации. Наборы пород, в строении которых принимают участие песчаники и алевролиты, отмечаются очень редко.

Из других внутриформационных таксономических подразделений в таймырской формации выделены комплексы пород (четыре сложных и один простой): 1) черных аргиллитов и серых кристаллических известняков; 2) черных кремнистых аргиллитов и черных кристаллических известняков; 3) черных известково-кремнистых и зеленовато-серых алевролитовых аргиллитов и кристаллических известняков; 4) черных известково-кремнистых аргиллитов и птероподовых известняков; 5) черных аргиллитов.

Комплексы черных аргиллитов и серых кристаллических известняков отмечаются в нижней и верхней частях формации. Их мощность изменяется от 250 до 300 м. В кровле формации в их составе встречаются отдельные прослой известковистых песчаников и органогенных известняков.

В нижней части таймырской формации развиты комплексы черных кремнистых аргиллитов и черных кристаллических известняков. В северных районах в их составе отмечается примесь зерен кварца алевритовой размерности. Мощность комплексов варьирует от 70 до 200 м. Здесь же развит комплекс черных известково-кремнистых и зеленовато-серых алевритовых аргиллитов и кристаллических известняков (мощность 230 м). Аргиллиты переполнены многочисленными остатками граптолитов.

В центральной части формации отмечается самый мощный из выделенных комплексов — черных известково-кремнистых аргиллитов и птероподовых известняков. В его составе отмечаются также и кристаллические известняки, занимающие подчиненное положение. Мощность комплекса изменяется от 100 до 650 м.

Комплекс черных аргиллитов распространен в северо-восточных районах в средней части формации. Его мощность варьирует от первых десятков до 100 м.

В целом строение таймырской битуминозной карбонатно-сланцевой формации можно представить в виде сменяющих друг друга комплексов пород (рис. 6). Основу формации составляет комплекс черных известково-кремнистых аргиллитов и птероподовых известняков, который по простиранию переходит в комплекс черных аргиллитов. Ниже располагается комплекс черных кремнистых аргиллитов и кристаллических известняков. Далее идет сходного состава комплекс черных известково-кремнистых и зеленовато-серых алевритовых аргиллитов и кристаллических известняков и затем вновь повторяется предыдущий комплекс. В самой нижней и

Рис. 7. Распространение групп наборов пород в битуминозных карбонатно-сланцевых формациях.

1 — широко распространенные; 2 — встречающиеся в небольших количествах; 3 — встречающиеся редко; 4 — не установлены.

Битуминозные карбонатно-сланцевые формации	Группы наборов пород				
	Карбонатная	Карбонатно-кремнистая	Карбонатно-терригенная	Кремнисто-терригенная	Терригенная
Каланчевская	1	2	—	—	2
Тинновская	1	—	1	—	2
Куонамская	+	1	1	2	—
Чамбинская	1	—	1	—	—
Таймырская	1	+	1	+	—

1 2 3 4

самой верхней частях формации развит комплекс черных аргиллитов и серых кристаллических известняков. В кровле формации он залегает на комплексе черных известково-кремнистых аргиллитов и птероподовых известняков.

Таким образом, в изученных формациях выделены следующие парагенезы пород: наборы пород, сообщества наборов и комплексы. Всего установлено 45 сложных различно построенных наборов, которые объединены в пять групп: 1) карбонатную, 2) карбонатно-кремнистую, 3) карбонатно-терригенную, 4) кремнисто-терригенную и 5) терригенную. Их распространение в формациях показано на рис. 7. Сложные сообщества образуют только 16 из 45 наборов. Они подразделены на три группы: 1) карбонатную, 2) карбонатно-терригенную и 3) терригенную. Однородные наборы, сложные наборы и сообщества участвуют в строении комплексов. Всего установлено 20 комплексов, из них 2 простых и 18 сложных. Каждая формация характеризуется только ей свойственными комплексами. Вместе с тем некоторые комплексы можно считать общими для всех битуминозных карбонатно-сланцевых формаций. Это прежде всего комплексы черных аргиллитов, а также комплексы, в строении которых принимают участие парагенезы известняков и доломитов более низких таксономических рангов.

Имеющиеся материалы по строению формаций сходного состава других регионов показывают, что в них можно выделить аналогичные парагенезы пород. Американские и английские геологи употребляют термин «формация» в ином, нежели в предлагаемой работе, смысле — в литолого-стратиграфическом, что соответствует нашему термину «свита», поэтому далее мы будем называть формации свитами, используя в качестве синонима последнему термину слово «толща».

Выделение каких-либо парагенезов пород в той или иной толще зависит прежде всего от детальности ее изученности, поэтому в одних можно выделить наборы пород и ассоциации наборов, в других — наметить комплексы.

Во многих толщах встречаются сложные наборы вида известняк кристаллический — аргиллит. Они отмечаются в хараутэской свите венда и в огоньерской свите верхнего кембрия Хараулаха, в кембрийских свитах Парара и Орапаринна бассейна Аррови (Южная Австралия) [Youngs, Moorcroft, 1982], в свитах Коллингвуд и Биллингс верхнего ордовика провинции Онтарио (Канада) [Macauley, 1984], в доманике Русской платформы [Соколова, 1972], в девонских сланцах Охио Аппалачского бассейна (США) [Broadhead, Ray, 1982], в девонской свите Горн-Ривер провинции Британская Колумбия (Канада) [Gray, Kassube, 1963], в свите Ирати (Бразилия) [Кузнецов, 1975] ранней перми и сланцах Хайт-Бенд этого же возраста Южной Африки [Anderson, McLachlan, 1979]. Наборы этого вида встречаются также в свитах Гуаре Центральных районов Гондураса (возраст — юра или старее) [Finch, 1981], Эзе-Аку верхнего мела в юго-восточных районах Нигерии [Banerjee, 1981], Грин-Ривер эоценового возраста, развитой на площади штатов Колорадо, Вайоминг и Юта (США) [Робинсон, 1980].

Широко развиты во многих толщах наборы видов: известняк кристаллический — известняк сильноглинистый, известняк сильноглинистый — аргиллит. Они отмечены в хараютехской и огоньерской свитах Хараулаха, в доманике Русской платформы, в свите Грин-Ривер. Меньше данных имеется о распространении других сложных наборов. Наборы вида известняк кристаллический — известняк биодетритовый зафиксированы в свитах Либерти-Холл и Рич-Вэлли среднеордовикского возраста, развитых на территории штатов Виргиния и частично в Пенсильвании и Теннесси (США) [Read, 1980], в доманике Русской платформы [Соколова, 1972]. Карбонатные наборы видов известняк кристаллический — известняк сильноглинистый, известняк кристаллический — доломит сильноглинистый, доломит кристаллический — известняк сильноглинистый, доломит кристаллический — доломит сильноглинистый отмечены в триасовых горючих сланцах Зеефельда (Австрия), а также в отложениях морского лейаса Западной Европы [Кузнецов, 1975]. Сложные наборы вида алевролит — аргиллит принимают участие в строении свиты Папервилл Аппалачского бассейна Виргинии (США) [Read, 1980]. В верхнедевонской свите доманик отмечены наборы, которые встречаются в куонамской и таймырской формациях — известняк кристаллический — кремнистая порода, известняк сильнокремнистый — аргиллит кремнистый [Соколова, 1972].

Во многих толщах зафиксированы комплексы, широко развитые в битуминозных карбонатно-сланцевых формациях Восточной Сибири, комплексы аргиллитов — в свитах Клара кембрийского возраста Юго-Восточной Ирландии [Tremlett, 1959] и Папервилл среднего ордовика Аппалачского бассейна (Виргиния, США) [Read, 1980]. Аналогичные комплексы встречаются в свитах Коллингвуд и Биллингс верхнего ордовика провинции Онтарио (Канада) [Macauley, 1984] в девонских сланцах Охио Аппалачского бассейна (США) [Broadhead, Ray, 1982], в свите Горн-Ривер девонского возраста провинции Британская Колумбия (Канада) [Gray, Kassube, 1963]. В бассейнах Джорджина и Амадеус в свитах кембрийского возраста — Каррент Бич, Джорджина и Чандлер (Австралия, Северная территория) развиты комплексы известняков [Peter J. Cook, 1982].

Приведенные материалы показывают, что в карбонатно-сланцевых, сланцевых и карбонатных толщах, обогащенных органическим веществом, развитых в различных районах Земли, широко распространены парагенезы пород разного таксономического ранга, установленные в битуминозных карбонатно-сланцевых формациях Восточной Сибири. Таким образом, выделенные породные ассоциации можно использовать для выяснения внутреннего строения осадочных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 200 с.
- Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатные породы каланчевской свиты (Патомское нагорье). — В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 57—62.
- Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатные породы тинновской свиты периферии Патомского нагорья. — Геология и геофизика, 1981, № 6, с. 132—135.
- Бахтуров С. Ф. Типовая битуминозная карбонатно-сланцевая формация периферии Патомского нагорья. — В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 63—92.
- Бахтуров С. Ф. Каланчевская битуминозная карбонатно-сланцевая формация Жупинско-Патомского прогиба. — В кн.: Сравнительная характеристика эвапоритовых и карбонатных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984, с. 125—142.
- Бахтуров С. Ф., Переладов В. С. Доманикоидные отложения кембрия востока Сибирской платформы. — В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1982, с. 118—127.
- Бахтуров С. Ф., Переладов В. С. Горизонт желваковых фосфоритов в основании лентского яруса востока Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1985, № 1, с. 33—39.

- Благовидов В. В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 150 с.
- Боголепов К. В. К вопросу о таксономической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 102—108.
- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв.— В кн.: Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 1. М., 1933, с. 8—12.
- Горючие сланцы.— Л.: Недра, 1980.— 262 с.
- Гуляева Л. А., Завьялов В. А., Поделько Е. Я. Геохимия доломитовых отложений Волго-Уральской области.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 104 с.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира.— М.: Недра, 1974.— 392 с.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., 1969, с. 7—79.
- Жаркова Т. М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 302 с.
- Кузнецов Д. Т. Горючие сланцы мира.— М.: Недра, 1975.— 366 с.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 2.— М.: Изд-во МГУ, 1974, с. 445—483.
- Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доломита.— М.: Наука, 1970.— 84 с.
- Параев В. В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 159 с.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Ч. II. Описание формаций (фациально-петрографические типы).— Л.: Недра, 1968.— 551 с.
- Робинсон У. Е. Происхождение и характеристика горючих сланцев Грин-Ривер.— В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980, с. 67—83.
- Соколова Л. И. Типы разрезов доломитового горизонта Волго-Уральской области.— В кн.: Вопросы литологии нефтегазоносных комплексов Урало-Поволжья. М.: изд. ВНИГНИ, 1972, с. 45—65.
- Страхов Н. М. Доломитовая фация Южного Урала. Вып. 16.— М.: Изд-во АН СССР, 1939.— 122 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 574 с.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах.— Л.: Гостоптехиздат, 1958.— 572 с.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенные и терригенные формации. М., 1963, с. 7—29.
- Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций.— М.: Наука, 1977.— 151 с.
- Шатский Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Сопровождение по осадочным породам. Вып. 2. М., 1955, с. 7—100.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
- Шатский Н. С. Осадочные формации.— В кн.: Академик Н. С. Шатский. Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 175—183.
- Anderson Ann M., McLachlan I. R. The oil shale potential of the Early Permian White Band formation in Southern Africa.— Some Sediment. Basins and Assoc. Ore Deposits S. Afr. Proc. 17th Congr. Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1977. Johannesburg, 1979, p. 83—89.
- Banerjee I. Storm Lag and Related Facies of the Bioclastic limestones of the EZE—AKU Formation (Turonian).— Sedimentology Geology, 1981, v. 30, N 1/2, p. 133—147.
- Broedelhead R. F., Ray C. Kepferle and Kaul Edwin Potter. Stratigraphic and sedimentology controls of gas in shale example from Upper Devonian of Northern Ohio.— AAPG Bull., 1982, v. 66, N 1, p. 10—27.
- Gray F. F., Kassube J. R. Geology and stratigraphy of Clarke Lake gas field, British Columbia.— AAPG Bull., 1963, v. 43, N 2, p. 467—483.
- Finch R. C. Mesozoic stratigraphy of Central Honduras.— AAPG Bull., 1981, v. 65, N 7, p. 1320—1333.
- Macauley G. Geology of the oil shale Deposits of Canada.— Geol. Survey of Canada, 1984, paper 81—25.— 65 p.
- Peter J. Cook. The Cambrian paleogeography of Australia and opportunities for petroleum exploration.— The APEA Journal, 1982, v. 22, pt. 1, p. 42—64.
- Potter P. E., Maunard S. B., Pryor W. A. Sedimentology of shale.— N. Y.: Springer-Verlag, 1980.— 303 p.
- Read J. F. Carbonate ramp — to basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians.— AAPG Bull., 1980, v. 64, N 10, p. 1575—1612.
- Spears D. A. Towards a classification of shales.— J. Geol. Soc. London, 1980, v. 137, pt. 2, p. 125—129.
- Tremlett W. E. The Pre-Cambrian rocks of southern Co. Wicklow.— Geol. Mag., 1959, N 96, p. 58—68.
- Youngs B. C., Moorcroft E. The petroleum potential of the eastern Arrowie basin and from embayment.— The APEA Journal, 1982, v. 22, pt. 1, p. 82—101.

**ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВЗАИМОТНОШЕНИЯ
ВНУТРИФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ
ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ
ЧЕНЧИНСКОЙ РИФОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ
ЖУИНСКО-ПАТОМСКОГО ПРОГИБА**

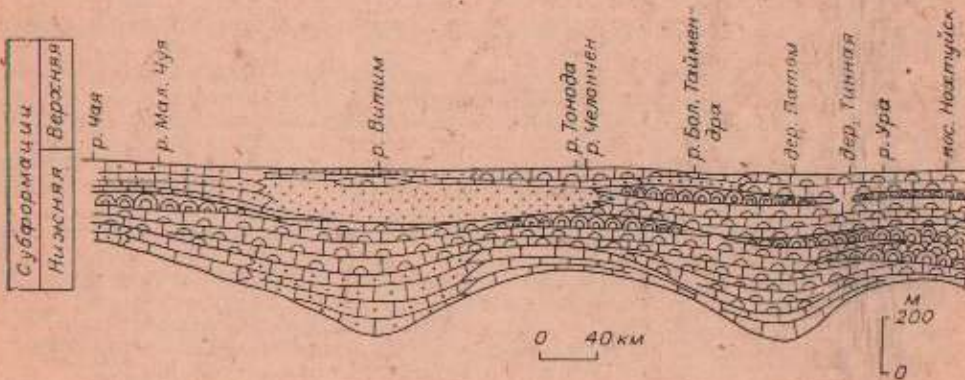
В последние десятилетия активно изучаются осадочные формации различных типов. Все большее внимание уделяется анализу внутреннего строения формаций, подчеркивается необходимость исследования парагенезов пород разного таксономического ранга и выяснения их пространственного размещения [Шатский, 1960; Херасков, 1964; Хворова, 1963; Жарков, Жаркова, 1969; Цейслер, 1977; и др.]. При исследовании структуры формации важен анализ не только вертикальной последовательности парагенезов, но и их латеральных взаимоотношений.

В статье на примере ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба кратко рассматриваются латеральные взаимоотношения внутриформационных структурно-вещественных подразделений разного таксономического ранга.

Ченчинская рифогенная формация, прослеживаемая на протяжении 650 км по периферии Патомского нагорья, связана постепенными переходами как с подстилающими (жуинская свита), так и с вышележащими (жербинская свита) отложениями. В Предбайкальском прогибе она замещается терригенной флишовой толщей (качергатская свита), а в Мамско-Бодайбинском прогибе — терригенной существенно глинистой (нижняя часть илигирской свиты) [Хоментовский, 1976]. На западном склоне Алданского щита формация срезается вышележащими отложениями. Мощность ее изменяется от 350 до 890 м.

За основу классификации пород формации принята схема, использованная автором при изучении ордовикских отложений севера Сибирской платформы [Хабаров, 1980]. Формация сложена строматолитовыми, зернистыми (оолитовыми, пизолитовыми, сферолитовыми, микрокомковатыми, интракластическими), кристаллическими (в том числе алевритисто-песчанистыми) и сильвоглинистыми (известковыми мергелями) известняками, строматолитовыми и зернистыми доломитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характеристика пород и условий их образования приведена ранее [Хабаров, 1984б].

Детальное изучение сонахождений перечисленных пород показало, что они образуют закономерные, структурно организованные наборы, рассматриваемые нами как элементарные парагенезы пород формации. Всего в ченчинской формации выделено 23 типа наборов, объединенных в карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную группы. Неко-



торые из наборов распределяются в разрезе не беспорядочно, а образуют целые однотипные сообщества [Хабаров, 1982].

Дальнейшее изучение особенностей строения ченчинской формации позволило установить в ней относительно крупные литологические ассоциации: биогермные и абиогермные. Биогермные ассоциации представлены наборами и сообществами, в строении которых принимают участие строматолитовые породы, абиогермные — сообществами и наборами без строматолитового элемента. Ассоциации, в свою очередь, объединяются в био- и абиогермные комплексы. Абиогермные комплексы представлены только абиогермными ассоциациями, биогермные же состоят из двух ассоциаций: био- и абиогермной. Среди биогермных комплексов нами выделяются мнобиогермные, сходные по строению с биоритмитовыми толщами (по И. К. Королюк и М. В. Михайловой [1970]), и собственно биогермные (эвиогермные), представляющие массивы строматолитовых пород и характеризующиеся непрерывным строматолитовым каркасом. В этом случае абиогермные ассоциации (нередко в них встречаются мелкие постройки строматолитов) слагают разрезы межбиогермных каналов. Мнобиогермные комплексы встречаются, как правило, не разрозненно, образуя соответственно мнобиогермные и эвиогермные надкомплексы [Хабаров, 1984а], кроме биогермных надкомплексов в формации распространены и абиогермные: карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные.

Ченчинская формация подразделяется на нижнюю и верхнюю субформации. Нижняя состоит из а-, мнобиогермного и эвиогермного надкомплексов. Верхняя построена сложнее. В ее наиболее полном разрезе (р. Жуя) выделяются: нижний мнобиогермный, нижний эвиогермный, средний мнобиогермный, верхний эвиогермный и верхний мнобиогермный надкомплексы.

Анализ стратиграфической последовательности внутриформационных структурно-вещественных подразделений разных разрезов ченчинской рифогенной формации, в которой выделяются карбонатная биогермная и карбонатно-терригенная градации, показал, что, хотя состав и строение различных типов разрезов формации не всегда соответствуют, общая направленность в их изменении проявляется достаточно определенно (рис. 1), что позволяет коррелировать отдельные надкомплексы. Не останавливаясь на деталях взаимоотношения надкомплексов по латерали отметим, что в карбонатно-терригенном типе разреза на р. Витим (карбонатно-терригенная градиация формации) в нижней субформации происходит замещение карбонатного абиогермного надкомплекса на карбонатно-терригенный, а собственно биогермного и мнобиогермного — на карбонатно-терригенный мнобиогермный. В верхней субформации происходят еще более существенные изменения. Так, нижнему мнобиогермному надкомплексу на реках Витим и Челончен соответствует терригенный абиогермный, а нижнему собственно биогермному — карбонатно-терригенные а- и мнобиогермные. Существенно, что верхний эвиогермный надкомплекс, обнаженный на р. Жуя, в других разрезах не прослеживается.

Из описания особенностей латеральных взаимоотношений крупных внутриформационных структурно-вещественных подразделений (надкомплексов) следует, что надкомплексы, сформировавшиеся в пределах единой

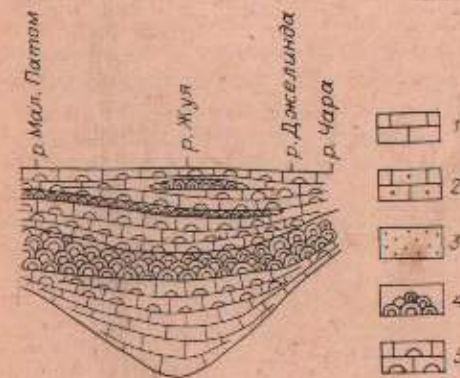


Рис. 1. Строение ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба.

1—5 — надкомплексы: 1—3 — абиогермные (1 — карбонатные, 2 — карбонатно-терригенные, 3 — терригенные); 4, 5 — биогермные (4 — эвиогермные, 5 — мнобиогермные).

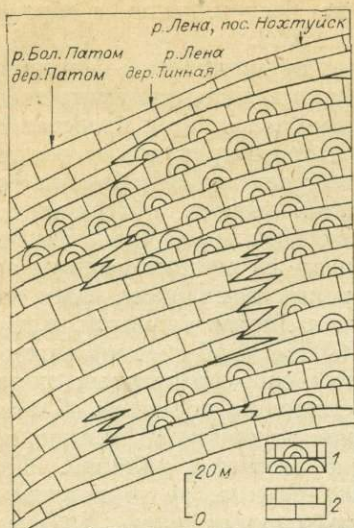


Рис. 2. Латеральные взаимоотношения эвбиогермных и миоббиогермных комплексов в нижней субформации ченчинской формации.

1, 2 — комплексы: 1 — эвбиогермные, 2 — миоббиогермные.

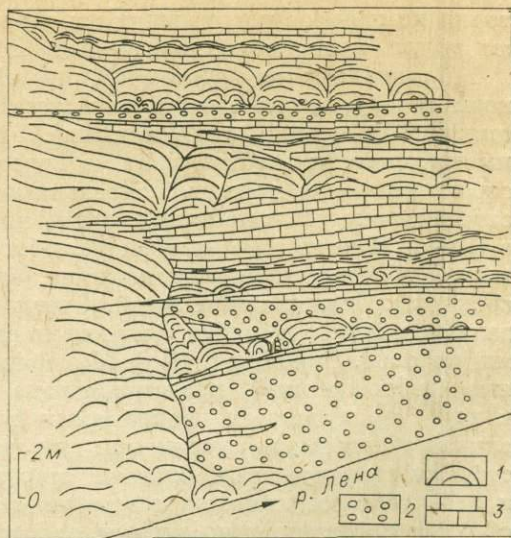


Рис. 3. Контакт крупного биогерма из нижней субформации ченчинской формации с вмещающими отложениями (р. Лена, дер. Тинная — полевая зарисовка).

1—3 — известняки: 1 — строматолитовые, 2 — зернистые, 3 — кристаллические.

(карбонатной биогермной) палеогеографической зоны [Хабаров, 1984а], прослеживаются на расстояние до первых сотен километров. Наиболее существенно отличаются по составу и структуре надкомплексы, образование которых происходило в различных палеогеографических зонах. Латеральные изменения затрагивают также и те участки карбонатной биогермной градации, которые находятся на стыке с карбонатно-терригенной градацией (разрезы на р. Челонче), а также при переходе в относительно более глубоководные комплексы (разрез в низовьях р. Бол. Патом). В качестве примера таких взаимоотношений рассмотрим латеральные замещения эв- и миоббиогермных комплексов из верхней части нижней субформации (рис. 2).

В районе пос. Нохтуйск (р. Лена) на этом интервале разреза наблюдается мощный эвбиогермный надкомплекс, представленный тремя комплексами, разделенными маломощными слоями кристаллических известняков. Западнее, у дер. Тинная (р. Лена), прослеживаются два эвбиогермных комплекса, между которыми залегают миоббиогермные со слабо выраженными абиогермными ассоциациями. Нижний эвбиогермный комплекс сложен в основном отдельными крупными биогермами мощностью до 21 м и диаметром до 40—60 м, между которыми располагаются разнообразные по размеру каналы. Каналы в нижних частях заполнены преимущественно оолитописолитовыми с редкими интракластами известняками, а в верхних наблюдается переслаивание кристаллических слоистых известняков со строматолитовыми (рис. 3). Верхний эвбиогермный комплекс (60 м) представлен разнообразными по размеру куполовидными биогермами, сложно сочленяющимися друг с другом. В межбиогермных каналах широко развиты оолитописолитовые, реже — кристаллические известняки.

В низовьях р. Бол. Патом интервал разреза, соответствующий мощному эвбиогермному надкомплексу у пос. Нохтуйск, сложен в основном миоббиогермными комплексами; маломощный (25 м) эвбиогермный комплекс прослеживается лишь в кровле нижней субформации. Так, в нижней части, на уровне нижнего эвбиогермного комплекса, вскрытого у дер. Тинная, устанавливается биогермная ассоциация. В ее составе выделяются следующие наборы пород:

1. Известняк строматолитовый + известняк зернистый (1,5 м) — известняк кристаллический (1,8 м)*.

2. Известняк строматолитовый + известняк зернистый (1,0 м) — известняк кристаллический (0,5 м).

3. Известняк строматолитовый (0,1 м) — известняк кристаллический (0,5 м).

4. Известняк строматолитовый (0,1 м) — известняк кристаллический (1,3 м).

5. Известняк строматолитовый + известняк зернистый (2,1 м) — известняк кристаллический (2,0 м).

6. Известняк строматолитовый (0,1 м) — известняк кристаллический (1,0 м).

7. Известняк строматолитовый (0,1 м) — известняк кристаллический (1,1 м).

8. Известняк строматолитовый + известняк зернистый (1,4 м) — известняк кристаллический (0,8 м).

9. Известняк зернистый (0,3 м) — известняк кристаллический (1,4 м).

10. Известняк строматолитовый (0,9 м) — известняк кристаллический (1,8 м).

11. Известняк строматолитовый (0,4 м) — известняк кристаллический (1,1 м).

12. Известняк строматолитовый (0,7 м) — известняк кристаллический (1,8 м).

Описание разреза показывает, что по направлению от дер. Тинная к низовьям р. Бол. Патом мощность строматолитовых построек уменьшается и возрастает роль кристаллических известняков, в которых нередко фиксируется тонкая градационная слоистость.

Таким образом, в юго-западном направлении (от пос. Нохтуйск до дер. Патом)** в пределах 15—20 км мощные эвбиогермные комплексы, приуроченные к Уринскому поднятию, замещаются преимущественно миобиогермными в Нижнебольшепатовском прогибе [Хабаров, 1984а]. Такие латеральные переходы объясняются тем, что с поднятия, где образование эвбиогермных комплексов происходило на глубине первых метров в зоне действия волн и течений, в значительном количестве выносился илистый и частично зернистый материал и отлагался в прогибе в относительно более глубоководных обстановках.

Для выяснения латеральных взаимоотношений более мелких внутрiformационных подразделений, слагающих миобиогермные надкомплексы, детально изучено строение миобиогермного надкомплекса из основания верхней субформации. Он подстилается и перекрывается собственно биогермными надкомплексами и достаточно уверенно прослеживается в пределах карбонатной биогермной грации (рис. 4). На рисунке видно сходство структуры надкомплекса в разных разрезах. Оно проявляется в том, что в его нижних и верхних частях развиты миобиогермные комплексы, в которых резко преобладают биогермные ассоциации, а в средней части прослеживается комплекс с хорошо развитой абиогермной ассоциацией. Вместе с тем наблюдаются и существенные изменения в структуре надкомплекса по простиранию. Прежде всего это касается количества выделяемых в разных разрезах комплексов: на р. Жуя их девять, в нохтуйском разрезе — восемь, в разрезе против устья р. Бол. Патом — десять, в низовьях р. Бол. Патом — семь. Хорошо заметны различия в соотношениях био- и абиогермных ассоциаций. Выяснилось, что комплексы со слабо развитыми абиогермными ассоциациями сильно изменчивы по простиранию и их очень сложно коррелировать между собой. То, что мощная

* Знак (+) означает, что породы в наборах латерально замещают друг друга.

** Разрез у дер. Тинная находится западнее и удален от пос. Нохтуйск на большее расстояние, чем нижнебольшепатовский. Он показан на рис. 2 в связи с тем, что является переходным по строению между большепатовским и нохтуйским разрезами и использовался при их увязке.

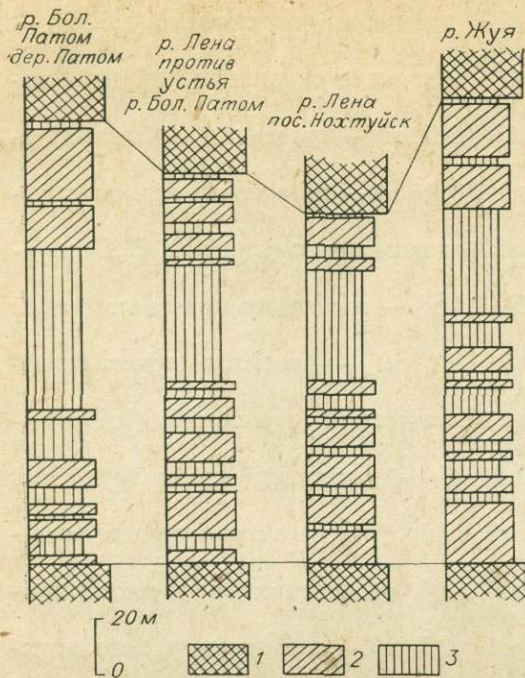


Рис. 4. Строение нижнего микробиогермного надкомплекса верхней субформации ченчинской формации.

1 — собственно биогермные комплексы, 2 — биогермная ассоциация, 3 — абиогермная ассоциация.

абиогермная ассоциация, сложенная в основном оолитовыми известняками, трассируется на значительных расстояниях, не означает, что ее границы занимают одни и те же стратиграфические уровни; более того, изменчивы и границы надкомплекса в целом. Так, в близко расположенных разрезах (5—8 км), вскрытых у пос. Нохтуйск и против устья р. Бол. Патом, по ряду литологических признаков скоррелированы некоторые слои. При этом выяснилось, что нижней части собственно биогермного надкомплекса у пос. Нохтуйск соответствую-

ют два верхних микробиогермных комплекса разреза против устья р. Бол. Патом. В этих комплексах абиогермные ассоциации маломощны, а биогермные представлены наборами пород с хорошо развитыми строматолитовыми элементами. Подобные изменения происходят и с нижней границей надкомплекса.

Для выяснения латеральных взаимоотношений наборов пород рассматривались разрезы нижнего микробиогермного надкомплекса верхней субформации у пос. Нохтуйск и против устья р. Бол. Патом и разрезы, расположенные у деревень Патом и Тинная, соответствующие средней части эвбиогермного надкомплекса нижней субформации у пос. Нохтуйск.

На рис. 5 показаны разрезы одного и того же стратиграфического интервала у деревень Тинная и Патом. Корреляция внутри интервала проводится достаточно четко. Ниже прослеживается относительно мощный слой (3,5—6,0 м) кристаллических известняков; выше залегает на р. Лена эвбиогермный комплекс, а на р. Бол. Патом — мощный набор, в котором нижний элемент (5,0 м) представлен строматолитовыми известняками и сопоставляется с основанием эвбиогермного комплекса тинновского разреза.

Анализ строения разрезов показывает, что здесь наблюдаются одни и те же наборы пород:

1. Известняк строматолитовый — известняк зернистый.
2. Известняк строматолитовый + известняк зернистый — известняк кристаллический.
3. Известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический.
4. Известняк строматолитовый — известняк кристаллический.
5. Известняк зернистый — известняк кристаллический.

Первые четыре типа наборов участвуют в строении биогермных ассоциаций, а наборы пятого типа — в строении маломощных простых абиогермных ассоциаций. Последовательность биогермных и абиогермных ассоциаций одинакова в этих разрезах, однако типы наборов в них, последовательности и мощности наборов и элементов наборов существенно различаются. Возможно, что нижние абиогермные ассоциации занимают разные стратиграфические уровни, о чем свидетельствует, в частности, положение абиогермных ассоциаций в верхних частях разре-

Рис. 5. Строение разрезов миобиогермных комплексов из нижней субформации ченчинской формации.

1-3 — известняки: 1 — строматолитовые, 2 — зернистые, 3 — кристаллические. АБА — абиогермная ассоциация, БА — биогермная ассоциация.

зов. На р. Бол. Патом выше относительно мощного слоя кристаллических известняков залегает маломощная абиогермная ассоциация, а на р. Лена — набор пород из биогермной ассоциации. Маломощная абиогермная ассоциация прослеживается несколько выше. В целом практически невозможно указать набор пород, который бы четко прослеживался в соседних разрезах. Такая изменчивость может быть связана со следующими латеральными изменениями:

замещением одного типа пород другим на одном и том же уровне, что приводит к появлению разных типов наборов пород;

замещением слоя, сложенного одним типом пород, на несколько слоев, представленных разнотипными породами, вследствие чего элементу набора могут соответствовать несколько наборов пород;

выклиниванием по простиранию элементов наборов;

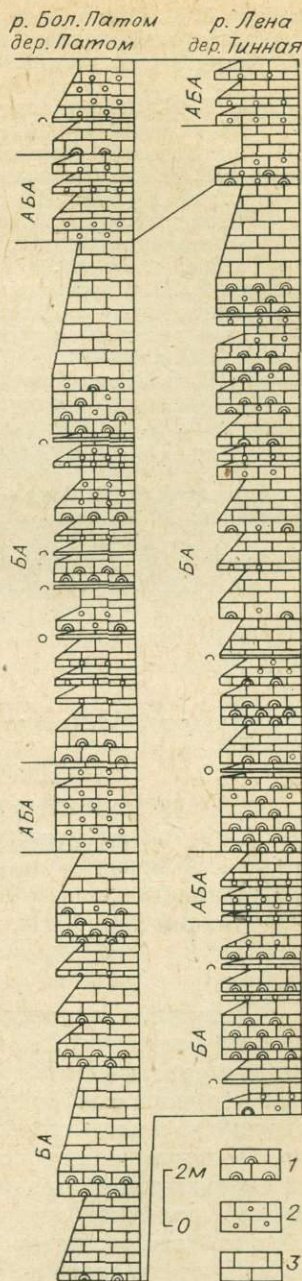
вариацией мощностей отдельных элементов в латеральном направлении.

Сходные результаты получены и при детальном изучении другой пары разрезов.

Таким образом, анализ латеральных взаимоотношений внутриформационных структурно-вещественных подразделений разного ранга позднедокембрийской ченчинской рифогенной формации показал сложность их пространственных взаимопереходов. Наиболее устойчивы в латеральных направлениях крупные парагенезы (надкомплексы). Они достаточно уверенно прослеживаются в карбонатной биогермной градации и резко отличаются по своим структурно-вещественным характеристикам в карбонатно-терригенной градации, замещаясь обычно надкомплексами других типов. Значительные изменения в надкомплексах происходят также в переходных областях между градациями. Более мелкие парагенезы (комплексы, ассоциации, сообщества и наборы пород) изменяются на неизвестных расстояниях (5—15 км), что свидетельствует о существенно различающихся условиях седиментации на соседних участках палеобассейна в пределах единой палеогеографической зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 7—79.
- Королюк И. К., Михайлова М. В. Сравнительная характеристика биогермных образований. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. III. М.: Наука, 1970, с. 229—235.



- Хабаров Е. М.** Классификация пород ордовикских отложений района р. Мойеро (север Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск: изд. ИГИГ СО АН СССР, 1980, с. 38—56.
- Хабаров Е. М.** Наборы пород и сообщества ченчинской карбонатной рифогенной формации периферии Патомского нагорья.— В кн.: Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982, с. 84—103.
- Хабаров Е. М.** Сравнительная характеристика позднекембрийских рифогенных формаций Жуинско-Патомского и Предбайкальского прогибов, Южного Урала, Полюдова кряжа, Тимана и п-ова Канни.— В кн.: Сравнительная характеристика эвапоритовых и карбонатных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984а, с. 54—86.
- Хабаров Е. М.** Карбонатные породы верхнерифейской ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба.— В кн.: Сравнительная характеристика эвапоритовых и карбонатных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984б, с. 86—98.
- Хворова И. В.** Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—29.
- Херасков Н. П.** О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 71—91.
- Хоментовский В. В.** Венд.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 270 с.
- Цейслер В. М.** Введение в тектонический анализ осадочных формаций.— М.: Наука, 1977.— 151 с.
- Шатский Н. С.** Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.

М. А. Жарков, Т. М. Жаркова, Я. Г. Машович, Э. И. Чечель

КАРБОНАТНЫЕ, СУЛЬФАТНЫЕ И КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫЕ НАБОРЫ ПОРОД КЕМБРИЙСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Детальное изучение многочисленных разрезов кембрийской соленосной формации Сибирской платформы показало, что как основные, так и второстепенные горные породы, классификация и описание которых сделаны раньше [Жаркова, 1976а, б, 1981], распределены в ней не беспорядочно, а весьма закономерно чередуются между собой, образуя неоднократно повторяющиеся наборы пород, в которых принимают участие строго определенные породы. Под набором мы понимаем наиболее мелкое породное сочетание, сложенное двумя или несколькими породами определенного состава, которое встречается в осадочной формации. До сих пор наборы очень слабо изучены. Как правило, предшествующие исследователи не уделяли должного внимания этой таксономической единице соленосной формации, а сразу после выделения и описания пород переходили к характеристике гораздо более крупных подразделений: литологических комплексов или даже градаций. Изучение наборов пород проводилось по скважинам, пробуренным при поисковых работах на каменную и калийные соли, или по структурно-поисковым колонковым скважинам, которые вскрывали разрез со сравнительно полным выходом керна. В этих скважинах с большей или меньшей детальностью были изучены наборы пород верхней части соленосной формации, охватывающей главным образом ангарскую и литвинцевскую свиты. По единичным скважинам изучены наборы в средней части формации по разрезам бельской и усольской свит. Что же касается нижней части формации (домашнинская и сулойская свиты, или мотская свита и ее аналоги), то здесь наборы пород остались, по существу, неизученными, если не считать некоторые примеры, которые можно найти в литературе.

В статье, посвященной наборам и ассоциациям соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительной характеристике и механизму образования, описаны наборы пород хлоридного класса: галитовые, сильвин-галитовые, карналлит-галитовые и карналлит-сильвин-галитовые [Жарков, Жаркова, 1969]. В ней показано, что изучение этих дробных внутрiformационных подразделений позволяет более правильно установить объем осадочных формаций и уточнить условия накопления соленосных отложений. Вместе с тем было отмечено, что объем конкретной соленосной формации не может быть установлен при рассмотрении одних горных пород или только наборов соляных пород, не может быть он завершен и рассмотрением соляных ассоциаций. Необходимо продолжение подобного парагенетического анализа и изучение наборов, сообществ и ассоциаций «несоляных» пород, а также требуется выяснить, образуют ли они совместно с наборами и ассоциациями соляных пород более крупные парагенетические сонахождения и имеют ли последние упорядоченное положение внутри формации. Только таким образом проведя до конца выяснение всех парагенетических связей, можно получить окончательный ответ на вопрос об объеме конкретной соленосной формации.

В настоящей статье впервые приводится характеристика трех классов наборов пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы: карбонатного, сульфатного и карбонатно-сульфатного. Карбонатный и сульфатный классы наборов состоят из пород карбонатного или сульфатного класса. Класс карбонатно-сульфатных наборов слагается не только породами карбонатного и сульфатного, но и карбонатно-сульфатного класса.

В пределах каждого класса выделяются подклассы наборов в соответствии с тем, какой минеральный и (или) гранулометрический состав имеют слагающие породы.

Подклассы объединяют виды наборов, которые удалось выделить при изучении кембрийских соленосных отложений. Название видов наборов дается путем перечисления пород вне зависимости от наблюдаемого характера чередования их между собой. Связано это с тем, что вертикальная последовательность пород в наборах может быть самой различной, что будет показано при описании, но все они объединяются в один и тот же выделенный вид наборов, потому что образованы одинаковыми породами. Обособить же каждую конкретно фиксируемую последовательность пород в самостоятельный набор мы посчитали нецелесообразным, хотя этот вопрос нуждается в дополнительном изучении.

При установлении элементарных наборов пород возникают большие сложности в отношении тонкослоистых образований сульфатного, карбонатно-сульфатного и иного состава, очень широко распространенных в кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Нередко трудно решить, следует ли подобные слоистые образования относить к самостоятельным породам или их нужно считать уже сложными наборами пород. Нами принято следующее формальное решение. Все слоистые образования, в которых мощность слоев не превышает 0,5—1,0 см, относятся к породам того или иного состава. Однако, чтобы было понятно, о каких породах идет речь, указывается, что они слоистые. Например, порода, в которой наблюдается тонкое чередование ангидритовых и глинистых слоев мощностью от долей миллиметра до 0,5—1,0 см, будет называться «ангидрит глинистый слоистый», а сложенная тонкими слоями ангидрита и доломита — «порода ангидрит-доломитового состава слоистая». Когда же мощность слоев в основном более 1,0 см, они считаются сложными самостоятельными породами.

Виды наборов устанавливались на основе повторяющегося сонахождения тех или иных пород, выделенных на уровне подкласса, семейства, подсемейства или разновидности [Жаркова, 1981]. Среди выделенных видов наборов пород различается большое количество разновидностей по структурным особенностям пород. Некоторые из них, наиболее часто встречающиеся в соленосной формации, описаны ниже.

Общие сведения о соленосной формации и геологии кембрийских отложений Сибирской платформы можно найти в работах М. А. Жаркова [1965, 1966, 1974], М. А. Жаркова, Э. И. Чечеля [1973], И. К. Королук [1962], Я. К. Писарчик [1963], Э. И., Чечеля и др. [1977].

НАБОРЫ ПОРОД КАРБОНАТНОГО КЛАССА

Наборы пород * карбонатного класса довольно широко распространены в кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Они слагают большинство несоляных маркирующих горизонтов, но наиболее часто встречаются в средней и нижней частях бельской свиты, в булайской свите и в нижней части литвинцевской свиты, а также их аналогах. Нередко наборы карбонатного класса образуют достаточно мощные и хорошо прослеживающиеся по площади пачки доломитового или известняково-доломитового состава.

Имеющийся материал позволяет выделить в карбонатном классе семь видов наборов пород: известняк — доломит; известняк — порода известняково-доломитового состава; доломит — порода известняково-доломитового состава; известняк — доломит глинистый; известняк — доломит — доломит глинистый; доломит глинистый слоистый — доломит глинистый. Они объединяются в известняково-доломитовый и доломитовый подклассы.

Наборы вида известняк — доломит отмечаются довольно редко. Они обнаружены на всей площади Иркутского амфитеатра и Ангаро-Ленского прогиба в средней части бельской свиты на уровнях девятого и восьмого маркирующих горизонтов, а также восьмой соленосной пачки; в нижней части булайской свиты в Канско-Тасеевской впадине и на севере Иркутского амфитеатра на уровне седьмого маркирующего горизонта; в основании литвинцевской свиты во втором маркирующем горизонте на севере Иркутского амфитеатра. Типичным можно считать следующий набор, вскрытый на юге Иркутского амфитеатра калиепоисковой скв. 35-к у пос. Кутулик в средней части бельской свиты в интервале глубин 817,8—811,8 м.

1. Доломит светло-серый с коричневым оттенком мелкозернистый полосчатый среднеплитчатый — 4,1.
2. Известняк серый мелко- и скрытозернистый пятнистый среднеплитчатый — 1,9.

Выше в этом же разрезе в интервале глубин 800,4—790,6 м располагаются три таких набора.

Первый набор

1. Доломит коричневатый-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,9.
2. Известняк серый мелкозернистый пятнистый с обломками трилобитов — 4,1.

Второй набор

1. Доломит серый мелкозернистый массивный с включениями кремня черного — 1,8.
2. Известняк серый среднезернистый кавернозный — 0,7.

Третий набор

1. Доломит серый, полосчатый толстоплитчатый — 1,6.
2. Известняк серый, пятнистый с прожилками гипса — 0,7.

Как выяснено еще Я. К. Писарчик [1963], наборы известняк — доломит присутствуют в южных районах Иркутского амфитеатра на Половининской, Осинской и Жигаловской площадях. Она выделила в средней части бельской свиты известняково-доломитовый литологический комплекс, в котором известняки переслаиваются обычно лишь с доломитами. Известняки имеют темно-серый или черный цвет, массивное, реже плитчатое сложение. Доломиты серые, темно- или коричневатые-серые.

* Описание наборов приводится снизу вверх по разрезу. Мощности даются в метрах.

Довольно широкое развитие наборов вида известняк — доломит отмечается также в Западном Прибайкалье в средней части бельской свиты. Так, например, Коркинская скв. 1-Р вскрыла в интервале глубин 1440,2—1439,3 м два набора.

Первый набор

1. Известняк темно-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит темно-серый и черный скрытозернистый — 0,4.

Второй набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый — 0,1.
2. Доломит темно-серый тонкозернистый — 0,3.

Подобного вида наборы в средней части бельской свиты хорошо выделяются на севере Иркутского амфитеатра и иногда присутствуют в Канско-Тасеевской впадине. В последней их можно охарактеризовать по разрезу, вскрытому скв. 57-к в интервале глубин 1222,2—1218,5 м.

1. Известняк коричневатый, темно-серый тонкозернистый толсто плитчатый — 2,0.

2. Доломит серый толсто плитчатый — 1,7.

Мощность наборов вида известняк — доломит из средней части бельской свиты колеблется от 0,4 до 6,0 м, иногда несколько больше. Известняковый член набора меняется в мощности от 0,1 до 4,0 м; в тех же пределах приблизительно колеблется и мощность доломитового члена.

Наборы вида известняк — доломит, встреченные в нижней части булайской и литвинцевской свит, также слагаются известняками серыми, темно-серыми тонкозернистыми, часто пятнистыми, полосчатыми и доломитами серыми с коричневатым оттенком, массивными. Мощность наборов, как и в описанных примерах, колеблется от нескольких десятков сантиметров до 6—7 м.

Наборы пород видов известняк — порода доломит-кальцитового состава и доломит — порода доломит-кальцитового состава встречаются в одних и тех же горизонтах, нередко вместе. Их характеристика дана совместно.

Оба вида наборов наблюдались в средней части бельской, в низах булайской и литвинцевской свит. Они встречены также в некоторых маркирующих горизонтах ангарской свиты. Наиболее часто эти наборы отмечались в Западном Прибайкалье; так, в Коркинской скв. 1-р в интервале глубин 1407,6—1405,0 м среди отложений среднебельской подсвиты вскрыты наборы.

1. Известняк внизу серый мелкозернистый, вверху темно-серый, пятнистый онколитовый — 0,8.

2. Доломит-известковая порода темно-серая до черной неяснозернистая — 1,8.

Несколько ниже, в интервале глубин 1424,2—1421,7 м, встречены наборы такого же вида

Первый набор

1. Известняк серый и темно-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит известковистый темно-серый, пятнистый — 0,7.

Второй набор

1. Известняк темно-серый мелколитовый — 0,2.
2. Доломит известковистый темно-серый, пятнами серый среднеплитчатый — 0,2.

Третий набор

1. Известняк серый, пятнистый тонкозернистый — 0,3.
2. Доломит известковистый темно-серый мелкозернистый с единичными включениями ангидрита — 1,0.

Отложения охарактеризованного интервала подстилаются набором известняк — доломит мощностью 0,15 м, а непосредственно под ним в интервале глубин 1426,3—1425,05 м располагается набор вида доломит — порода доломит-кальцитового состава.

1. Доломит темно- и светло-серый неяснозернистый — 0,8.
2. Доломит изветковистый темно-серый, пятнистый тонкозернистый — 0,45.

Этого же вида набор зафиксирован в той же скважине среди отложений среднебельской подсвиты на глубине 1473,25—1472,3 м.

1. Доломит-известковая порода темно-серая тонкозернистая — 0,6.
2. Доломит темно-серый до черного скрытозернистый — 0,35.

Отдельные наборы рассматриваемых видов хорошо выделяются в отложениях среднебельской подсвиты и на юге Иркутского амфитеатра. Здесь их можно наблюдать в разрезе, вскрытом у пос. Кутулик скв. 35-к. Так, в интервале глубин 736,0—730,0 м отчетливо обособляется набор.

1. Доломит коричневатого-серый тонко-, мелкозернистый толстоплитчатый — 4,0.
2. Доломит известковистый серый мелкозернистый толстоплитчатый с включениями белого кальцита — 2,0.

В той же скважине в интервале глубин 825,8—825,1 м был вскрыт набор.

1. Известняк коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый с включениями коричневых кремней скрытозернистых — 0,5.
2. Доломит известковистый серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,2.

Достаточно широко рассматриваемые наборы распространены в составе среднебельской подсвиты в северных и северо-западных районах Иркутского амфитеатра, где они изучены нами по скважинам, пробуренным у городов Заярска, Нижнеилимска и в Канско-Тасеевской впадине. В качестве примеров можно привести некоторые наборы по скв. 57-к (Канско-Тасеевская впадина). Здесь в интервале глубин 1324,45—1322,7 м в низах среднебельской подсвиты вскрыты.

1. Известняк серый тонкозернистый массивный с включениями кальцита — 1,0.
2. Доломит известковистый коричневатый тонкозернистый — 0,75.

В верхней части среднебельской подсвиты в интервале глубин 1190—1187,3 м пройдены следующие наборы.

Первый набор

1. Доломит темно-серый среднеплитчатый неяснобугристый — 0,45.
2. Доломит известковистый серый тонкозернистый битуминозный — 0,5.

Второй набор

1. Доломит серый средне-, тонкоплитчатый с неяснобугристой поверхностью на слоения — 0,35.
2. Доломит известковистый темно-серый, рябой за счет частых включений кристаллов кальцита с обломками трилобитов — 1,4.

Значительно реже рассматриваемые виды наборов присутствуют в верхних частях разреза соленосной формации. В Западном Прибайкалье в отложениях пятого маркирующего горизонта ангарской свиты они установлены по разрезу Коркинской скв. 1-р в интервале глубин 869—854 м, а также в пробуренной рядом калицепоисковой скв. 31-к в интервале глубин 918,3—915,7 м. В последней вскрыт набор.

1. Доломит серый и темно-серый волнисто-слоистый с бугристой поверхностью на слоения — 1,1.
2. Доломит известковистый серый толстоплитчатый битуминозный — 1,5.

В той же скважине в интервале глубин 933,0—921,2 м наблюдаются следующие наборы.

Первый набор

1. Доломит-известковая порода коричневатого-серая и серая толстоплитчатая — 2,6.
2. Известняк коричневатого-серый тонкозернистый разноплитчатый — 0,25.

Второй набор

1. Известняк коричневатого-серый — 0,25.
2. Доломит известковистый коричневатого-серый тонкозернистый — 0,7.

Третий набор

1. Известково-доломитовая порода коричневато-серая тонкозернистая плитчатая пятнистая — 0,5.
2. Доломит светло-коричневый толстоплитчатый — 0,4.

Четвертый набор

1. Доломит известковистый серый битуминозный толстоплитчатый — 1,9.
2. Доломит серый среднезернистый толстоплитчатый битуминозный кавернозный — 0,4.

Пятый набор

1. Доломит известковистый коричневато-серый толстоплитчатый — 4,1.
2. Доломит серый мелкозернистый битуминозный — 0,7.

Наборы в отложениях ангарской свиты на юге Иркутского амфитеатра вскрыты скв. 1-к, пройденной на южном борту Илгинской впадины, где они отмечаются практически по всему разрезу свиты. Так, в интервале 673,72—665,0 м наблюдалось одиннадцать наборов.

Первый набор

1. Доломит серовато-коричневый мелкозернистый разноплитчатый битуминозный — 0,45.

2. Доломит-известковая порода коричневато-серая тонкозернистая — 0,05.

Второй набор

1. Доломит коричневато-серый тонкозернистый, со стилолитовыми швами — 0,8.
2. Доломит-известковая порода серая скрыто-, мелкозернистая — 0,04.

Третий набор

1. Доломит коричневато-серый тонкозернистый — 0,1.
2. Доломит-известковая порода серая разнозернистая — 0,03.

Четвертый набор

1. Доломит серый тонкозернистый битуминозный среднеплитчатый — 0,5.
2. Доломит-известковая порода коричневато-серая мелкозернистая — 0,13.

Пятый набор

1. Доломит светло-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,6.
2. Доломит-известковая порода светло-серая с коричневатым оттенком мелкозернистая — 0,12.

Шестой набор

1. Доломит светло-серый тонкозернистый — 0,55.
2. Доломит-известковая порода коричневато-серая, мелко-, среднезернистая — 0,1.

Седьмой набор

1. Доломит светло-серый тонкозернистый — 0,5.
2. Известково-доломитовая порода серая мелкозернистая толстоплитчатая — 0,6.

Восьмой набор

1. Доломит-известковая порода коричневато-серая мелкозернистая со стилолитовыми швами — 1,0.
2. Доломит серый тонкозернистый битуминозный — 0,25.

Девятый набор

1. Доломит коричневато-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,3.
2. Доломит-известковая порода коричневато-серая мелко-, тонкозернистая пятнистая — 0,25.

Десятый набор

1. Доломит светло-коричневый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,60.
2. Доломит-известковая порода коричневато-серая мелкозернистая тонкоплитчатая — 0,1.

Одиннадцатый набор

1. Доломит серый мелкозернистый со стилолитовыми швами — 0,15.
2. Доломит-известковая порода коричневато-серая мелкозернистая полосчатая толстоплитчатая — 1,5.

Приведенные наборы приурочены к пятому маркирующему горизонту ангарской свиты. Однако наборы этого же вида скв. 1-к вскрыты в нижележащем шестом и в располагающихся выше четвертом и третьем маркирующих горизонтах. В шестом маркирующем горизонте в интервале глубин 754,0—742,2 м наблюдаются следующие наборы.

Первый набор

1. Доломит светло-серый волнисто-слоистый тонкозернистый — 0,35.
2. Доломит известковистый коричневатого-серый толстоплитчатый со стилолитовыми швами — 0,8.

Второй набор

1. Доломит-известковая порода коричневатого-серая мелкозернистая — 1,75.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый полосчатый толстоплитчатый — 1,15.

Третий набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,4.
2. Доломит-известковая порода серая тонко-, мелкозернистая пятнисто-полосчатая — 2,55.

Четвертый набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 3,45.
2. Доломит известковистый серовато-коричневый тонкозернистый толстоплитчатый — 1,35.

Можно привести еще пример из третьего горизонта, где вскрыты наборы.

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый битуминозный — 0,8.
2. Известково-доломитовая порода светло-серая и коричневатого-серая, пятнистая, выше переходящая в известняк доломитистый коричневатого-серый тонкозернистый с обломками трилобитов — 0,35.

Второй набор

1. Доломит-известковая порода светло-серая тонкоплитчатая битуминозная — 0,75.
2. Доломит светло-серый тонкозернистый разноплитчатый — 0,6.

Третий набор

1. Доломит известковистый коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый полосчатый — 0,15.
2. Доломит серый тонкоплитчатый — 0,1.

На юге Иркутского амфитеатра наборы вида доломит — порода доломит-кальцитового состава и известняк — порода доломит-кальцитового состава в ангарской свите распространены значительно шире, чем в Западном Прибайкалье. Если в Западном Прибайкалье они встречаются в относительно узком стратиграфическом интервале, соответствующем пятому маркирующему горизонту, то на юге амфитеатра они многократно наблюдаются во всех маркирующих горизонтах, а в виде отдельных наборов также в пятой и шестой соленосных пачках.

По мере продвижения на север роль рассматриваемых наборов в строении ангарской свиты постепенно снижается. Так, уже в скв. 6-к, расположенной в 30 км севернее скв. 1-к вблизи пос. Новая Уда, они встречаются в основном только в нижней части ангарской свиты на уровне пятой соленосной пачки и шестого маркирующего горизонта, а еще севернее, в скв. 9-к — практически полностью отсутствуют. В скв. 6-к эти наборы вскрыты в интервале глубин 722,9—719,6 м.

Первый набор

1. Доломит известковистый светло-коричневый толстоплитчатый — 0,5.
2. Известняк серый мелкозернистый — 1,6.

Второй набор

1. Доломит известковистый светло-коричневый скрытозернистый со стилолитовыми швами — 0,4.
2. Известняк коричневатого-серый тонко-, скрытозернистый — 0,8.

В северных районах Иркутского амфитеатра того же вида наборы отмечены в третьем и четвертом маркирующих горизонтах ангарской свиты по разрезам скважин Нижнеилимской 1-о, Касьяновской 2-к и Заярской 1-о.

В литвинцевской свите, несмотря на широкое развитие в ней карбонатных пород, рассматриваемые наборы фиксируются исключительно

**Мощности наборов, вскрытых скв. 57-к в отложениях нижне-
и среднебелльской подсветы, м**

Интервал глубин	Мощность слагающих пород		Мощность набора
	известняк	доломит глинистый	
1125,45—1123,8	1,45	0,2	1,65
1125,85—1125,45	0,2	0,2	0,4
1137,85—1135,45	1,9	0,5	2,4
1141,15—1137,85	2,5	0,8	3,3
1213,2—1211,35	1,0	0,85	1,85
1317,0—1314,5	1,5	1,0	2,5
1345,8—1343,05	0,75	2,0	2,75
1347,6—1345,8	1,6	1,3	2,9
1360,7—1359,05	1,35	0,3	1,65
1364,15—1360,7	0,85	2,6	3,45
1422,95—1420,2	2,55	0,2	2,75

редко. Обычно они приурочены к верхней и нижней частям нижнелитвинцевской подсветы. Ниже приводятся два набора, вскрытые скв. 6-к Удинского профиля в интервале глубин 413,9—412,8 м.

Первый набор

1. Доломит известковистый коричневато-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,5.
2. Доломит светло-серый скрытозернистый тонкоплитчатый — 0,1.

Второй набор

1. Доломит известковистый коричневато-серый тонкозернистый средне-, толсто-плитчатый — 0,15.
2. Доломит светло-серый тонкозернистый разноплитчатый — 0,35.

Мощность наборов, как правило, не выходит за пределы 0,5—3,0 м, а мощность слагающих пород изменяется от 0,05 до 1,5 м. Нередко оба вида наборов встречаются совместно и многократно чередуются между собой.

Наборы вида известняк — доломит глинистый не имеют широкого распространения в составе кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Встречаются они главным образом среди отложений нижне-и среднебелльской подсветы на юго-западе платформы в пределах Канско-Тасеевской впадины, где были вскрыты скв. 57-к (таблица). Описание наиболее характерных приводится ниже.

Интервал глубин 1364,15—1359,05 м

Первый набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый массивный с гнездами кальцита — 0,85.
2. Доломит глинистый внизу вишнево-красный,верху — серый скрытозернистый толстоплитчатый — 2,6.

Второй набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый массивный, в средней части волнисто-слоистый — 1,35.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый толстоплитчатый — 0,3.

Интервал глубин 1125,85—1123,8 м

Первый набор

1. Доломит глинистый слюдястый серовато-зеленый скрытозернистый — 0,2.
2. Известняк светло-серый тонкозернистый — 0,2.

Второй набор

1. Доломит глинистый голубовато-серый скрытозернистый — 0,2.
2. Известняк темно-серый тонкозернистый с обломками трилобитов, в кровле волнисто-слоистый — 1,45.

На остальной территории Иркутского амфитеатра наборы известняк — доломит глинистый отмечаются в единичных случаях. В Запад-

ном Прибайкалье они встречены в составе бельской свиты по разрезу Коркинской скв. 1-р, а в Присяянье — скв. 35 Кутуликской площади. Один из наборов в первой скважине имеет следующее строение.

1. Доломит глинистый темно-серый среднеплитчатый — 0,4.
2. Известняк темно-серый скрытозернистый среднеплитчатый — 0,2.

По разрезу Кутуликской скв. 35-к в интервале глубин 834,9—825,8 м наблюдались наборы.

Первый набор

1. Доломит глинистый серый среднеплитчатый — 0,2.
2. Известняк серый, пятнистый тонкозернистый — 2,0.

Второй набор

1. Доломит глинистый брекчиевидный — 1,0.
2. Известняк серый, пятнистый — 2,3.

Третий набор

1. Доломит глинистый светло-серый мелкозернистый — 0,5.
2. Известняк серый, пятнистый — 1,2.

Четвертый набор

1. Доломит глинистый светло-серый — 0,7.
2. Известняк темно-серый, пятнистый разнозернистый — 1,2.

В целом можно сказать, что наборы вида известняк — доломит глинистый имеют ограниченное развитие. Их мощность чаще всего не выходит за пределы 3,5 м. Распространены такие наборы преимущественно в окраинных зонах соленосной формации, где их количество резко возрастает и они присутствуют не только в бельской, но и в некоторых выше лежащих свитах. Например, значительное количество подобных наборов присутствует в булайской свите, в составе которой по разрезу скв. 57-к, пробуренной на севере Канско-Тасеевской впадины, в интервале глубин 604,3—594,5 м наблюдается многократное тонкое переслаивание известняков серых тонкозернистых и доломитов глинистых серых мелкозернистых слюдястых. Наборы здесь небольшой мощности (5—10 см), количество их варьирует от нескольких десятков до сотен. Подобные маломощные наборы в других участках кембрийской соленосной формации не зафиксированы.

Наборы вида известняк — доломит — доломит глинистый встречаются, как правило, совместно с только что описанными и также преимущественно в окраинных зонах соленосной формации. Наиболее часто они наблюдались в составе среднебельской подсвиты в пределах Канско-Тасеевской впадины. Скв. 57-к в интервале глубин 1357,3—1348,2 м вскрыла следующие наборы.

Первый набор

1. Доломит глинистый коричневатокрасный скрытозернистый толстоплитчатый — 0,6.
2. Доломит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,4.
3. Известняк серый тонкозернистый массивный с включениями по трещинам кальцита — 0,5.

Второй набор

1. Доломит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,1.
2. Доломит глинистый внизу вишнево-красный, в кровле серый скрытозернистый толстоплитчатый — 2,4.
3. Известняк темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый с включениями кальцита — 0,9.

Третий набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый с включениями прожилками кальцита — 0,9.
2. Доломит темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,3.
3. Доломит глинистый в основании серый, выше вишнево-красный скрытозернистый толстоплитчатый — 3,0.

В других, даже окраинных районах Иркутского амфитеатра и Ангаро-Ленского прогиба, наборы такого вида отмечаются значительно реже.

В Западном Прибайкалье они были зафиксированы в разрезе бельской свиты, вскрытом Коркинской скв. 1-р. Так, в интервале глубин 1542,7—1540,6 м вскрыт набор.

1. Известняк темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый битуминозный — 0,9.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,4.
3. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,8.

Строение наборов из бельской свиты южных районов Иркутского амфитеатра можно привести по разрезу скв. 35-к Кутуликской площади, где в интервале глубин 771,6—765,6 м зафиксированы.

Первый набор

1. Доломит глинистый серый слоистый участками кремнистый — 1,0.
2. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый — 0,2.
3. Известняк коричневатого-серый, пятнистый толстоплитчатый — 0,8.

Второй набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 1,0.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,6.
3. Известняк коричневатого-серый, пятнистый — 2,4.

Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что наборы вида известняк — доломит — доломит глинистый могут присутствовать в аналогах бельской свиты на западе Тунгусской синеклизы, а также в некоторых предгорных районах Ангаро-Ленского прогиба. Мощность наборов известняк — доломит — доломит глинистый колеблется в пределах от 2 до 4 м, а отдельных членов обычно не превышает 1—1,5 м, в редких случаях достигая 2—3 м.

Наборы вида доломит — доломит глинистый наиболее распространены среди карбонатного класса. Они встречаются почти во всех «несоляных» маркирующих горизонтах кембрийской соленосной формации и даже внутри некоторых соленосных пачек. Особенно широкое их развитие устанавливается в окраинных участках юга Иркутского амфитеатра, а также в некоторых районах Ангаро-Ленского прогиба, среди отложений бельской и низов булайской свит.

Краткую характеристику указанных наборов начнем с района Западного Прибайкалья. Здесь они изучены по разрезу Коркинской скв. 1-р. Типичны для нижнебельской подсвиты следующие наборы, вскрытые в интервале глубин 1650,2—1648,3 м.

Первый набор

1. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,4.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкослоистый — 0,3.

Второй набор

1. Доломит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 1,1.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкослоистый — 0,1.

В отложениях среднебельской подсвиты в интервале глубин 1308,1—1305,95 м наблюдается последовательная смена по разрезу шести наборов.

Первый набор

1. Доломит серый скрытозернистый — 0,3.
2. Доломит глинистый темно-серый — 0,05.

Второй набор

1. Доломит серый тонкозернистый — 0,2.
2. Доломит глинистый серый тонкоплитчатый — 0,2.

Третий набор

1. Доломит серый сгустковый среднеплитчатый — 0,15.
2. Доломит глинистый серый брекчированный — 0,32.

Четвертый набор

1. Доломит серый скрытозернистый среднеплитчатый — 0,06.
2. Доломит глинистый темно-серый в верхней части брекчированный — 0,57.

Пятый набор

1. Доломит серый скрытозернистый среднеплитчатый — 0,05.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкоплитчатый — 0,12.

Шестой набор

1. Доломит серый скрытозернистый — 0,03.
2. Доломит глинистый серый брекчированный — 0,1.

Для верхнебельской подсвиты Западного Прибайкалья характерны наборы, которые описаны по разрезу калининской скв. 31-к в интервале глубин 1307,1—1300,3 м.

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый среднеплитчатый — 0,9.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,7.

Второй набор

1. Доломит коричневатого-серый среднеплитчатый — 0,5.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,4.

Третий набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый — 1,0.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 1,5.

Четвертый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 0,9.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый — 0,89.

Наборы из отложений нижнебулайской подсвиты можно охарактеризовать по той же скв. 31-к, в разрезе которой в интервале глубин 1200,2—1187,8 м установлены.

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,5.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,1.

Второй набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 1,0.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,08.

Третий набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,25.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,07.

Четвертый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,4.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый — 0,05.

Пятый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 0,5.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,05.

Шестой набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,3.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,1.

Седьмой набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый средне-, толстоплитчатый — 5,45.
2. Доломит глинистый серый тонкоплитчатый — 0,15.

Восьмой набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый тонко-, среднеплитчатый — 0,7.
2. Доломит глинистый серый разноплитчатый — 2,7.

В отложениях ангарской и литвинцевской свит Западного Прибайкалья наборы вида доломит — доломит глинистый также встречаются весьма часто. Например, в пятой соленосной пачке (скв. 31-к, интервал глубин 962,8—955,1 м) имеются следующие наборы.

Первый набор

1. Доломит глинистый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 2,8.
2. Доломит коричневатого-серый толстоплитчатый — 0,5.

Второй набор

1. Доломит глинистый серый тонкоплитчатый — 1,0.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 3,3.

На юге Иркутского амфитеатра в Верхнем Приангарье рассматриваемые наборы неоднократно встречались среди отложений бельской свиты. Для примера опишем наборы, вскрытые скв. 35-к у пос. Кутулик в интервале глубин 746,6—743,1 м.

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 1,3.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,6.

Второй набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый — 1,1.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый с включениями кремней — 0,5.

Для верхнебельской свиты юга Иркутского амфитеатра характерны наборы из разреза скв. 1-к (южный борт Илгинской впадины) в интервале глубин 1079,7—1075,0 м.

Первый набор

1. Доломит черный тонкозернистый кавернозный — 0,4.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый, пятнистый — 0,6.

Второй набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый — 0,1.

Третий набор

1. Доломит серый скрытозернистый — 1,0.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый, в нижней части брекчированный — 0,4.

Четвертый набор

1. Доломит серый, в верхней части коричневатого-серый мелкозернистый пористый — 2,0.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый кавернозный — 0,1.

Наборы из отложений нижнебулайской подсвиты можно привести также по разрезу скв. 1-к.

Интервал глубин 1002,5—1000,2 м

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый кавернозный — 0,07.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый скрытозернистый — 0,06.

Второй набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый — 0,04.

Третий набор

1. Доломит коричневатого-серый среднеплитчатый — 0,05.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый скрытозернистый — 0,13.

Четвертый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый кавернозный — 0,1.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый — 0,05.

Пятый набор

1. Доломит желтоватого-серый скрытозернистый — 0,2.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкоплитчатый — 0,6.

Шестой набор

1. Доломит желтоватого- и темно-серый, полосчатый — 0,5.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,4.

На территории Канско-Тасеевской впадины наборы вида доломит — доломит глинистый отличаются тем, что их доломитовый член имеет более значительную мощность, как правило, во много раз превышающую мощность второго члена — доломита глинистого. Встречаются такие наборы

преимущественно лишь в среднебельской подсвите. Ниже приводится описание наборов, пройденных скв. 57-к.

Интервал глубин 1281,1—1250,5 м

Первый набор

1. Доломит серый, в кровле коричневатого-серого тонкозернистого толсто плитчатый — 2,0.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,15.

Второй набор

1. Доломит серый, в верхней части слоя светло-серый тонкозернистый толсто плитчатый — 1,8.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,25.

Третий набор

1. Доломит светло-серый тонкозернистый — 1,25.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,25.

Четвертый набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого толсто плитчатый — 2,0.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,2.

Пятый набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого — 0,9.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,15.

Шестой набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого — 0,15.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,2.

Седьмой набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого послойно кремнистый — 0,35.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,2.

Восьмой набор

1. Доломит темно- и коричневатого-серого тонкозернистого толсто плитчатый — 1,0.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,2.

Девятый набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого толсто плитчатый — 1,95.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,3.

Десятый набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого — 0,9.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,4.

Одиннадцатый набор

1. Доломит темно-серый тонкозернистый толсто плитчатый — 2,7.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,5.

Двенадцатый набор

1. Доломит коричневатого-серого тонкозернистого — 3,6.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый толсто плитчатый — 0,85.

Тринадцатый набор

1. Доломит темно-, коричневатого-серого тонкозернистого, толсто плитчатый — 1,75.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,3.

Четырнадцатый набор

1. Доломит темно-серый тонкозернистый — 2,7.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,55.

Пятнадцатый набор

1. Доломит темно-серый тонкозернистый — 2,75.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,3.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют заключить, что наборы вида доломит — доломит глинистый слагают весьма значительные разрезы, образуя нередко сообщества повторяющихся наборов. Мощность наборов колеблется в широких пределах — от нескольких сантиметров до 3—4 м, а иногда и больше. Обычно доломитовый член набора

намного превышает мощность глинистого доломита, что особенно характерно для юго-западных районов Сибирской платформы.

Наборы вида доломит глинистый слоистый — доломит глинистый наблюдались в единичных случаях среди отложений нижнебулайской, нижнеангарской и нижнелитвинцевской свит, преимущественно в окраинных предгорных районах Иркутского амфитеатра: Западном Прибайкалье, Присаянье и Канско-Тасеевской впадине. Эти наборы очень редко образуют сообщества и встречаются, как правило, поодиночке, чередуясь с другими наборами карбонатного или карбонатно-сульфатного классов.

Характерным можно считать набор из отложений нижнебулайской подсвиты, вскрытый на юге Иркутского амфитеатра скв. 1-к.

Интервал глубин 999,7—998,6 м

1. Доломит глинистый слоистый. Порода состоит из равномерно чередующихся тонких (до 3 мм) доломитовых серых тонкозернистых и глинисто-доломитовых зеленовато-серых слоев — 0,5.

2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,6.

Такого же вида наборы выявлены на юге амфитеатра в отложениях нижней части ангарской свиты. Приведем два примера по скв. 6-к, пробуренной в центральной зоне Илгинской впадины.

Интервал глубин 863,5—862,95 м

1. Доломит глинистый слоистый, состоящий из тончайшего чередования доломитовых серых и глинисто-доломитовых серовато-зеленых слоев — 0,1.

2. Доломит глинистый серый тонкозернистый тонко-, среднеплитчатый — 0,45.

Интервал 729,05—728,8 м

1. Доломит глинистый коричневатосерый скрытозернистый — 0,1.

2. Доломит глинистый слоистый. Порода состоит из равномерно и часто чередующихся глинисто-доломитовых серых и черных глинистых слоев — 0,15.

В этой же скважине описан следующий набор, приуроченный к литвинцевской свите.

Интервал глубин 413,9—413,4 м

1. Доломит глинистый слоистый за счет тонкого (1—2 мм) чередования светло-серых доломитовых и серых глинистых слоев — 0,35.

2. Доломит глинистый коричневатосерый тонкозернистый — 0,15.

На юго-западе Сибирской платформы в Канско-Тасеевской впадине этого же вида наборы установлены в нижнебулайской и нижнеангарской подсвитах по разрезу скв. 57-к.

Интервал глубин 612,85—612,0 м (нижнебулайская подсвита)

1. Доломит глинистый темно-серый — 0,2.

2. Доломит глинистый слоистый, сложенный равномерно чередующимися глинисто-доломитовыми и глинистыми зеленовато-серыми слюдистыми слоями — 0,65.

Интервал глубин 459,5—457,3 м (нижнеангарская подсвита)

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 1,3.

2. Доломит глинистый слоистый. Порода состоит из тонкого чередования (1—3 мм) глинисто-доломитовых зеленовато-серых и глинистых зеленовато-серых и коричневых слоев — 0,9.

Все наборы вида доломит глинистый слоистый — доломит глинистый имеют небольшую мощность, как правило, не превышающую 1 м.

Заканчивая характеристику наборов пород карбонатного класса, следует несколько подробнее остановиться на особенностях их распространения в кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Обращает на себя внимание тот факт, что среди выделенных наборов пород встречаются такие, которые многократно повторяются, образуют весьма мощные и прослеживающиеся на значительное расстояние сообщества. Вместе с тем имеются и наборы, которые только изредка наблюдаются в разрезах и залегают поодиночке. Учитывая такие особенности размещения наборов

пород карбонатного класса, их можно подразделить на две группы: 1) многократно повторяющиеся между собой и образующие сообщества и 2) одиночные. К первой относятся наборы вида: известняк — доломит, известняк — порода доломит-кальцитового состава, доломит — порода доломит-кальцитового состава, известняк — доломит глинистый, известняк — доломит глинистый и доломит — доломит глинистый. Во вторую группу входит лишь набор вида доломит глинистый слоистый — доломит глинистый.

Однако даже наборы первой группы распространены в соленосной формации неравномерно. Некоторые из них встречаются особенно часто, а другие наблюдаются гораздо реже. На первом месте по частоте встречаемости находятся наборы вида доломит — доломит глинистый, на втором месте — наборы видов известняк — порода доломит-кальцитового состава и доломит — порода доломит-кальцитового состава, а на третьем — наборы видов известняк — доломит, известняк — доломит глинистый и известняк — доломит — доломит глинистый.

Наборами рассматриваемого класса сложены карбонатные толщи, пачки и пласты, имеющие весьма широкое развитие в пределах кембрийских соленосных отложений Сибирской платформы. Закономерности пространственного размещения каждого выделенного набора по площади и разрезу сейчас установить не удастся. Представляется возможным подметить только самые общие особенности. Так, например, выясняется, что наборы видов известняк — доломит, известняк — порода доломит-кальцитового состава и доломит — порода доломит-кальцитового состава тяготеют к южным, восточным и северным окраинным участкам соленосной формации. В Присянье эти наборы встречаются крайне редко и только в основании нижнебельской подсвиты. Наборы вида известняк — доломит глинистый и известняк — доломит — доломит глинистый тяготеют к предгорным районам юга Сибирской платформы. Они наиболее распространены в Канско-Тасеевской впадине, Юго-Западном Прибайкалье, Присянье и на юге Иркутского амфитеатра. Наборы вида доломит — доломит глинистый слагают большую часть как мощных, так и маломощных карбонатных пачек во внутренних областях Иркутского амфитеатра и центральных районов Ангаро-Ленского прогиба. Особенно широкое участие карбонатные наборы пород принимают в строении нижне- и среднебельской подсвиты, булайской свиты и нижнелитвинцевской подсвиты.

НАБОРЫ ПОРОД СУЛЬФАТНОГО КЛАССА

Сульфатные породы широко распространены в соленосной формации кембрия. Однако наборы, образованные только этими породами, изучены крайне недостаточно. Связано это с тем, что сульфатные толщи вскрыты небольшим количеством глубоких скважин. Возможно, сульфатные породы образуют разнообразные наборы пород, на уровне структурных разновидностей, которые пока остаются не выясненными.

Среди сульфатного класса удалось выделить только один вид наборов: ангидрит — ангидрит глинистый слоистый. Встречаются они довольно часто. Но наиболее широко их развитие установлено в отложениях ангарской и литвинцевской свит на южной и восточной окраинах Иркутского амфитеатра. Здесь они нередко слагают пачки мощностью 15—20 м. Приведем описание некоторых наборов.

Скв. 31-к, пробуренная в Западном Прибайкалье, вблизи с. Верхленское, вскрыла среди отложений нижнеангарской подсвиты следующие один за другим наборы.

Интервал глубин 1111,18—1095,8 м

Первый набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,2.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из ангидритовых темно-серых тонкозернистых и глинистых серых слойков (до 10 мм) — 0,7.

Второй набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,1.
2. Ангидрит глинистый слоистый, сложенный многократно чередующимися серыми глинисто-ангидритовыми слоями мощностью 5—7 мм — 0,8.

Третий набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,08.
2. Ангидрит глинистый слоистый. Порода состоит из тончайших серых глинисто-ангидритовых слоев — 0,75.

Четвертый набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,7.
2. Ангидрит глинистый слоистый, образованный переслаиванием серых тонкозернистых ангидритовых и серых глинистых слоев (до 10 мм) — 1,35.

Пятый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из слоев (до 10 мм) ангидритовых серых и глинистых темно-серых — 1,40.

Шестой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,2.
2. Ангидрит глинистый слоистый за счет чередования ангидритовых серых (7—10 мм) и глинистых темно-серых (4—6 мм) слоев — 0,6.

Седьмой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,2.
2. Ангидрит глинистый слоистый. Порода состоит из ангидритовых (6—8 мм) и глинистых (2—4 мм) слоев — 1,0.

Восьмой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 1,0.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тончайших слоев серых ангидритовых и темно-серых глинистых — 2,0.

Девятый набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,2.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся ангидритовых и аргиллитовых слоев — 1,4.

Десятый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,2.
2. Ангидрит глинистый слоистый, образованный ангидритовыми (5—7 мм) и глинистыми (3—4 мм) слоями — 1,2.

Одиннадцатый набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,02.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся ангидритовых (7—9 мм) и глинистых (4—5 мм) слоев — 0,7.

Двенадцатый набор

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,05.
2. Ангидрит глинистый слоистый, образованный ангидритовыми и глинистыми слоями — 0,5.

Как видно из приведенного описания, наборы вида ангидрит—ангидрит глинистый слоистый многократно повторяются, образуя сообщество наборов, имеющее в данном случае мощность 15,38 м. В разрезе нижеангарской подсвиты в той же скважине аналогичными наборами слагается еще одно сообщество мощностью 8 м в интервале глубин 1030,0—1038,0 м.

Но иногда рассматриваемые наборы повторяются лишь несколько раз. Так, например, в верхах ангарской свиты по скв. 6-к, пробуренной на юге Иркутского амфитеатра в бассейне р. Уда, наблюдались следующие наборы.

Интервал глубин 477,85—473,6 м

Первый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из ангидритовых (7—8 мм) и глинистых (3—5 мм) слоев — 1,3.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Второй набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, представленный чередующимися ангидритовыми (3—4 мм) и глинистыми слойками (5—6 мм) — 0,9.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.

Третий набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, образованный чередующимися ангидритовыми (4—5 мм) и глинистыми (1—3 мм) слойками — 1,8.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,2.

Выше по разрезу в той же скважине в кровле ангарской свиты зафиксированы наборы.

Интервал глубин 477,0—475,1 м

Первый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,1.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из ангидритовых и глинистых слойков — 0,4.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,5.
2. Ангидрит глинистый слоистый, представленный многократно чередующимися тонкими серыми ангидритовыми и темно-серыми листоватыми глинистыми слойками — 0,9.

Аналогичного вида наборы пород наблюдаются не только на юге и востоке Иркутского амфитеатра, но и во многих внутренних районах, а также на юго-западе Сибирской платформы в пределах Канско-Тасеевской впадины. Здесь они обычно встречаются очень редко, как правило, внутри или в верхней части соленосных пачек ангарской свиты Канско-Тасеевской впадины. Приведем описание одного из них по разрезу скв. 57-к.

Интервал глубин 211,35—210,45 м

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся серых тонкозернистых ангидритовых и зеленовато-серых глинистых слойков — 0,35.
2. Ангидрит серый брекчированный — 0,55.

Имеющийся фактический материал позволяет подметить некоторые основные особенности пространственного размещения наборов пород сульфатного класса. Однако напомним, что в сульфатных пачках и пластах, которые очень широко распространены в кембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы, установлены наборы только одного вида: ангидрит — ангидрит глинистый слоистый. Но не они слагают большинство сульфатоносных частей разреза, а разнообразные по структуре ангидриты (или гипсы), не образующие наборов. Выделенные же наборы встречаются относительно редко и только в определенных стратиграфических интервалах и фациальных зонах. Они очень широко развиты в ангарской и литвинцевской свитах на юге и юго-востоке Иркутского амфитеатра в районах Верхнего Приангарья и Юго-Западного Прибайкалья. Причем здесь наборы пространственно тяготеют к участкам переходов между соленосными и сульфатными зонами, а полосы их развития как бы оконтуривают солеродные области ангарского и литвинцевского времени с юга и юго-востока. В отмеченных полосах наборы вида ангидрит — ангидрит глинистый слоистый всегда многократно чередуются, создавая очень характерные и четко выделяющиеся в разрезе сообщества весьма значительной (до 20—25 м) мощности. Сами наборы имеют своеобразное строение. Их мощность может превышать 1—1,5 м, а иногда достигать и 2—3 м. Ангидритовый член набора, как правило, очень небольшой и изменяется от 0,02 до 0,2, редко до 0,5—1,0 м. Мощность второго члена в несколько раз больше и часто составляет 1,5—2,0 м.

Весьма интересно, что подобные соотношения мощностей отдельных членов набора закономерно меняются по площади. Мощность слоистого глинистого ангидрита обычно возрастает при удалении от соленосных районов и уменьшается при приближении к ним. Это приводит к тому, что во

внутренних соленасыщенных зонах Сибирской платформы наборы рассматриваемого вида сокращаются в мощности, а отдельные их члены становятся соизмеримыми между собой. Именно такие наборы встречаются внутри соленосных пачек. Обычно же сульфатные наборы залегают в разрезе между карбонатными и соленосными пачками, реже внутри последних, чаще всего в их верхах.

НАБОРЫ ПОРОД КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНОГО КЛАССА

Наборы пород карбонатно-сульфатного класса, как и карбонатного, широко распространены в кембрийской соленосной формации. Они встречаются на всех стратиграфических уровнях и чаще всего слагают приконтактные зоны карбонатных маркирующих горизонтов и соленосных пачек, здесь они образуют достаточно мощные сообщества, хорошо прослеживающиеся по площади. Несколько реже эти наборы встречаются в соленосных пачках и еще реже в маркирующих горизонтах.

Имеющийся материал позволяет выделить в карбонатно-сульфатном классе двенадцать различных наборов пород, которые объединяются в ангидрит-известняковый, ангидрит-доломитовый и ангидрит-доломит-известняковый подклассы.

Наборы вида ангидрит — известняк — наименее распространенные (по сравнению с другими наборами рассматриваемого класса), встречаются редко и совершенно отсутствуют на территории Канско-Тасеевской впадины. Обращает внимание отчетливо выраженная приуроченность наборов к определенным стратиграфическим уровням: они отмечены только на границе усольской и бельской свит, в основании верхнебельской и верхней части нижнеангарской подсвиты.

Характерными можно считать наборы в разрезе, вскрытом скв. 35-к у пос. Кутулик. Здесь, в 14 м ниже кровли усольской свиты, наблюдаются наборы.

Интервал глубин 876,7—871,0 м

Первый набор

1. Ангидрит зеленовато-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 1,3.
2. Известняк серый среднезернистый, пятнистый толстоплитчатый — 1,9.

Второй набор

1. Известняк серый среднезернистый, пятнистый толстоплитчатый — 2,0.
2. Ангидрит зеленовато-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,5.

Аналогичного вида наборы встречаются в нижней части бельской свиты на севере Иркутского амфитеатра; они изучены в разрезах скважин Коркинской 1-р, Заярской 1-о, Нижне-Илимской 1-о. Можно привести набор, вскрытый Коркинской скв. 1-р в 40 м выше подошвы бельской свиты.

Интервал глубин 1559,6—1559,0 м

1. Известняк мелкозернистый среднеплитчатый — 0,1.
2. Ангидрит темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,5.

Этой же скважиной вскрыт набор в основании верхнебельской подсвиты.

Интервал глубин 1294,2—1294,0 м

1. Известняк темно-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Ангидрит серый тонкоплитчатый — 0,1.

Наборы из верхней части ангарской свиты можно описать по разрезу калиепоисковой скв. 6-к (Удинский профиль).

Интервал глубин 666,7—664,3 м

Первый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,1.
2. Известняк темно-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,55.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,35.
2. Известняк темно-серый тонкозернистый участками оолитовый толстоплитчатый — 0,8.

Третий набор

1. Известняк коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый, в кровле волнисто-слоистый — 0,4.
2. Ангидрит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.

Набор вида ангидрит — известняк вскрыт и выше по разрезу.

Интервал глубин 659,3—659 м

1. Известняк серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,25.
2. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,05.

Мощность наборов рассматриваемого вида невелика. Чаще всего она не превышает 1,0 м и лишь в отдельных случаях достигает 3,0 м. Среди слагающих наборов пород обычно преобладают известняки, мощность которых в 2—4 раза больше мощности ангидрита.

Наборы вида ангидрит — доломит наиболее распространены среди ангидрит-доломитового подкласса и встречаются на всех стратиграфических уровнях. Их характеристику мы начнем с районов Западного Прибайкалья.

В разрезе Коркинской скв. 1-р в составе верхней части мотской свиты вскрыты такие наборы.

Интервал глубин 2589,0—2586,1 м

Первый набор

1. Ангидрит темно-серый, пятнистый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,6.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,2.

Второй набор

1. Ангидрит темно-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,1.
2. Доломит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,6.

Третий набор

1. Ангидрит темно-серый, пятнистый мелко-, тонкозернистый разноплитчатый — 1,1.
2. Доломит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,3.

Этой же скважиной вскрыт следующий набор в вышележащих отложениях усольской свиты.

Интервал глубин 2141,9—2140,5 м

1. Доломит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 1,3.
2. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,1.

Среди отложений бельской свиты пройден такой набор.

Интервал глубин 2141,9—2140,5 м

1. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,05.
2. Ангидрит темно-серый — 0,05.

В отложениях нижнебулайской подсвиты скв. 31-к вскрыты три набора.

Интервал глубин 1209,7—1202,7 м

Первый набор

1. Ангидрит темно-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,2.
2. Доломит серовато-коричневый толстоплитчатый — 0,3.

Второй набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,8.
2. Доломит серовато-коричневый мелкозернистый толстоплитчатый — 3,5.

Третий набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,4.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,0.

В Западном Прибайкалье наборы вида ангидрит — доломит в самых верхних частях соленосной формации располагаются обычно в основании маркирующих карбонатных горизонтов, где, многократно чередуясь, образуют довольно мощные сообщества.

В качестве примера можно привести описание шести наборов, залегающих в основании первого маркирующего горизонта литвинцевской свиты, по скв. 31-к.

Первый набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый с включениями гипса — 1,3.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,05.

Второй набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,6.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.

Третий набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,6.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,15.

Четвертый набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 1,5.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.

Пятый набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,8.
2. Доломит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,4.

Шестой набор

1. Ангидрит темно-серый среднезернистый толстоплитчатый — 0,6.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,7.

В более внутренних районах Иркутского амфитеатра на территории Илгинской впадины наборы вида ангидрит — доломит встречены в отложениях бельской, булайской, ангарской и литвинцевской свит. Среди соленосных отложений верхнебельской подсвиты скв. 1-к зафиксированы наборы.

Интервал глубин 1043,3—1040,9 м

Первый набор

1. Ангидрит серый среднезернистый — 0,3.
2. Доломит желтовато-серый волнисто-слоистый — 0,04.

Второй набор

1. Ангидрит серый среднезернистый — 0,2.
2. Доломит желтовато-серый тонкоплитчатый тонковолнистый — 0,1.

Третий набор

1. Ангидрит серый среднезернистый — 1,6.
2. Доломит светло-серый тонкозернистый кавернозный — 0,16.

Для отложений нижнебулайской подсвиты характерны наборы.

Интервал глубин 993,7—994,8 м

Первый набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит темно-серый тонкозернистый, в кровле волнисто-слоистый — 0,6.

Второй набор

1. Ангидрит зеленовато- и голубовато-серый — 0,3.
2. Доломит серый среднезернистый — 0,1.

Среди отложений ангарской и литвинцевской свит рассматриваемые наборы встречаются нередко совместно в виде многократного чередования.

Так, в нижнеангарской подсвете в скв. 6-к, пробуренной вблизи пос. Новая Уда, вскрыты пять наборов.

Интервал глубин 796,2—708,4 м

Первый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,3.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый битуминозный — 0,25.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,3.
2. Доломит коричневатого-серый — 0,05.

Третий набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,35.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,3.

Четвертый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,15.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый битуминозный — 0,25.

Пятый набор

1. Доломит бледно-коричневый скрытозернистый среднеплитчатый — 0,15.
2. Ангидрит темно-серый мелкозернистый тонкоплитчатый — 0,1.

Выше залегает набор вида доломит — доломит-глинистый (1,7 м), а непосредственно на нем располагаются наборы вида ангидрит — доломит.

Интервал глубин 704,5—703,8 м

Первый набор

1. Ангидрит темно-серый среднеплитчатый — 0,05.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,04.

Второй набор

1. Ангидрит темно-серый среднеплитчатый — 0,07.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,08.

Третий набор

1. Ангидрит темно-серый среднезернистый — 0,11.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,35.

В Присяянской части Иркутского амфитеатра установлены среди отложений бельской, булайской, ангарской и литвинцевской свит такого же вида наборы. Скважиной 35-к (пос. Кутулик) в отложениях нижнебельской подсветы вскрыты.

Интервал глубин 764,8—747,8 м

Первый набор

1. Доломит серый, пятнистый скрытозернистый — 1,4.
2. Ангидрит коричневатого-серый мелкозернистый, с включениями кремней — 0,9.

Второй набор

1. Доломит серый тонко- и мелкозернистый среднеплитчатый — 3,1.
2. Ангидрит коричневатого-серый мелкозернистый — 0,7.

Третий набор

1. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,9.
2. Ангидрит коричневатого-серый мелкозернистый, в кровле слоя слоистый — 1,2.

Четвертый набор

1. Доломит серый, пятнисто-полосчатый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,7.
2. Ангидрит серый разнозернистый — 0,3.

Пятый набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 1,0.
2. Ангидрит серый разнозернистый слоистый — 0,4.

Шестой набор

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый, в средней части слоя тонкозернистый толстоплитчатый — 2,7.

2. Ангидрит серый и коричневато-серый среднезернистый с включениями кремней среднеплитчатый — 0,5.

Седьмой набор

1. Доломит коричневато-серый мелкозернистый — 1,7.

2. Ангидрит темно-серый среднезернистый слоистый с включениями кремней — 0,5.

В юго-западной части Сибирской платформы на территории Канско-Тасеевской впадины наборы вида доломит — ангидрит наиболее часто встречаются в отложениях бельской свиты, а на остальных стратиграфических уровнях наблюдаются лишь эпизодически. В наборах, приуроченных к бельской свите, всегда преобладают доломиты, мощность которых чаще всего в пять и более раз превышает мощность ангидрита. Встречаются они нередко совместно с наборами ангидрит — доломит — доломит глинистый. Приведем несколько характерных примеров. В скв. 54-к в верхней части уольской свиты вскрыт набор.

Интервал глубин 776,5—776,0 м

1. Ангидрит серый тонкозернистый волнисто-слоистый — 0,05.

2. Доломит темно-серый тонкозернистый волнисто-слоистый — 0,45.

В подошве нижнебельской подсвиты в разрезе скв. 57-к наблюдается набор.

Интервал глубин 1427,2—1426,0 м

1. Доломит коричневато-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 1,0.

2. Ангидрит серый тонкозернистый глинистый — 0,2.

Для верхнебельской подсвиты характерен набор.

Скв. 57-к, интервал глубин 965,4—964,45 м

1. Доломит серый скрытозернистый — 0,7.

2. Ангидрит серый скрытозернистый — 0,25.

Лишь в единичных случаях рассматриваемые наборы наблюдались среди отложений булайской и ангарской свит. Такие наборы вскрыты скв. 57-к.

Интервал глубин 367,55—360,25 м

Первый набор

1. Ангидрит темно-серый среднезернистый толстоплитчатый — 3,9.

2. Доломит серый тонкозернистый — 0,9.

Второй набор

1. Ангидрит темно-серый среднезернистый — 2,1.

2. Доломит серый мелкозернистый — 0,4.

В заключение можно сказать, что наборы вида ангидрит — доломит, нередко многократно переслаиваясь, образуют хорошо прослеживающиеся сообщества, мощность которых в некоторых случаях достигает 10—15 м. Мощность отдельных наборов меняется от нескольких сантиметров до 3—4 м. Какого-либо постоянного и значительного увеличения мощности одного из членов наборов не отмечается. В одних случаях фиксируется большая мощность ангидритового члена, в других — доломитового, в третьих — их мощность примерно равна. И только в отложениях ниже- и среднебельской подсвиты в наборах резко возрастает мощность доломитового члена.

Наборы вида ангидрит глинистый слоистый — доломит по сравнению с предыдущим встречаются значительно реже. Для них характерна отчетливо выраженная приуроченность к определенным районам и частям разреза кембрийской соленосной формации. Чаще всего они встречаются по южной и восточной периферии Иркутского амфитеатра в отложениях ангарской и литвинцевской свит. Здесь они обладают сравнительно небольшой мощностью и входят в состав соленосных пачек.

Характеристику наборов начнем с районов Западного Прибайкалья, где они хорошо изучены по разрезам Коркинской св. 1-р и калиепоисковой св. 31-к. В св. 1-р среди отложений усольской свиты вскрыт набор.

Интервал глубин 1879,25—1878,8 м

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких (2—3 мм) чередующихся слоев: серых глинисто-ангидритовых и голубовато-серых глинистых — 0,3.
2. Доломит серый скрытозернистый — 0,15.

В отложениях ангарской свиты в кровле шестого маркирующего горизонта встречен следующий набор.

Скв. 31-к, интервал глубин 984,2—981,5 м

1. Ангидрит глинистый слоистый за счет неравномерно-послойного распределения глинистого материала. Отдельные слои — глинистые. Мощность слоев 4—5 мм — 0,75.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,95.

Выше по разрезу в основании четвертого маркирующего горизонта присутствуют еще два набора.

Интервал глубин 775,6—772,0 м

Первый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких (3—7 мм) чередующихся серых мелкозернистых ангидритовых и черных глинистых слоев — 1,0.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,6.

Второй набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из серых ангидритовых и черных глинистых слоев (до 1 см), мощность которых уменьшается к подошве — 1,0.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый кавернозный — 1,0.

Два набора из отложений литвинцевской свиты вскрыты той же скв. 31-к (верхняя часть второго маркирующего горизонта).

Интервал глубин 523,0—520,8 м

Первый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся слоев серых тонкозернистых ангидритовых и черных глинистых. Мощность первых до 10 мм, вторых — 5—7 мм — 1,5.
2. Доломит темно-серый среднезернистый тонкоплитчатый — 0,3.

Второй набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся серых ангидритовых и черных глинистых слоев (до 10 мм) — 0,5.
2. Доломит серый мелкозернистый среднеплитчатый битуминозный — 0,5.

На территории Илгинской впадины наборы рассматриваемого вида наблюдались в скв. 1-к, 6-к, 50-к. Среди отложений шестой соленосной пачки, располагающейся в основании ангарской свиты, в скв. 1-к отмечено двенадцать наборов.

Интервал глубин 683,3—679,7 м

Первый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый. Слоистость обусловлена неравномерным распределением глинистого материала — 0,5.
2. Доломит темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.

Второй набор

1. Ангидрит глинистый слоистый темно-серый — 0,3.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,12.

Третий набор

1. Ангидрит глинистый слоистый темно-серый. Слоистость обусловлена неравномерным распределением глинистого материала — 0,02.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 0,15.

Четвертый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый темно-серый — 0,02.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толсто плитчатый — 0,34.

Пятый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся слоев (до 10 мм) ангидрита и глины — 0,25.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,05.

Шестой набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из слоев (до 10 мм): темно-серых тонкозернистых ангидритовых и зеленоватого-серых листоватых глинистых — 0,3.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,05.

Седьмой набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся ангидритовых и глинистых слоев (до 10 мм) — 0,05.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.

Восьмой набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся серых тонкозернистых ангидритовых и черных глинистых слоев. Мощность слоев глины от долей миллиметра до 1—3 мм, ангидрита — до 10 мм — 0,15.
2. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый тонкоплитчатый битуминозный — 0,35.

Девятый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких (3—5 мм) чередующихся серых глинисто-ангидритовых и зеленоватого-серых глинистых слоев — 0,2.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.

Десятый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся слоев: серых ангидритовых и темно-серых глинисто-ангидритовых; последние иногда переходят в глинистые — 0,02.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,03.

Одиннадцатый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся темно-серых ангидритовых и зеленоватого-серых глинисто-ангидритовых слоев, иногда переходящих в глинистые — 0,02.
2. Доломит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,1.

Двенадцатый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся слоев ангидрита и глины — 0,13.
2. Доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый битуминозный — 0,05.

Стратиграфически выше в отложениях четвертой соленосной пачки (нижнеангарская подевита) наблюдаются наборы.

Интервал глубин 638,79—633,4 м

Первый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся серых тонкозернистых ангидритовых и зеленоватого-серых глинисто-ангидритовых слоев — 0,05.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,04.

Второй набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся серых ангидритовых и зеленоватого-серых глинисто-ангидритовых слоев — 0,2.
2. Доломит коричневатого-серый с включениями ангидрита — 0,04.

Третий набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся серых ангидритовых и зеленоватого-серых глинисто-ангидритовых слоев — 0,27.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,02.

Четвертый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся слоев: внизу — ангидритовых и глинисто-ангидритовых, вверху — ангидритовых и глинистых — 0,68.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,15.

Пятый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся слоев (до 10 мм) ангидрита и глины — 0,15.
2. Доломит серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,5.

Шестой набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся ангидритовых и глинисто-ангидритовых слоев. Мощность ангидритовых слоев до 5 мм, глинисто-ангидритовых — 2—3 мм — 0,4.
2. Доломит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,25.

Седьмой набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся слоев ангидрита и глины. Мощность слоев ангидрита — 5—8 мм, глины — 2—3 мм — 0,10.
2. Доломит серый тонкоплитчатый — 0,04.

Восьмой набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких чередующихся ангидритовых и глинисто-ангидритовых слоев — 0,02.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,04.

Девятый набор

1. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из чередующихся слоев ангидрита и глины. Мощность слоев ангидрита до 10 мм, глины — 1—2 мм — 1,5.
2. Доломит коричневатый-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,4.

В литвинцевской свите той же скважиной вскрыт набор.

Интервал глубин 436,85—435,7 м

1. Доломит светло-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,8.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких (2—3 мм) чередующихся серых тонкозернистых ангидритовых и черных с включениями пирита глинистых слоев — 0,35.

На территории Канско-Тасеевской впадины наборы вида ангидрит глинистый слоистый — доломит встречаются только в отложениях усольской и нижней части булайской свит. Приведем описание набора, располагающегося в кровле усольской свиты и вскрытого скв. 54-к.

Интервал глубин 838,6—837,15 м

1. Доломит коричневатый-серый тонкозернистый, в нижней части слоя волнисто-слоистый — 1,1.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких (до 1 мм) чередующихся слоев ангидрита и глины — 0,35.

Набор, залегающий в нижнебулайской подсвите, вскрыт скв. 57-к.

Интервал глубин 609,9—609,0 м

1. Доломит серовато-зеленый глинистый тонкозернистый — 0,1.
2. Ангидрит глинистый слоистый, состоящий из тонких (1—2 мм) чередующихся слоев ангидритовых серых и глинистых серовато-зеленых — 0,8.

Наборы вида ангидрит — доломит глинистый широко распространены в составе соленосной формации, но наиболее часто встречаются в Канско-Тасеевской впадине. Их характеристику начнем с районов Западного Прибайкалья, где они изучались по разрезам Коркинской скв. 1-р и калипоисковых скв. 31-к, 32-к, 33-к, 55-к и др. В отложениях нижней части усольской свиты в скв. 1-р наблюдался набор.

Интервал глубин 2122,7—2121,6 м

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый тонкоплитчатый — 0,85.
2. Ангидрит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,25.

В этой же скважине в кровле усольской свиты на глубине 1684,7—1683,8 м встречен набор.

1. Доломит глинистый серый, пятнистый тонкозернистый — 0,8.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,1.

В отложениях верхнебулайской подсвиты два набора отмечены в скв. 31-к.

Интервал глубин 1317,9—1313,1 м

Первый набор

1. Ангидрит зеленовато-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,4.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,9.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 2,1.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый, пятнистый скрытозернистый — 1,4.

Несколько выше по разрезу в кровле нижнебулайской подсвиты наблюдается набор.

Интервал глубин 1187,2—1186,6 м

1. Доломит глинистый серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,4.
2. Ангидрит темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,2.

Наборы, встречающиеся в отложениях ангарской свиты, в отличие от ранее рассмотренных единичных наборов из нижних частей соленосной формации довольно часто образуют многократную повторяемость. Серию из девяти наборов можно наблюдать в Западном Прибайкалье по скв. 34-к.

Интервал глубин 1009,6—1003,6 м

Первый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,3.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый скрытозернистый — 1,3.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,6.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый скрытозернистый — 0,05.

Третий набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,8.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,05.

Четвертый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,7.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкоплитчатый — 0,2.

Пятый набор

1. Ангидрит серый брекчированный — 0,4.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,1.

Шестой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,08.

Седьмой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый серый тонкоплитчатый — 0,15.

Восьмой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,16.

Девятый набор

1. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,45.
2. Ангидрит серый среднеплитчатый — 0,6.

Наборы такого же вида довольно часто встречаются в литвинцевской свите. Той же скважиной вскрыт набор.

Интервал глубин 594,5—593,6 м

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,2.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый битуминозный — 0,7.

Серия трех наборов наблюдалась несколько выше.

Интервал глубин 564,5—555,0 м

Первый набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,65.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 3,85.

Второй набор

1. Ангидрит серый среднезернистый — 0,8.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 1,3.

Третий набор

1. Ангидрит серый среднезернистый — 2,3.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,6.

Во внутреннем поле на юге Иркутского амфитеатра наборы вида ангидрит — доломит глинистый встречаются также достаточно часто. Однако совместные их сонахождения характерны для нижних частей разреза. В скв. 35-к в верхней части усольской свиты наблюдалось сообщество из шести наборов.

Интервал глубин 1011,4—1000,7 м

Первый набор

1. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,6.
2. Доломит глинистый серый, в верхней части слоя зеленовато-серый мелкозернистый — 0,75.

Второй набор

1. Ангидрит серый толстоплитчатый — 0,35.
2. Доломит глинистый серый мелкозернистый — 0,6.

Третий набор

1. Ангидрит серый толстоплитчатый — 1,15.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 2,15.

Четвертый набор

1. Ангидрит серый толстоплитчатый — 1,15.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый мелкозернистый — 0,45.

Пятый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый выветрелый — 1,1.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,8.

Шестой набор

1. Доломит глинистый коричневатого-серый тонкозернистый — 0,8.
2. Ангидрит серый — 0,8.

В отложениях бельской и булайской свит наборы вида ангидрит — доломит глинистый пока не установлены. В вышележащих же отложениях ангарской и литвинцевской свит они встречаются довольно часто, но, как правило, в виде отдельных наборов.

В основании ангарской свиты скв. 1-к наблюдается набор.

Интервал глубин 833,6—833,15 м

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,25.
2. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,2.

Следующий набор присутствует в составе пятой соленосной пачки нижеангарской подсвиты.

Интервал глубин 685,5—685,3 м

1. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,05.
2. Ангидрит серый, пятнистый тонкозернистый с включениями кремней — 0,15.

В составе литвинцевской свиты характерным можно считать набор, вскрытый скв. 1-к.

Интервал глубин 416,35—415,8 м

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,15.
2. Доломит глинистый голубовато-серый участками полосчатый скрытозернистый — 0,4.

Очень широко наборы рассматриваемого вида распространены в юго-западной части Сибирской платформы на территории Канско-Тасеевской впадины. В характере распределения их внутри соленосной формации наблюдается отчетливо выраженная закономерность, заключающаяся в уменьшении частоты встречаемости наборов сверху вниз по разрезу. Наиболее распространены они в составе ангарской свиты, где, многократно чередуясь, образуют сообщества мощностью до 15—20 м. Значительно реже наблюдаются такие наборы среди отложений нижнебулайской подсвиты. В бельской свите наборы присутствуют в единичных случаях, а в усольской свите не установлены вообще. Приведем примеры по разрезу скв. 57-к. Для отложений нижнебельской подсвиты характерен набор.

Интервал глубин 1357,95—1357,6 м

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,25.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый, пятнами серовато-зеленый скрытозернистый — 0,11.

Интервал глубин 1343,95—1342, 5 м

1. Ангидрит темно-серый среднезернистый с включениями кремней — 0,15.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый, в средней части вишнево-красный скрытозернистый — 1,3.

В составе верхнебельской подсвиты описан набор.

Интервал глубин 1095,6—1094,2 м

1. Ангидрит серый тонкозернистый глинистый — 0,25.
2. Доломит глинистый слюдястый, в нижней части слоя темно-коричневый, в верхушке — голубовато-серый — 1,15.

В отложениях нижнебулайской подсвиты в интервале глубин 727,43—726,8 м располагается сообщество из двенадцати наборов.

Первый набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый скрытозернистый — 0,03.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Второй набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый скрытозернистый — 0,02.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Третий набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый — 0,07.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Четвертый набор

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,02.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.

Пятый набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый скрытозернистый — 0,01.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Шестой набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый — 0,03.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Седьмой набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый скрытозернистый — 0,02.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Восьмой набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый скрытозернистый — 0,05.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Девятый набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый — 0,04.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Десятый набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый скрытозернистый — 0,09.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Одиннадцатый набор

1. Доломит глинистый серовато-зеленый — 0,07.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Двенадцатый набор

1. Доломит глинистый скрытозернистый — 0,01.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Подобные сообщества наблюдаются в нижнебулайской подсвите также в интервале глубин 623,85—623,5 м и 612,7—612,0 м. В нижнеангарской подсвите они отмечались в интервалах глубин 537,4—534,4 м, 530,1—528,1 м, 520,3—515,8 м, 514,4—508,1 м, 506,8—495,7 м. Примером может служить сообщество, залегающее в нижней части ангарской свиты в интервале глубин 490,1—482,05 м, состоящее из шестнадцати наборов.

Первый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый листоватый — 0,05.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 2,8.

Второй набор

1. Доломит глинистый зеленый — 0,01.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,05.

Третий набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 0,02.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,03.

Четвертый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,01.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,2.

Пятый набор

1. Доломит глинистый зеленый — 0,02.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,06.

Шестой набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый среднеплитчатый — 0,6.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 1,3.

Седьмой набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 0,2.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Восьмой набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый среднеплитчатый — 0,25.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.

Девятый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый листоватый — 0,03.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Десятый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 0,15.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Одиннадцатый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,1.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,02.

Двенадцатый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый среднеплитчатый — 0,3.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,03.

Тринадцатый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,05.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.

Четырнадцатый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонколитчатый — 0,15.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,01.

Пятнадцатый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,2.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,03.

Шестнадцатый набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,15.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

Достаточно широко распространены наборы рассматриваемого вида на севере Иркутского амфитеатра. В скв. 46-к, пройденной вблизи г. Братска, среди отложений верхнебельской подсвиты вскрыто сообщество из трех наборов.

Интервал глубин 1286,3—1286,1 м

Первый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,05.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.
2. Доломит глинистый серый — 0,04.

Третий набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый скрытозернистый — 0,07.

В этой же части разреза пройдены пять наборов, в которых по мощности преобладает ангидритовый член.

Интервал глубин 1271,5—1271,0 м

Первый набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,09.
2. Доломит глинистый серый листоватый — 0,01.

Второй набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,11.
2. Доломит глинистый серый листоватый — 0,01.

Третий набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый серый — 0,01.

Четвертый набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,09.
2. Доломит глинистый серый листоватый — 0,02.

Пятый набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,06.
2. Доломит глинистый серый листоватый скрытозернистый — 0,01.

Шестой набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,07.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,01.

Аналогичные сообщества наблюдались также в интервалах глубин (м): 1006,7—1005,6, 960,4—959,6, 860,9—860,7, 859,0—858,5, 850,0—849,0, 848,5—847,2, 842,2—841,8, 841,4—840,3, 833,5—830,4, 829,0—826,0, 735,9—735,6, 729,7—729,5, 663,4—663,3, 602,0—601,9, 555,2—555,1, 501,7—501,2. Относительно часто в отложениях ангарской свиты встречаются наборы, в которых ангидритовый и доломитовый члены примерно равны по мощности. Подобное сообщество из шести наборов вскрыто в интервале глубин 506,1—505,7 м.

Первый набор

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый листоватый — 0,03.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,02.

Второй набор

1. Доломит глинистый серый листоватый — 0,03.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,08.

Третий набор

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,01.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,03.

Четвертый набор

1. Доломит глинистый серый листоватый — 0,04.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,02.

Пятый набор

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,05.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,03.

Шестой набор

1. Доломит глинистый серый — 0,02.
2. Ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,04.

На Ботуобинском поднятии наборы вида ангидрит — доломит глинистый наблюдались в разрезах ангарской свиты, вскрытых колонковыми скважинами вблизи трубок «Мир» и «Интернациональная». Приведем описание некоторых из них по скв. 9, пробуренной вблизи трубки «Интернациональная».

Интервал глубин 869,95—865,0 м

Первый набор

1. Ангидрит серый среднезернистый толстолисточный — 2,5.
2. Доломит глинистый светло-серый тонкозернистый — 1,25.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый среднелисточный — 0,70.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,15.

Интервал глубин 558,7—557,1 м

Первый набор

1. Ангидрит серовато-бурый мучнистый тонкозернистый — 0,5.
2. Доломит глинистый коричневатого-красный — 0,3.

Второй набор

1. Ангидрит светло-серый среднезернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый коричневатого-красный — 0,15.

Третий набор

1. Ангидрит светло-серый среднезернистый — 0,02.
2. Доломит глинистый коричневатого-красный — 0,2.

Четвертый набор

1. Ангидрит светло-серый среднезернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый буровато-красный — 0,25.

Пятый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый красный — 0,04.

Шестой набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.
2. Доломит глинистый вишнево-красный — 0,1.

В Нижнем Приангарье в пределах Иркинеевского поднятия наборы рассматриваемого вида наблюдались только в верхней части усольской свиты и описаны по разрезу скв. 58 (железородное месторождение «Огонь»).

Интервал глубин 960,2—948,0 м

Первый набор

1. Доломит глинистый голубовато-серый — 0,7.
2. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 1,7.

Второй набор

1. Доломит глинистый голубовато-серый — 1,7.
2. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,6.

Третий набор

1. Доломит глинистый внизу голубовато-серый, сверху — темно-серый — 6,0.
2. Ангидрит темно-серый скрытозернистый — 1,5.

Завершая характеристику наборов вида ангидрит — доломит глинистый, можно отметить, что их мощность колеблется от нескольких сантиметров до 3—4, реже до 6—8 м. Мало мощные наборы (от 2—3 см до 0,5 м) чаще всего встречаются в юго-западной окраинной части Сибирской платформы на территории Канско-Тасеевской впадины и во внутренних северных районах Иркутского амфитеатра. При прослеживании на север и восток мощность наборов возрастает в районах Нижнего Приангарья — до 1,5 и даже 7,5 м, а на Ботубинском поднятии — до 1—3 м. В Западном Прибайкалье такие наборы имеют значительную мощность (около 1—3 м). Отмечается, что в верхних частях кембрийской соленосной формации среди отложений ангарской свиты преобладают наборы небольшой мощности.

Наборы вида ангидрит — доломит — доломит глинистый прослеживаются практически на всей площади распространения соленосной формации. В Западном Прибайкалье они наиболее распространены в составе верхнебельской и нижнеангарской подсвит, но иногда встречаются и среди отложений нижнебулайской и верхнеангарской подсвит.

В верхнебельской подсвите в разрезе скв. 31-к вскрыт набор.

Интервал глубин 1317,9—1316,6 м

1. Ангидрит светло-серый тонкоплитчатый — 0,4.
2. Доломит глинистый серый — 0,3.
3. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 0,6.

В этой же скважине в составе нижнебулайской подсвиты пройден следующий набор.

Интервал глубин 1202,7—1201,1 м

1. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,9.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,3.
3. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,4.

Из отложений нижнеангарской подсвит приводится описание двух наборов.

Интервал глубин 1033,75—1033,35 м

1. Ангидрит серый среднезернистый — 0,25.
2. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкозернистый — 0,05.
3. Доломит серый мелкозернистый — 0,1.

Интервал глубин 982,1—980,8 м

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый плитчатый — 0,3.
2. Доломит волнисто-слоистый тонкозернистый — 0,3.
3. Ангидрит темно-серый среднезернистый среднеплитчатый — 0,7.

В Присяянской части Иркутского амфитеатра наборы вида ангидрит — доломит — доломит глинистый наблюдались в отложениях нижнебельской подсвиты. Так, следующий набор вскрыт скв. 35-к.

Интервал глубин 750,6—749,6 м

1. Доломит серый, мелкопятнистый мелкозернистый полосчатый кремнистый толстоплитчатый — 0,5.
2. Доломит глинистый светло-серый тонкозернистый — 0,2.
3. Ангидрит коричневатого-серый разнозернистый — 0,3.

На территории Илгинской впадины такого же вида наборы присутствуют в отложениях бельской, булайской и ангарской свит. Скв. 1-к (среднебельская подсвита) вскрыт набор.

Интервал глубин 1111,3—1109,1 м

1. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 0,7.
2. Доломит темно- и коричневатого-серый тонкозернистый — 1,3.
3. Ангидрит серый среднезернистый толстоплитчатый — 0,2.

Из отложений верхнебельской подсвиты описаны наборы.

Интервал глубин 1081,8—1080,55 м

1. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,2.
2. Доломит темно- и коричневатого-серый полосчатый — 0,75.
3. Ангидрит серый среднезернистый толстоплитчатый — 0,3.

Интервал глубин 981,9—977,4 м

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый — 1,5.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,6.
3. Ангидрит светло-серый среднезернистый толстоплитчатый — 2,4.

Наборы того же вида в разрезе нижнебулайской подсвиты отмечены в следующих интервалах.

Интервал глубин 970,0—968,5 м

1. Ангидрит серый брекчированный — 0,3.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый комковатый — 0,6.
3. Доломит темно-серый мелкозернистый — 0,6.

Интервал глубин 946,7—946,1 м

1. Ангидрит голубовато-серый среднезернистый массивный толстоплитчатый — 0,1.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,1.
3. Доломит глинистый светло-серый тонкоплитчатый — 0,4.

Из отложений нижеангарской подсвиты описаны наборы.

Интервал глубин 833,7—832,1 м

Первый набор

1. Ангидрит серый тонкозернистый песчаный — 0,1.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,15.
3. Доломит серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,3.

Второй набор

1. Ангидрит серый тонко- и мелкозернистый пятнистый — 0,4.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,55.
3. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,1.

Интервал глубин 767,4—765,3 м

1. Доломит коричневатого-серый среднеплитчатый тонкозернистый — 0,9.
2. Ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,8.
3. Доломит глинистый зеленовато-серый толстоплитчатый — 0,4.

Интервал глубин 685,6—685,3 м

1. Доломит глинистый темно-серый — 0,05.
2. Ангидрит темно-серый мелкозернистый массивный толстоплитчатый с включениями кремней — 0,15.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,10.

На территории Канско-Тасеевской впадины наборы вида ангидрит — доломит — доломит глинистый распространены широко и вскрывались многими скважинами в пределах Троицко-Михайловского вала. Приведем описание нескольких наборов.

Скв. 54-к (бельская свита). Интервал глубин 1359,7—1358,45 м

1. Ангидрит темно-серый мелкозернистый толстоплитчатый массивный — 0,25.
2. Доломит глинистый внизу серый, вверху — коричневатого-красный скрытозернистый — 0,65.
3. Доломит серый тонкозернистый массивный — 0,35.

Интервал глубин 1309,5—1307,0 м

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый — 0,8.

2. Доломит глинистый серый — 0,2.
3. Доломит темно-серый и серовато-коричневый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,5.

Скв. 57-к (верхнебельская подсвита). Интервал глубин 1204,8—1202,5 м

1. Ангидрит светло-серый крупнозернистый толстоплитчатый массивный — 0,5.
3. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 0,5.
3. Доломит темно-серый тонкозернистый — 1,3.

Интервал глубин 1161,0—1160,5 м

1. Доломит глинистый бурый скрытозернистый — 0,7.
2. Доломит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,6.
3. Ангидрит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,2.

Интервал глубин 489,6—488,85 м (нижнеангарская подсвита)

1. Доломит серый тонкозернистый — 0,15.
2. Доломит глинистый красно-бурый — 0,4.
3. Ангидрит серый среднезернистый — 0,2.

Интервал глубин 340,7—337,2 м (нижнеангарская подсвита)

1. Доломит серый мелкозернистый — 0,4.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 1,7.
3. Доломит глинистый бурый тонкоплитчатый — 1,4.

В северных районах Иркутского амфитеатра рассматриваемого вида наборы распространены в отложениях бельской, булайской и ангарской свит. Приведем их краткое описание.

Нижнеилимская скв. 1-о в отложениях верхнебельской подсвиты вскрыла набор.

Интервал глубин 1838,55—1837,35 м

1. Доломит светло-коричневый мелкозернистый — 1,0.
2. Доломит глинистый голубовато-серый тонкоплитчатый до листоватого — 0,05.
3. Ангидрит светло-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,15.

Наборы среди отложений булайской, ангарской и литвинцевской свит изучены по скв. 46-к вблизи г. Братска.

Интервал глубин 1172,6—1168,9 м (нижнебулайская подсвита)

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 2,0.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 1,2.
2. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,5.

Интервал глубин 1038,4—1038,1 м (нижнеангарская подсвита)

Первый набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит глинистый темно-серый скрытозернистый тонкоплитчатый — 1,7.
3. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,1.

Второй набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 1,9.
2. Доломит глинистый темно-серый скрытозернистый тонкоплитчатый до листоватого — 0,8.
3. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,4.

Третий набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,9.
2. Доломит глинистый темно-серый скрытозернистый листоватый — 0,9.
3. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 2,5.

Интервал глубин 368,5—364,1 м (литвинцевская свита)

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый — 1,1.
2. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,5.
3. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 2,8.

На территории Непско-Ботуобинского свода наборы того же вида изучены в составе ангарской свиты по разрезу скв. 9-и, пробуренной вблизи алмазоносной трубки «Интернациональная».

Интервал глубин 930,5—927,4 м

1. Доломит серовато-коричневый тонкозернистый толстоплитчатый — 2,0.
2. Ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 1,0.
3. Доломит глинистый серый волнисто-слоистый тонкоплитчатый — 0,1.

Интервал глубин 915,8—912,2 м

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,8.
2. Доломит глинистый серый скрытозернистый тонкоплитчатый — 0,3.
3. Ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,5.

Второй набор

1. Доломит глинистый серый — 0,5.
2. Доломит онколитовый коричневатого-серый — 1,1.
3. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,4.

Удалось подметить следующие особенности размещения наборов вида ангидрит — доломит — доломит глинистый внутри кембрийской соленосной формации: во-первых, они, как правило, приурочены к средней части формации, где залегают среди отложений бельской, булайской и ангарской свит; во-вторых, наборы такого вида встречаются обычно поодиночке и очень редко, чередуясь между собой, образуют сколько-нибудь значительные по мощности сообщества. Мощность наборов не выходит за пределы 4,5 м.

Наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава наиболее часто встречаются в отложениях литвинцевской, ангарской и усольской свит, несколько реже в верхнебельской подсвите, а в верхнемотской, нижнесреднебельской и верхнебулайской подсвитах отсутствуют.

В Западном Прибайкалье в средней части усольской свиты Кюркинской скв. 1-р снизу вверх вскрыты.

Интервал глубин 1912,87—1911,1 м

Первый набор

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,8.
2. Ангидрит серый мелкозернистый массивный толстоплитчатый — 0,1.

Второй набор

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,5.
2. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,05.

Третий набор

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,45.
2. Ангидрит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,02.

Выше по разрезу располагается набор.

Интервал глубин 1770,0—1769,5 м

1. Доломит-ангидрит глинистый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.
2. Ангидрит участками глинистый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,3.

На южном борту Илгинской впадины наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава вскрыты скв. 31-к.

Интервал глубин 1254,7—1252,8 м (верхнебельская подсвита)

Первый набор

1. Ангидрит-доломит глинистый — 1,4.
2. Ангидрит с линзами кремней серый тонкозернистый — 0,05.

Второй набор

1. Ангидрит-доломит серый тонкоплитчатый — 0,44.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,01.

Интервал глубин 1041,85—1041,6 м (ангарская свита)

1. Ангидрит среднезернистый массивный тонкоплитчатый — 0,15.
2. Ангидрит-доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,1.

Интервал глубин 550,4—549,6 м (литвинцевская свита)

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый — 0,6.
2. Ангидрит серый среднезернистый среднеплитчатый — 0,2.

Здесь же довольно часто наблюдаются сообщества, состоящие из нескольких наборов. Примером служит сообщество из шести наборов, вскрытое скв. 31-к.

Интервал глубин 384,2—383,7 м

Первый набор

1. Доломит-ангидрит глинистый серый тонкозернистый — 0,05.
2. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,01.

Второй набор

1. Доломит-ангидрит серый тонкоплитчатый — 0,08.
2. Ангидрит серый — 0,01.

Третий набор

1. Доломит-ангидрит глинистый серый тонкозернистый — 0,04.
2. Ангидрит серый среднезернистый — 0,02.

Четвертый набор

1. Доломит-ангидрит светло-серый тонкоплитчатый — 0,06.
2. Ангидрит коричневатого-серый мелкозернистый — 0,01.

Пятый набор

1. Доломит-ангидрит глинистый зеленовато-серый — 0,1.
2. Ангидрит серый — 0,02.

Шестой набор

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,08.
2. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,02.

В южных районах Иркутского амфитеатра наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава встречаются в усольской, ангарской и литвинцевской свитах, где приурочены к соленосным частям разреза. Приведем характеристику нескольких наборов, вскрытых скв. 35-к в отложениях усольской свиты и скв. 1-к в отложениях ангарской, литвинцевской свит и верхнебельской подсвиты.

Скв. 35-к, интервал глубин 1125,2—1123,7 м (усольская свита)

1. Доломит-ангидрит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 0,9.
2. Ангидрит светло-серый — 0,6.

Скв. 1-к, интервал глубин 799,85—798,4 м (ангарская свита)

Первый набор

1. Ангидрит светло-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,2.
2. Ангидрит-доломит серый среднеплитчатый — 0,05.

Второй набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит-ангидрит тонкозернистый пятнисто-слоистый за счет неравномерного распределения доломита — 0,45.

Третий набор

1. Ангидрит пятнами глинистый темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,3.
2. Доломит-ангидрит тонкозернистый линзовидно-слоистый — 0,35.

Скв. 1-к, интервал глубин 285,75—285,05 м (литвинцевская свита)

1. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый — 0,4.
2. Ангидрит светло-серый среднеплитчатый — 0,3.

Для северных районов Иркутского амфитеатра характерен набор, вскрытый Нижнеилимской скв. 1-0 в верхней части усольской свиты.

Интервал глубин 2289,6—2288,6 м

1. Доломит-ангидрит светло-серый, полосчатый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,75.
2. Ангидрит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,25.

В целом наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава распространены преимущественно в южных и северных районах Иркутского амфитеатра. Мощность их, как правило, не превышает 1,0 м и лишь в исключительных случаях достигает 2—3 м. В наборах чаще преобладает порода ангидрит-доломитового состава.

Наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая распространены преимущественно в отложениях ангарской и литвинцевской свит.

Наиболее полно их особенности наблюдаются в разрезах Западного Прибайкалья, вскрытых в восточной части Илгинской впадины скв. 55-к и 31-к, пробуренных в долине р. Лены.

Скв. 55-к, интервал глубин 1168,6—1167,2 м (нижнеангарская подсвита)

1. Ангидрит серый мелкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью 3—5 мм — 1,2.

Скв. 55-к, интервал глубин 938,4—936,55 м (верхнеангарская подсвита)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из тонких чередующихся ангидритовых и ангидрит-доломитовых слоев — 0,25.
2. Ангидрит глинистый зеленовато-серый листоватый с линзой кремня в кровле — 1,3.

Скв. 55-к, интервал глубин 527,45—524,3 м (верхнелитвинцевская подсвита)

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из тонких (1—4 мм) чередующихся ангидритовых мелкозернистых и глинисто-доломитовых мелкозернистых слоев — 0,5.
2. Ангидрит глинистый зеленовато-серый тонкозернистый — 0,8.

Второй набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев (мощность первых 1—3 мм, вторых — 1—4 мм) — 0,1.
2. Ангидрит желтовато-серый среднезернистый — 0,4.

Третий набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев. Слоистость линзовидная — 0,15.
2. Ангидрит коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,2.

Четвертый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев. Слоистость линзовидная — 0,1.
2. Ангидрит коричневатого-серый — 0,35.

Пятый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев. Слоистость линзовидная — 0,4.
2. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,15.

Скв. 31-к, интервал глубин 1044,0—1043,2 м (основание ангарской свиты)

Первый набор

1. Ангидрит глинистый серый тонкозернистый — 0,3.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая серая, состоящая из чередующихся ангидритовых и доломитовых слоев мощностью 1—3 мм — 0,2.

Второй набор

1. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,1.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся ангидритовых и ангидрит-доломитовых слоев мощностью до 10 мм — 0,2.

На юге Иркутского амфитеатра рассматриваемые наборы наблюдались только среди отложений ангарской свиты в разрезах скв. 1-к и 6-к, пробуренных в Илгинской впадине.

Скв. 1-к, интервал глубин 730,8—730,5 м (нижнеангарская подсвета)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся ангидритовых и ангидрит-доломитовых слоев — 0,15.

2. Ангидрит темно-серый мелкозернистый — 0,15.

Скв. 6-к, интервал глубин 460,5—459,85 м (кровля ангарской свиты)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования ангидрит-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью до 5 мм — 0,4.

2. Ангидрит серый мелкозернистый слоистый тонкоплитчатый — 0,25.

Скв. 6-к, интервал глубин 828,3—828,05 м (нижнеангарская подсвета)

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый полосчатый — 0,1.

2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся ангидритовых и доломитовых слоев мощностью до 10 мм — 0,15.

В северных районах Иркутского амфитеатра наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая встречаются крайне редко. Один из них вскрыт скв. 46-к в средней части ангарской свиты.

Интервал глубин 656,6—655,9 м

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,2.

2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,5.

В Канско-Тасеевской впадине, Нижнем Приангарье, Непско-Ботубинском своде рассматриваемые наборы в составе соленосной формации не установлены.

В связи с тем что в зоне гипергенеза ангидрит гидратируется и замещается гипсом — частично или полностью, породы, содержащие ангидрит, переходят в гипсовые и гипс-ангидритовые. А это, в свою очередь, обуславливает замещение наборов пород ангидрит-доломитового подкласса гипс-ангидрит-доломитовыми и гипс-доломитовыми. Нами такие наборы в самостоятельные подклассы не выделяются. Наиболее часто встречаются эти наборы совместно с наборами вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая, за счет которых они и образованы. В качестве примера такого сонахождения ниже приводится группа наборов из разреза скв. 55-к, залегающая в отложениях литвинцевской свиты.

Интервал глубин 857,8—846,3 м

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из тонких чередующихся ангидритовых и глинисто-доломитовых слоев — 2,5.

2. Ангидрит светло-серый — 2,4.

Второй набор

1. Порода гипс-ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидрит-гипсовых слоев. Мощность доломитовых слоев 1—3 мм, ангидрит-гипсовых — 4—7 мм — 0,5.

2. Ангидрит участками с гипсом светло-серый мелкозернистый — 2,0.

Третий набор

1. Порода гипс-ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся доломитовых и ангидрит-гипсовых слоев, мощностью от 1 до 10, редко до 15 мм — 3,0.

2. Ангидрит алевритистый зеленовато-серый — 0,9.

В целом наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая изменяются по мощности от 0,25 до 1,5 м. В восточной части Илгинской впадины, судя по наборам с гипсом, они могут достигать 4—5 м.

Наборы вида доломит — порода ангидрит-доломитового состава — наиболее распространенные в карбонатно-сульфатном классе. Они встречаются на всей территории распространения соленосной формации.

В Западном Прибайкалье наборы этого вида установлены среди отложений мотской, усольской и бельской свит по разрезу Коркинской скв. 1-р. В среднемотской подсвете наблюдались наборы.

Интервал глубин 2585,4—2583,7 м

1. Доломит-ангидрит тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.
2. Доломит с примесью ангидрита глинистый темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,5.

Интервал глубин 2578,1—2576,9 м

1. Доломит в нижней части слоя глинистый серый тонкозернистый тонко-, среднеплитчатый — 1,1.
2. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый — 0,1.

В вышележащем разрезе подсветы в интервале глубин 2562,1—2559,6 м наблюдались наборы, отличающиеся от описанных соотношением мощностей слагающих пород.

Первый набор

1. Доломит глинистый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.
2. Доломит-ангидрит в нижней части глинистый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,9.

Второй набор

1. Доломит в нижней части глинистый серый среднеплитчатый — 0,4.
2. Доломит-ангидрит светло-серый линзовидно-слоистый, в верхней части тонко-слоистый — 1,0.

В составе усольской свиты рассматриваемый вид наборов распространен по всему разрезу и слагает обычно межсолевые прослои. В нижней части усольской свиты вскрыты в интервале глубин 2238,5—2238,2 м следующие наборы.

Первый набор

1. Доломит глинистый скрытозернистый — 0,05.
2. Доломит-ангидрит серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,15.

Второй набор

1. Доломит глинистый скрытозернистый — 0,08.
2. Доломит-ангидрит серый мелкозернистый тонкоплитчатый — 0,02.

Интервал глубин 2131,1—2129,6 м (кровля осинского горизонта)

1. Доломит глинистый красно-бурый, пятнами зеленый скрытозернистый — 0,4.
2. Доломит-ангидрит светло-серый тонкозернистый — 0,1.

Сообщество из трех наборов встречено в средней части усольской свиты.

Интервал глубин 2000,8—1997,8 м

Первый набор

1. Доломит глинистый тонкозернистый — 0,4.
2. Ангидрит-доломит мелкозернистый тонкоплитчатый — 0,1.

Второй набор

1. Доломит глинистый серый — 0,1.
2. Ангидрит-доломит серый — 1,0.

Третий набор

1. Доломит глинистый серый — 0,4.
2. Ангидрит-доломит глинистый — 1,0.

Три набора наблюдались в верхах усольской свиты.

Интервал глубин 1669,25—1666,3 м

Первый набор

1. Доломит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,05.
2. Доломит-ангидрит серый — 0,1.

Второй набор

1. Доломит в нижней части слоя глинистый темно-серый тонкозернистый — 0,5.
2. Доломит-ангидрит серый — 0,2.

Третий набор

1. Доломит серый в нижней части глинистый скрытозернистый, вверху — мелкозернистый — 1,6.

2. Доломит-ангидрит в верхней части глинистый темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,5.

В бельской свите наборы того же вида встречены в разрезе Коркинской скв. 1-р в подошве нижнебельской и кровле среднебельской подсвиты. В первом случае вскрыт набор.

Интервал глубин 1584,4—1583,8 м

1. Доломит-ангидрит глинистый — 0,4.

2. Доломит темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.

Интервал глубин 1341,9—1341,5 м (кровля среднебельской подсвиты)

1. Доломит-ангидрит глинистый темно-серый — 0,1.

2. Доломит серый тонкоплитчатый волнисто-слоистый — 0,3.

Среди отложений бельской, ангарской и литвинцевской свит наборы вида доломит — порода ангидрит-доломитового состава обнаружены в Западном Прибайкалье по скв. 34-к. В составе верхнебельской подсвиты они пройдены в следующих интервалах.

Интервал глубин 1272,9—1272,6 м

1. Доломит коричневатого-серый тонкоплитчатый волнисто-слоистый — 0,25.

2. Доломит-ангидрит глинистый серый — 0,05.

Интервал глубин 1228,5—1225,6 м

1. Ангидрит-доломит глинистый темно-серый тонкозернистый — 0,3.

2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый, в средней части кремнистый — 2,6.

В ангарской и литвинцевской свитах наборы приурочены обычно к кровле и подошве маркирующих горизонтов. В подошве шестого маркирующего горизонта наблюдался набор.

Интервал глубин 930,8—930,05 м

1. Ангидрит-доломит глинистый серый слоистый — 0,5.

2. Доломит темно-серый плитчатый битуминозный — 0,25.

В верхней части второго маркирующего горизонта встречен набор.

Интервал глубин 512,6—508,4 м

1. Доломит глинистый коричневатого-серый мелкозернистый тонкоплитчатый — 3,5.

2. Доломит-ангидрит серый мелкозернистый — 0,7.

В кровле второго маркирующего горизонта залегает набор.

Интервал глубин 491,4—488,3 м

1. Доломит коричневатого-серый кавернозный с примесью округлых глинисто-галитовых включений — 1,8.

2. Ангидрит-доломит глинистый серый мелкозернистый — 1,3.

В нижней части первого маркирующего горизонта вскрыто сообщество из шести наборов.

Интервал глубин 350,0—345,2 м

Первый набор

1. Ангидрит-доломит глинистый серый тонкоплитчатый — 0,2.

2. Доломит светло-серый мелкозернистый — 0,8.

Второй набор

1. Доломит участками песчанистый светло-серый мелкозернистый — 1,0.

2. Ангидрит-доломит серый мелкозернистый — 0,5.

Третий набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 0,1.
2. Ангидрит-доломит серый — 0,2.

Четвертый набор

1. Доломит светло-серый тонкозернистый — 0,05.
2. Ангидрит-доломит серый среднезернистый тонкоплитчатый — 0,25.

Пятый набор

1. Доломит серовато-коричневатый тонкоплитчатый — 0,05.
2. Ангидрит-доломит серый мелко-, среднезернистый — 0,25.

Шестой набор

1. Доломит с примесью ангидрита темно-серый тонкозернистый битуминозный — 0,8.
2. Доломит-ангидрит участками песчаный серый среднезернистый среднеплитчатый — 0,6.

На юге Иркутского амфитеатра наборы изучались в разрезах, вскрытых скв. 35-к у пос. Кутулик, скв. 1-к, 6-к, 50-к в Илгинской впадине. На севере Иркутского амфитеатра они установлены по разрезам Нижнеилимской скв. 1-о и скв. 46-к (г. Братск), а на территории Непско-Ботубинского свода — скв. 9-и (район трубки «Интернациональная»). В Канско-Тасеевской впадине наборы наблюдались по всему разрезу в скв. 54-к и 57-к, а в Нижнем Приангарье — в составе усольской свиты, вскрытой скв. 58 (железородное месторождение «Огонь»). Описание наиболее характерных наборов из различных частей разреза соленосной формации, встреченных в перечисленных районах, приводится ниже.

Скв. 35-к, интервал глубин 958,5—957,8 м
(верхняя часть усольской свиты)

1. Доломит-ангидрит серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,4.
2. Доломит песчано-глинистый коричневатого-серый тонкозернистый — 0,3.

Скв. 35-к, интервал глубин 743,2—741,4 м
(верхняя часть нижнебельской подсвиты)

1. Доломит с включениями кремней коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 1,2.
2. Ангидрит-доломит с линзами кремней светло-серый тонкозернистый — 0,6.

Скв. 1-к, интервал глубин 1075,0—1073,5 м
(верхнебельская подсвита)

1. Ангидрит-доломит черный — 1,2.
2. Доломит глинистый светло-серый, в нижней части зеленоватого-серый — 0,3.

Скв. 1-к, интервал глубин 1027,3—1024,6 м (верхнебельская подсвита)

Первый набор

1. Ангидрит-доломит глинистый зеленоватого-серый тонкозернистый — 0,1.
2. Доломит серый тонкозернистый — 1,8.

Второй набор

1. Доломит-ангидрит глинистый зеленоватого-серый тонкозернистый — 0,3.
2. Доломит серый и темно-серый тонкозернистый — 0,5.

Скв. 1-к, интервал глубин 952,1—951,5 м
(нижнебулайская подсвита)

1. Ангидрит-доломит темно-серый полосчатый тонкоплитчатый — 0,3.
2. Доломит глинистый с примесью ангидрита серый полосчатый — 0,3.

Скв. 1-к, интервал глубин 854,05—852,7 м (низы ангарской свиты)

1. Ангидрит-доломит глинистый темно-серый линзовидно-слоистый тонкоплитчатый — 0,35.
2. Доломит с примесью ангидрита темно-серый мелкозернистый — 1,0.

Скв. 1-к, интервал глубин 778,25—777,9 м
(средняя часть ангарской свиты)

1. Доломит-ангидрит темно-серый тонкоплитчатый — 0,2.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкоплитчатый — 0,15.

Скв. 1-к, интервал глубин 676,45—673,3 м
(средняя часть ангарской свиты)

Первый набор

1. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый — 2,0.
2. Ангидрит-доломит темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,15.

Второй набор

1. Доломит темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый битуминозный — 0,2.
2. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый — 0,15.

Третий набор

1. Доломит с примесью ангидрита серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,25.
2. Ангидрит-доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 0,4.

Скв. 1-к, интервал глубин 542,85—539,4 м
(верхняя часть ангарской свиты)

Первый набор

1. Доломит глинистый серый, полосчатый тонкоплитчатый — 0,1.
2. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый — 0,5.

Второй набор

1. Доломит светло-серый, пятнистый тонкозернистый битуминозный — 0,45.
2. Ангидрит-доломит глинистый серый мелкозернистый тонкоплитчатый — 0,85.

Третий набор

1. Доломит с кремнистыми линзами светло-серый тонкозернистый пятнистый — 0,45.
2. Доломит-ангидрит глинистый темно-серый тонкоплитчатый — 0,45.

Четвертый набор

1. Доломит послойно-кремнистый светло-серый и серый тонкоплитчатый — 0,30.
2. Доломит-ангидрит темно-серый тонкозернистый разноплитчатый — 0,35.

Скв. 1-к, интервал глубин 427,75—423,9 м
(нижняя часть литвинцевской свиты)

Первый набор

1. Доломит коричневатого-серый тонкоплитчатый — 0,1.
2. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,25.

Второй набор

1. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,9.
2. Доломит-ангидрит глинистый серый скрытозернистый — 0,15.

Третий набор

1. Доломит глинистый с кремнистыми линзами темно-серый тонкоплитчатый — 0,1.
2. Ангидрит-доломит глинистый с кремнистыми линзами серый тонкозернистый — 1,9.

Скв. 1-к, интервал глубин 390,95—386,10 м
(верхняя часть нижнелитвинцевской подсвиты)

Первый набор

1. Доломит-ангидрит светло-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,45.
2. Ангидрит-доломит темно-серый разнозернистый — 0,15.

Второй набор

1. Доломит темно- и коричневатого-серый тонкозернистый разноплитчатый — 2,8.
2. Ангидрит-доломит зеленоватого-серый скрытозернистый — 1,45.

Нижеилымская скв. 1-о, интервал глубин 2196,6—2196,4 м
(подошва нижебельской подсвиты)

1. Ангидрит-доломит зеленоватого-серый тонкозернистый — 0,1.
2. Доломит глинистый светло-серый тонкозернистый — 0,1.

Нижеилымская скв. 1-о, интервал глубин 2120,7—2120,3 м
(верхняя часть нижебельской подсвиты)

1. Доломит зеленовато-серый тонкозернистый брекчированный — 0,2.
2. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый брекчированный — 0,2.

Скв. 46-к, интервал глубин 1288,7—1287,5 м
(верхнебельская подсвета)

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 1,0.
2. Ангидрит-доломит глинистый скрытозернистый листоватый — 0,2.

Скв. 46-к, интервал глубин 1029,8—1026,0 м
(подошва ангарской свиты)

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый битуминозный — 2,6.
2. Доломит-ангидрит мелкозернистый среднеплитчатый — 1,2.

Скв. 46-к, интервал глубин 993,5—989,5 м
(средняя часть нижнеангарской подсветы)

1. Доломит с примесью ангидрита светло-серый среднеплитчатый — 3,6.
2. Доломит-ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,4.

Скв. 46-к, интервал глубин 723,5—723,0 м
(верхнеангарская подсвета)

1. Доломит-ангидрит серый мелкозернистый тонкоплитчатый — 0,1.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,4.

Скв. 46-к, интервал глубин 464,0—461,6 м
(подошва литвинцевской свиты)

1. Доломит с примесью гипса серый тонкозернистый — 1,2.
2. Ангидрит-доломит светло-серый тонкозернистый — 1,2.

Скв. 46-к, интервал глубин 335,3—333,2 м
(верхняя часть литвинцевской свиты)

1. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый — 0,6.
2. Доломит с линзовидными кремнями коричневатого-серый скрытозернистый — 1,5.

Скв. 9-и, интервал глубин 786,2—781,9 м
(верхняя часть нижнеангарской подсветы)

1. Доломит светло-серый тонкозернистый, в нижней части глинистый с примесью ангидрита и галита — 2,8.
2. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 1,5.

Скв. 9-и, интервал глубин 507,2—499,9 м
(кровля верхнеангарской подсветы)

Первый набор

1. Ангидрит-доломит темно-серый — 0,2.
2. Доломит с линзами кремней и примесью ангидрита серый — 0,8.

Второй набор

1. Ангидрит-доломит глинистый с примесью гипса серый тонкозернистый — 0,7.
2. Доломит глинистый серый — 0,5.

Третий набор

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый пятнисто-слоистый толстоплитчатый — 3,4.
2. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 1,7.

Скв. 9-и, интервал глубин 402,8—401,8 м
(средняя часть литвинцевской свиты)

1. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,7.
2. Ангидрит-доломит мелкозернистый толстоплитчатый — 0,3.

Скв. 54-к, интервал глубин 1352,1—1344,4 м
(усольская свита, тринадцатый маркирующий горизонт)

1. Доломит серый волнисто-слоистый — 5,0.
2. Ангидрит-доломит серый — 2,7.

Скв. 54-к, интервал глубин 839,4—839,05 м
(верхняя часть усольской свиты)

1. Доломит-ангидрит глинистый слюдястый серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,25.
2. Доломит в верхней части глинистый темно-серый тонкозернистый — 0,1.

Скв. 57-к, интервал глубин 1427,9—1426,8 м
(нижняя часть нижнебельской подсвиты)

1. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый — 0,05.
2. Доломит глинистый серый тонкозернистый — 1,05.

Скв. 57-к, интервал глубин 1050,8—1050,0 м
(верхнебельская подсвита, нижняя часть)

Первый набор

1. Доломит-ангидрит светло-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,1.
2. Доломит серовато-коричневый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,3.

Второй набор

1. Доломит-ангидрит серый среднеплитчатый — 0,25.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,15.

Скв. 57-к, интервал глубин 783,55—783,05 м
(верхняя часть верхнебельской подсвиты)

1. Ангидрит-доломит серый онколитовый — 0,35.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,15.

Скв. 57-к, интервал глубин 630,6—625,6 м
(подшва нижебулайской подсвиты)

Первый набор

1. Доломит глинистый с примесью ангидрита темно-серый — 0,55.
2. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый — 0,6.

Второй набор

1. Доломит глинистый серый скрытозернистый толстоплитчатый — 3,25.
2. Ангидрит-доломит глинистый серый тонкозернистый — 0,6.

Из приведенных материалов видно, что мощность наборов вида доломит — порода ангидрит-доломитового состава колеблется в широких пределах — от нескольких сантиметров до 4—5 м. Особенности их пространственного размещения следующие: в нижней части соленосной формации (нижне-, среднемотская подсвиты) они установлены в Западном Прибайкалье, на юге Иркутского амфитеатра и востоке Ангаро-Ленского прогиба; в составе усольской свиты наборы максимально развиты в Западном Прибайкалье, на юге и севере Иркутского амфитеатра; в Канско-Тасеевской впадине и Нижнем Приангарье их распространенность уменьшается; на уровне бельской свиты они в наибольшем количестве встречаются в верхней подсвите Западного Прибайкалья и во внутренних и северных районах Иркутского амфитеатра; в булайской свите такие наборы практически отсутствуют; в верхней части соленосной формации (ангарская и литвинцевская свиты) наиболее широко развиты наборы на юге Иркутского амфитеатра, реже встречаются в Западном Прибайкалье, на севере Иркутского амфитеатра, полностью отсутствуют в Канско-Тасеевской впадине и Нижнем Приангарье.

Сообщества, образованные многократным повторением наборов рассматриваемого вида, отмечались неоднократно. Они наблюдались: в Западном Прибайкалье в составе среднемотской подсвиты, в усольской и верхней части литвинцевской свит; на юге Иркутского амфитеатра — в верхнебельской подсвите, верхней и средней частях ангарской свиты, основании верхне- и нижнелитвинцевской подсвит; на севере Иркутского амфитеатра — в кровле усольской свиты; на территории Непско-Ботубинского поднятия — в кровле ангарской свиты; в Канско-Тасеевской впадине — в верхнебельской подсвите. Мощность сообществ не более

5—6 м, а количество входящих в них наборов — 2—3 и лишь в единичных случаях достигает 6.

Наборы вида доломит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая встречаются сравнительно редко, слагая несоляные пласты в соленосных частях разреза. В Западном Прибайкалье такие наборы наблюдались только в отложениях ангарской и литвинцевской свит, вскрытых скв. 55-к. Приведем описание некоторых из них. Для нижнеангарской подсвиты характерны наборы.

Интервал глубин 1134,6—1131,6 м

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью 2—5 мм — 0,6.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый — 0,05.

Второй набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,4.
2. Доломит глинистый темно-серый скрытозернистый — 0,07.

Третий набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из тонких (1—3 мм) чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,5.
2. Доломит глинистый темно-серый — 0,06.

Четвертый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из тонких чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,1.
2. Доломит глинистый темно-серый — 0,02.

Пятый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью до 10 мм — 0,8.
2. Доломит глинистый темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,4.

Интервал глубин 1076,2—1069,3 м

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из неравномерно чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью 0,5—5 мм — 1,2.
2. Доломит с редкими включениями самородной серы, в верхней части слоя — глинистый, в нижней — с примесью галита, порода серая мелкозернистая — 2,25.

Второй набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых (1—3 мм) и ангидритовых (6—10 мм) слоев — 0,4.
2. Доломит глинистый с примесью ангидрита темно-серый тонкозернистый — 0,45.

Третий набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью (1—4 мм) — 0,9.
2. Доломит в верхней части слоя алевритистый серый среднеплитчатый — 1,7.

В отложениях литвинцевской свиты наблюдались такие наборы.

Интервал глубин 844,4—842,2 м

1. Доломит глинистый с примесью ангидрита темно-серый тонкозернистый — 1,5.

2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью от 2 до 10, изредка до 15 мм — 0,7.

Интервал глубин 702,0—700 м

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,9.

2. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 1,1.

Интервал глубин 523,8—523,0 м

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования ангидритовых и глинисто-доломитовых слоев — 0,15.
2. Доломит глинистый светло-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,3.

Второй набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью до 10 мм — 0,1.
2. Доломит глинистый светло-серый среднеплитчатый — 0,25.

На юге Иркутского амфитеатра немногочисленные наборы вида доломит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая вскрыты скв. 35-к в нижнебельской подсветке и скв. 1-к в ангарской свите.

Скв. 35-к, интервал глубин 846,6—844,8 м
(нижняя часть нижнебельской подсветки)

1. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,4.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из неравномерно чередующихся доломитовых коричневатого-серых и ангидритовых серых слоев мощностью от 1 до 10 мм. Наблюдаются включения кремней — 1,4.

Скв. 35-к, интервал глубин 744,0—722,0 м
(верхняя часть нижнебельской подсветки)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет тонкого чередования доломитовых коричневатого-серых и ангидритовых серых слоев — 1,0.
2. Доломит коричневатого-серый, пятнистый мелкозернистый средне-, тонкоплитчатый — 1,0.

Скв. 1-к, интервал глубин 760,7—759,7 м
(нижняя часть ангарской свиты)

1. Доломит с примесью ангидрита серый тонкозернистый — 0,4.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет неравномерного чередования ангидритовых, ангидрит-доломитовых и доломитовых слоев. Мощность слоев до 10 мм — 0,6.

Скв. 1-к, интервал глубин 679,7—679,35 м
(средняя часть ангарской свиты)

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый средне-, толстоплитчатый — 0,3.
2. Порода ангидрит-доломитового состава, состоящая из чередующихся доломит-ангидритовых и ангидрит-доломитовых слоев мощностью до 10 мм — 0,05.

Скв. 1-к, интервал глубин 610,2—609,5 м
(верхняя часть ангарской свиты)

1. Доломит глинистый с примесью ангидрита тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,25.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования доломит-ангидритовых слоев — 0,45.

На севере Иркутского амфитеатра единичные наборы того же вида в отложениях усольской свиты вскрыты Нижнеилимской скв. 1-о, верхнебельской подсветки — скв. 46-к, а в отложениях ангарской свиты, где распространены более широко, — скв. 46-к.

Скв. 1-о, интервал глубин 2400,3—2395,4 м (усольская свита)

1. Доломит глинистый серый тонкозернистый среднеплитчатый — 3,3.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся ангидритовых и глинисто-доломитовых слоев мощностью до 10 мм — 1,6.

Скв. 46-к, интервал глубин 1241,3—1240,6 м (бельская свита)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью до 10 мм — 0,5.
2. Доломит глинистый серый, скрытозернистый листоватый — 0,2.

Скв. 46-к, интервал глубин 1024,8—1006,7 м
(нижняя часть ангарской свиты)

Первый набор

1. Доломит-коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,1.

2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью 3—8 мм — 0,7.

Второй набор

1. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый — 1,8.

2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,5.

Выше залегает набор вида ангидрит — доломит мощностью 2,3 м, а непосредственно над ним набор.

1. Доломит коричневатого-серый среднеплитчатый — 1,6.

2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет тонкого (2—3 мм) чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,7.

Далее вверх по разрезу располагается набор вида ангидрит — породе ангидрит-доломитового состава мощностью 2,1 м, выше которого залегает серия из трех наборов.

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью до 10 мм — 1,9.

2. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 3,0.

Второй набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью 7—8 мм — 0,3.

2. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый среднеплитчатый — 0,1.

Третий набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет тонкого чередования глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев — 0,2.

2. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый тонкозернистый — 1,7.

На территории Непско-Ботубинского свода наборы вида доломит — породе доломит-ангидритового состава слоистая крайне редки. Они изучались по скв. 9-н в средней части ангарской свиты.

Интервал глубин 757,0—755,7 м

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью до 10 мм — 0,1.

2. Доломит с примесью кристаллов ангидрита коричневатого-серый тонкоплитчатый — 1,2.

В Канско-Тасеевской впадине наборы этого вида наблюдались в верхней части бельской и нижней части ангарской свит в разрезе скв. 57-к.

Интервал глубин 638,65—637,45 м (кровля бельской свиты)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования серых глинисто-доломитовых и ангидритовых светло-серых слоев мощностью до 10 мм — 0,55.

2. Доломит с примесью ангидрита глинистый коричневатого-красный, в кровле песчаный зеленоватого-серый — 0,65.

Интервал глубин 538,9—537,4 м (нижняя часть ангарской свиты)

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет тонкого чередования доломитовых коричневатого-бурых и ангидритовых серых слоев — 0,9.

2. Доломит с примесью ангидрита глинистый коричневатого-бурый скрытозернистый среднеплитчатый — 0,6.

Интервал глубин 486,15—484,35 м (нижняя часть ангарской свиты)

Первый набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся глинисто-доломитовых и ангидритовых серых слоев мощностью 5—8 мм — 0,1.

2. Доломит глинистый красно-бурый скрытозернистый — 0,1.

Второй набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет чередования серых глинисто-доломитовых (до 2—3 мм) и ангидритовых (5—8 мм) слоев — 0,7.

2. Доломит глинистый бурый тонкоплитчатый — 0,2.

Третий набор

1. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из чередующихся серых глинисто-доломитовых и ангидритовых слоев мощностью 5—10 мм — 0,15.
2. Доломит глинистый с примесью ангидрита красно-бурый, скрытозернистый среднеплитчатый — 0,55.

На основе имеющихся данных можно заключить, что наборы вида доломит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая распространены в верхней половине соленосной формации среди отложений усольской, бельской, ангарской и литвинцевской свит. Мощность наборов колеблется в пределах от 0,1 до 5,0 м.

Наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава — доломит наблюдаются среди отложений усольской, ангарской, литвинцевской свит и верхнебельской подесвиты. Ниже приводится характеристика наборов, встречающихся в различных частях разреза соленосной формации.

В Западном Прибайкалье в разрезе Коркинской скв. 1-р в нижней части усольской свиты вскрыт набор.

Интервал глубин 2210,8—2210,0 м

1. Доломит серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,48.
2. Ангидрит-доломит серый мелкозернистый — 0,02.
3. Ангидрит темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,3.

Интервал глубин 1930,05—1926,6 м

Первый набор

1. Ангидрит светло-серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,2.
2. Доломит-ангидрит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.
3. Доломит глинистый зеленовато-серый скрытозернистый — 0,4.

Второй набор

1. Ангидрит светло-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,05.
2. Ангидрит-доломит темно-серый тонкозернистый — 2,1.
3. Доломит светло-серый — 0,6.

Наборы этого вида в отложениях верхнебельской подесвиты изучены в Западном Прибайкалье по скв. 31-к.

Интервал глубин 1259,7—1254,7 м

Первый набор

1. Доломит темно-серый скрытозернистый битуминозный — 0,3.
2. Доломит-ангидрит глинистый — 0,1.
3. Ангидрит глинистый серый тонкоплитчатый — 0,4.

Второй набор

1. Ангидрит темно-серый мелкозернистый — 0,9.
2. Ангидрит-доломит светло-серый — 1,2.
3. Доломит серый скрытозернистый — 2,1.

В отложениях ангарской свиты наборы рассматриваемого вида наблюдались в скв. 55-к, пробуренной в северо-восточной части Илгинской впадины, в долине р. Тутура.

Интервал глубин 942,2—940,6 м

1. Ангидрит с прожилками и включениями гипса серый — 0,8.
2. Ангидрит-доломит серый — 0,4.
3. Доломит песчанистый светло-серый мелкозернистый — 0,4.

На юге Иркутского амфитеатра такие наборы широко распространены в верхней и нижней частях разреза соленосной формации. Опишем несколько наборов, вскрытых на различных стратиграфических уровнях в районе пос. Кутулик (скв. 35-к) и в Илгинской впадине (скв. 1-к).

Скв. 35-к, интервал глубин 920,5—916,8 м (усольская свита)

1. Ангидрит с включениями гипса глинистый зеленовато-серый, в верхней части темно-серый — 2,0.
2. Ангидрит-доломит серый мелкозернистый — 1,2.
3. Доломит алевритистый зеленовато-серый среднеплитчатый — 0,5.

Скв. 1-к, интервал глубин 1024,1—1019,8 м (верхнебельская подсвита)

1. Ангидрит серый среднезернистый — 2,4.
2. Ангидрит-доломит темно-серый — 0,7.
3. Доломит темно- и коричневатого-серый — 1,2.

Скв. 1-к, интервал глубин 824,15—821,45 м (ангарская свита)

1. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 2,45.
2. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый — 0,1.
3. Ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,15.

Скв. 1-к, интервал глубин 830,4—828,0 м (ангарская свита)

1. Ангидрит темно-серый тонко-, мелкозернистый — 1,6.
2. Ангидрит-доломит серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,6.
3. Доломит глинистый зеленоватого-серый тонкозернистый — 0,2.

Скв. 1-к, интервал глубин 432,65—430,4 м (литвинцевская свита)

1. Доломит светло-серый тонкозернистый средне-, тонкоплитчатый — 1,45.
2. Ангидрит-доломит глинистый тонкоплитчатый — 0,5.
3. Ангидрит зеленоватого-серый и серый, пятнистый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,3.

Исключительно редко наборы рассматриваемого вида встречаются на севере Иркутского амфитеатра, в Канско-Тасеевской впадине и на территории Непско-Ботуобинского свода. В изученных разрезах Нижнеилимской скв. 1-о, калиепоисковых скв. 54-к, 57-к (Канско-Тасеевская впадина) и 46-к (г. Братск) они наблюдались в единичных случаях на тех же стратиграфических уровнях, что и на юге амфитеатра.

Скв. 1-о, интервал глубин 2278,05—2275,2 м (усольская свита)

1. Ангидрит светло-серый — 0,75.
2. Доломит-ангидрит зеленоватого-серый листоватый — 1,7.
3. Доломит темно-серый скрытозернистый тонкоплитчатый — 0,4.

Скв. 1-о, интервал глубин 1841,1—1839,9 м (верхнебельская подсвита)

1. Ангидрит с включениями гипса голубоватого-серый — 0,1.
2. Ангидрит-доломит светло-серый мелкозернистый — 0,8.
3. Доломит коричневатого-серый мелкозернистый — 0,3.

Скв. 46-к, интервал глубин 343,7—342,6 м (литвинцевская свита)

1. Доломит коричневатого-серый — 0,3.
2. Доломит-ангидрит светло-серый мелкозернистый — 0,2.
3. Ангидрит голубоватого-серый мелкозернистый — 0,6.

Скв. 54-к, интервал глубин 915,0—913,8 м (усольская свита)

1. Доломит темно-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,55.
2. Доломит-ангидрит серый толстоплитчатый — 0,3.
3. Ангидрит светло-серый тонкозернистый линзовидно-слоистый — 0,35.

Скв. 57-к, интервал глубин 472,75—469,5 м (ангарская свита)

1. Доломит серый скрытозернистый кавернозный — 2,35.
2. Ангидрит-доломит серый глинистый — 0,45.
3. Ангидрит серый мелкозернистый — 0,45.

Таким образом, наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава — доломит распространены на всей территории развития соленосной формации, наиболее часто встречаются в южных районах Иркутского амфитеатра. Приурочены преимущественно к усольской, ангарской и литвинцевской свитам. Мощность наборов колеблется в пределах от 0,5 до 4—5 м.

Наборы вида ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая — доломит в настоящее время установлены в верхней части соленосной формации в составе ангарской и литвинцевской свит. Наблюдались они в Западном Прибайкалье, в центральных районах Иркутского амфитеатра и в Канско-Тасеевской впадине. Достаточно типичны наборы, вскрытые скв. 55-к в Западном Прибайкалье, в долине р. Тутура.

Интервал глубин 1162,0—1159,0 м (ангарская свита)

1. Ангидрит с примесью глины темно-серый слоистый тонкозернистый — 1,1.
2. Порода ангидрит-доломитового состава неравномерно слоистая, состоящая из чередующихся ангидритовых зеленовато-серых и глинисто-доломитовых серых слоев мощностью до 10 мм — 1,4.
3. Доломит глинистый черный тонкозернистый неяснослоистый — 0,5.

В основании литвинцевской свиты вскрыта серия, состоящая из двух наборов.

Интервал глубин 802,8—792,5 м

Первый набор

1. Доломит песчаный зеленовато-серый участками слоистый среднеплитчатый — 2,9.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из тонких (1—3 мм) глинисто-доломитовых темно-серых листоватых и ангидритовых с примесью гипса светло-серых слоев — 2,8.
2. Ангидрит песчаный зеленовато-серый среднезернистый среднеплитчатый — 0,8.

Второй набор

1. Доломит с примесью ангидрита алевролитовый серый мелкозернистый — 2,4.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, состоящая из слоев (1—10 мм) глинисто-доломитовых и ангидритовых — 0,6.
3. Ангидрит с примесью доломита и глины серый среднезернистый — 0,8.

В других районах Иркутского амфитеатра наборы вскрыты скв. 1-к, пробуренной в западной части Илгинской впадины, скв. 57, пройденной в Канско-Тасеевской впадине в районе Троицко-Михайловского вала.

Скв. 1-к, интервал глубин 852,7—851,45 м (ангарская свита)

1. Ангидрит с примесью доломита и глины серый мелкозернистый толстоплитчатый — 0,25.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая за счет частого чередования ангидритовых и доломитовых слоев — 0,8.
3. Доломит светло-серый скрытозернистый тонкоплитчатый — 0,2.

Скв. 57-к, интервал глубин 474,6—473,5 м (ангарская свита)

1. Ангидрит глинистый зеленовато-серый тонкоплитчатый — 0,3.
2. Порода ангидрит-доломитового состава слоистая, сложенная ангидритовыми светло-серыми и глинисто-доломитовыми темно-серыми слоями мощностью от 2—3 до 10 мм — 0,5.
3. Доломит серый тонкозернистый тонко-, среднеплитчатый — 0,3.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что наборы рассматриваемого вида встречаются крайне редко; в Западном Прибайкалье они, по-видимому, приурочены к окраинной зоне соленосной формации, протягивающейся в виде узкой полосы вдоль периферии Иркутского амфитеатра на границе с карбонатной формацией кембрия. Мощность наборов колеблется от 1,0—1,5 до 5,0 м.

Наборы вида ангидрит — доломит — известняк встречаются в соленосной формации, как правило, в переходных участках разрезов между соленосными и карбонатными свитами. Наиболее часто они наблюдались в верхах усольской и в нижней части бельской свит, в кровле среднебельской и в подошве верхнебельской подсвит.

В Западном Прибайкалье наборы этого вида пройдены Коркинской скв. 1-р в основании бельской свиты.

Интервал глубин 1563,2—1559,6 м

1. Известняк темно-серый, в нижней части слоя пятнистый тонкозернистый средне-, тонкоплитчатый — 2,0.
2. Доломит серый мелкозернистый среднеплитчатый, в кровле волнисто-слоистый — 0,3.
3. Ангидрит темно-серый среднезернистый — 1,3.

Интервал глубин 1595,6—1593,4 м

Первый набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,1.
2. Доломит серый тонкозернистый — 0,1.
3. Ангидрит глинистый светло-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,2.

Второй набор

1. Известняк темно-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 1,5.
2. Доломит серый среднеплитчатый — 0,1.
3. Ангидрит светло-серый среднеплитчатый — 0,2.

На юге Иркутского амфитеатра наборы изучались в верхах усольской и низах бельской свит по скв. 35-к, в основании верхнебельской подсвиты, а также в ангарской и литвинцевской свитах по скв. 1-к.

Скв. 35-к, интервал глубин 1102,2—1100,3 м
(верхняя часть усольской свиты)

1. Известняк серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,9.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый — 0,7.
3. Ангидрит глинистый светло-серый — 0,3.

Интервал глубин 1090,4—1087,0 м (верхняя часть усольской свиты)

1. Известняк серый мелкозернистый с включениями кальцита — 0,4.
2. Доломит глинистый с примесью гипса зеленовато-серый — 2,0.
3. Ангидрит глинистый зеленовато-серый — 1,0.

Интервал глубин 857,0—853,8 м (основание бельской свиты)

1. Ангидрит в нижней части глинистый светло-серый листоватый — 1,0.
2. Доломит глинистый зеленовато-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,4.
3. Известняк коричневатого-серый, пятнистый мелкозернистый — 1,8.

Интервал глубин 788,2—785,0 м (нижняя часть бельской свиты)

1. Ангидрит с включениями кремней коричневатого-серый мелкозернистый — 0,2.
2. Доломит с примесью ангидрита глинистый серый тонкозернистый — 0,4.
3. Известняк с примесью ангидрита коричневатого-серый мелкозернистый пятнистый — 2,6.

Скв. 1-к, интервал глубин 715,95—715,6 м
(ангарская свита, пятая соленосная пачка)

1. Ангидрит темно-серый тонкозернистый тонкоплитчатый — 0,25.
2. Доломит серый битуминозный брекчированный — 0,05.
3. Известняк темно-серый тонкоплитчатый — 0,05.

Интервал глубин 703,5—703,35 м
(ангарская свита, пятнистая соленосная пачка)

1. Известняк коричневатого-серый тонкозернистый — 0,02.
2. Доломит коричневатого-серый скрытозернистый — 0,13.
3. Ангидрит темно-серый мелкозернистый битуминозный — 0,1.

Интервал глубин 659,6—658,7 м
(ангарская свита, пятый маркирующий горизонт)

1. Ангидрит темно-серый толстоплитчатый — 0,25.
2. Доломит серовато-коричневый тонкозернистый толстоплитчатый, в подошве волнисто-слоистый — 0,35.
3. Известняк серый и светло-коричневый тонко-, мелкозернистый слоистый битуминозный — 0,3.

Интервал глубин 287,4—286,0 м
(литвинцевская свита, первый маркирующий горизонт)

1. Известняк серый мелкозернистый среднеплитчатый — 0,7.
2. Доломит с примесью ангидрита и ливзами кремней светло-серый тонкозернистый — 0,6.
3. Ангидрит серый тонкозернистый — 0,1.

На севере Иркутского амфитеатра рассматриваемые наборы в единичных случаях отмечались в разрезе Нижнеилимской скв. 1-о в отложениях ниже- и среднебельской подсвит.

Скв. 1-о, интервал глубин 2167,0—2162,1 м
(нижняя часть нижнебельской подсвиты)

Первый набор

1. Известняк темно-серый мелко- и среднезернистый — 1,4.
2. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый полосчатый — 0,8.
3. Ангидрит с примесью доломита темно-серый тонкоплитчатый — 0,25.

Второй набор

1. Известняк темно-серый мелкозернистый толстоплитчатый — 1,6.
2. Доломит с примесью ангидрита коричневатого-серый — 0,05.
3. Ангидрит с примесью доломита и глины светло-серый скрытозернистый — 0,8.

Скв. 1-о, интервал глубин 1910,2—1907,8 м
(кровля среднебельской подсвиты)

1. Ангидрит голубовато-серый мелкозернистый — 0,1.
2. Доломит коричневатого-серый тонкозернистый — 1,8.
3. Известняк темно-серый мелкозернистый — 0,5.

На территории Непско-Ботубинского свода наборы вида ангидрит — доломит — известняк были вскрыты в отложениях ангарской свиты скв. 9-и, где приурочены к 3—5 маркирующим горизонтам ангарской свиты.

Скв. 9-и, интервал глубин 762,1—759,0 м (пятый маркирующий горизонт)

Первый набор

1. Ангидрит серый скрытозернистый толстоплитчатый — 1,1.
2. Доломит глинистый коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,5.
3. Известняк коричневатого-серый тонкозернистый толстоплитчатый битуминозный — 1,3.

Скв. 9-и, интервал глубин 765,65—763,6 м
(пятый маркирующий горизонт)

1. Известняк светло-коричневый тонкозернистый тонкоплитчатый — 1,3.
2. Доломит с лизами ангидрита коричневатого-серый полосчатый — 0,5.
3. Ангидрит серый тонкозернистый толстоплитчатый — 0,25.

Скв. 9-и, интервал глубин 726,2—720,8 м
(четвертый маркирующий горизонт)

1. Известняк коричневатого-серый, полосчатый разнозернистый толстоплитчатый — 3,1.
2. Доломит коричневатого-серый скрытозернистый слоистый толстоплитчатый — 1,8.
3. Ангидрит зеленоватого-серый тонкозернистый среднеплитчатый — 0,5.

Исключительно редко наборы этого вида встречаются в Канско-Тасеевской впадине, где они наблюдались по разрезу скв. 57-к в бельской свите.

Интервал глубин 1050,0—1047,2 м
(нижняя часть верхнебельской подсвиты)

1. Известняк темно-серый тонкозернистый битуминозный — 1,55.
2. Доломит серовато-коричневый тонкозернистый — 0,95.
3. Ангидрит серый листоватый тонкозернистый — 0,3.

В целом для наборов вида ангидрит — доломит — известняк можно отметить следующие особенности их размещения в соленосной формации кембрия Сибирской платформы:

распространены они в верхней части формации в стратиграфическом интервале от верхов усольской до первого маркирующего горизонта литвинцевской свиты;

только в составе нижнебельской подсвиты наборы распространены на всей территории развития соленосной формации;

в среднебельской подсвите (преимущественно в верхней ее части) они наблюдались преимущественно на юге и севере, а в верхнебельской — на севере Иркутского амфитеатра;

в нижнеангарской подсвите наборы установлены в верхней части разреза и распространены на юге Иркутского амфитеатра и на территории Непско-Ботуобинского свода вблизи г. Мирного. Мощность наборов изменяется от первых десятков сантиметров до 3—4 м.

В целом наборы карбонатно-сульфатного класса наиболее многочисленны. Они достаточно четко подразделяются на три группы: 1) образующие сообщества из многократно повторяющихся наборов; 2) образующие сообщества из двух- или трехкратного повторения наборов; 3) встречающиеся поодиночке. В первую группу входят следующие наборы видов: ангидрит — доломит, ангидрит глинистый — доломит, ангидрит — доломит глинистый, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая, доломит — порода ангидрит-доломитового состава, доломит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая. Во вторую включают наборы вида: ангидрит — известняк, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава — доломит, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая — доломит, ангидрит — доломит — известняк. К третьей относится набор вида ангидрит — доломит — доломит глинистый.

Большинство наборов карбонатно-сульфатного класса приурочены к верхней половине соленосной формации, охватывающей разрез, начиная с усольской свиты, но некоторые отмечены только в верхней части формации среди отложений ангарской и литвинцевской свит. Это наборы следующих видов: ангидрит глинистый слоистый — доломит, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая, доломит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая, ангидрит — порода ангидрит-доломитового состава слоистая — доломит. Перечисленные наборы характеризуются присутствием слоистых пород, которые наиболее широко развиты в ангарской свите на юге Иркутского амфитеатра и в Западном Прибайкалье. Наборы вида ангидрит — доломит — доломит глинистый имеют повсеместное распространение, хотя встречаются они, как правило, поодиночке. Во внутренних соленосных районах Сибирской платформы широко развиты наборы вида ангидрит — доломит, а в Канско-Тасеевской впадине — ангидрит — доломит глинистый.

ЛИТЕРАТУРА

- Айнemar А. И. Элементарные породные ассоциации (парагенерации) как однородные геологические совокупности и математическое моделирование процессов их образования. — В кн.: Геологические формации. (Тез. докл.). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1968, с. 29—32.
- Басков Е. Л., Васильев В. И., Драгунов В. И. и др. Изучение уровней организации. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л.: Недра, 1971, с. 116—198.
- Боровиков А. М., Громин В. И. Симметрия, среда и индивид применительно к геологическим формациям. — В кн.: Симметрия структур геологических тел. (Тез. докл.). М.: Наука, 1976, с. 97—98.
- Васильев В. И. Некоторые понятия формационного анализа. — В кн.: Геологические формации. (Тез. докл.). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1968, с. 27—29.
- Громин В. И. О структуре геологических формаций. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск: изд. ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 86—90.
- Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации веществ. — В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Вып. 1. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1965, с. 55—68.
- Драгунов В. И. К терминологии формационных подразделений. — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л.: Недра, 1966, с. 36—47.
- Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях. — В кн.: Геологические формации. (Тез. докл.). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1968, с. 21—27.
- Драгунов В. И. Учение о формациях. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л.: Недра, 1971, с. 153—163.
- Драгунов В. И. Геологические формации. — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1973. — 24 с.
- Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности. — М.: Наука, 1965, с. 59—99.
- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. — Сов. геология, 1966, № 2, с. 32—45.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. — М.: Недра, 1974, с. 392.

- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 7—79.
- Жарков М. А., Чечель Э. И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Общая характеристика кембрийских отложений и карбонатная формация Ангаро-Ленского прогиба. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. — 240 с.
- Жаркова Т. М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976а. — 304 с.
- Жаркова Т. М. Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии. — В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976б, с. 20—30.
- Жаркова Т. М. Классификация пород соленосных формаций. — В кн.: Основные проблемы соленаккумуляции. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981, с. 168—186.
- Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Иерархия геологических тел — теоретическая основа геологии. — В кн.: Иерархия геологических тел. Хабаровск: Хабаровск. кн. изд-во, 1977, с. 542—564.
- Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 128 с.
- Круть И. В. К состоянию учения о геологических формациях. — Вопросы философии, 1968, № 7, с. 89—120.
- Круть И. В. Исследование оснований теоретической геологии. — М.: Наука, 1973. — 208 с.
- Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. — Л.: Гостоптехиздат, 1963. — 346 с.
- Чечель Э. И., Машович Я. Г., Гилев Ю. Г. Закономерности строения соленосных отложений кембрия юга Сибирской платформы. — М.: Недра, 1977. — 144 с.

Г. Н. Шатилов

АССОЦИАЦИИ ПОРОД ОРГАНОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕГО СИЛУРА, НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА ГОРНОГО АЛТАЯ И САЛАИРА

На территории Горного Алтая и Салаира органогенные карбонатные комплексы распространены в пределах Салаирского и Ануйско-Чуйского каледонско-герцинских складчатых сооружений и в пределах Суенгинско-Аламбайской средне-верхнепалеозойской впадины (рис. 1), где они приурочены к верхнесилурийско-нижне- и среднедевонскому структурному этажу, сформированному в наложенную геосинклинальную стадию развития регионов [Фосфоритоносные формации..., 1972].

В Ануйско-Чуйском складчатом сооружении они располагаются в северо-западной части в пределах Ануйской линейно-складчатой зоны. Карбонатные комплексы здесь приурочены к отдельным грабенообразным структурам, наиболее крупная из которых — Сибирячихинская грабен-синклиналь.

В пределах Салаирского складчатого сооружения они распространены в центральной и восточной линейно-складчатых зонах. В центральной зоне карбонатные комплексы приурочены к крупной Верхнебердской грабен-синклинали либо находятся в пределах полей развития нижнесилурийских отложений в узких тектонических клиньях, а в восточной — к узкой полосе развития терригенных и карбонатных пород верхнего силура, нижнего и среднего девона, протягивающейся на многие километры параллельно восточной границе складчатого сооружения. Карбонатные комплексы здесь располагаются либо в пределах крупных моноклиналей; либо приурочены к крыльям простых антиклинальных или ядерным частям синклинальных структур.

В пределах Суенгинско-Аламбайской впадины карбонатные комплексы выступают в эрозионных «окнах» среди толщи песчано-сланцевых верхнедевонских — нижнекарбонатовых пород или вскрываются скважинами.

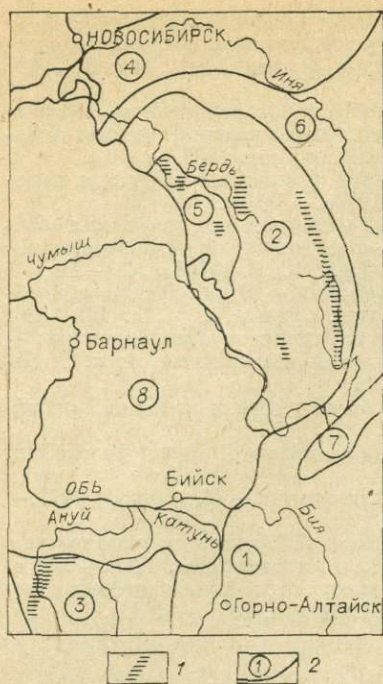


Рис. 1. Схема распространения органогенных карбонатных отложений верхнего силура, нижнего и среднего девона на территории Горного Алтая и Салаира.

1 — органогенные карбонатные отложения; 2 — тектонические структуры и их номер; 1—4 — складчатые сооружения: 1 — Катунско-Кадринское салаирско-каледонское, 2 — Салаирское и 3 — Ануйско-Чуйское каледонско-герцинские, 4 — Колывань-Томское герцинское; 5—8 — впадины: 5 — Суенгинско-Аламбайская средневерхнепалеозойская, 6 — Кузнецкая верхнепалеозойская, 7—8 — мезо-кайнозойские: Нениско-Чумышская (7), Бийско-Барнаулская (8).

Органогенные карбонатные комплексы отличаются по своему составу, строению, форме, размерам и положению среди окружающих осадочных толщ. При изучении карбонатных комплексов главное внимание нами уделялось их расчленению на однородные части и выяснению пространственного положения этих частей относительно друг друга в пределах комплексов. Для решения этой задачи необходимо было выделить основные разновидности кар-

бонатных пород, разработать классификацию и понять закономерности размещения в пределах комплексов. В свою очередь, для установления основных разновидностей карбонатных пород нужно было выделить и типизировать компоненты, слагающие эти породы. Таким образом, при изучении органогенных карбонатных комплексов был проведен последовательный цикл исследований, включающий выделение и типизацию компонентов карбонатных пород, разработку классификации карбонатных пород, изучение парагенезов пород и установление ассоциаций.

ТИПЫ ПОРОД КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

В сложении органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира принимают участие крупные карбонатные и терригенные группы осадочных пород, из которых лишь карбонатные имеют существенное значение. Терригенные обычно появляются в периферийных частях карбонатных комплексов.

Изучением карбонатных пород верхнего силура, нижнего и среднего девона этих регионов в связи с обилием органических остатков, приуроченных к ним, занимались многие исследователи, проводившие палеонтолого-стратиграфические, геолого-съёмочные и геолого-разведочные работы [Елкин, 1968; Ивановский, Кульков, 1974; Краснов и др., 1974; Кульков, 1963; Миронова и др., 1974; Нагорский, 1945; Нагорский и др., 1958; Подрядчиков, Мамлин, 1979; Ржонсницкая, 1968; и др.]. Они выделяли органогенные, органогенно-обломочные, копрогенные, рифогенные и другие разновидности карбонатных пород, но систематических исследований, посвященных этому вопросу, не проводилось.

Интересно подошли к изучению проблемы В. И. Краснов и С. А. Степанов [1983], которые указывали на невозможность изучения органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая без хорошо разработанной классификации пород. Эти исследователи считают, что классификация должна отражать «...взаимоотношение матрикса и обломочной компоненты, наличие или отсутствие ила, упаковку карбонатных обломков, тип органогенного каркаса и т. п.», т. е. емкость термина должна включать петрографические, седименто-

логические и гидродинамические параметры» [Краснов, Степанов, 1983, с. 21—22]. По их мнению, «...такая классификация должна быть согласована с классификацией фаций, определяющей положение каждой литофации в разрезе органогенной постройки» (Там же, с. 22).

Эти авторы считают, что классификационная схема Р. Данхема [Уилсон, 1980] удовлетворяет всем приведенным требованиям. Опираясь на эту схему, исследователи изучили Шипунихинский карбонатный комплекс Горного Алтая. В его пределах они выделяют следующие разновидности известняков: пелитоморфные, комковатые, микрофитолитовые, пеллетовые, скелетные, энкринитовые, ланцикуловые и ряд других.

Предлагаемая нами классификация пород органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира приведена в табл. 1.

Группа карбонатных пород представлена только известняками, которые иногда содержат глинистый терригенный материал. Глинистые разновидности известняков обычно приурочены к периферийным частям карбонатных комплексов. Цвет известняков меняется от серого, светло-серого и кремового до темно-серого и черного. В текстурном отношении они подразделяются на массивные и слоистые. Слоистые известняки по мощности слоев делятся на тонко- (менее 10 см), средне- (10—30 см), толсто- (30—50 см) и грубослоистые (более 50 см).

Известняки, слагающие органогенные карбонатные комплексы, очень разнообразны, что обусловлено присутствием различных карбонатных компонентов, участвующих в их сложении. Главные компоненты, определяющие структуру известняков, делятся на морфолого-генетические классы: 1) органических остатков, 2) комков и сгустков, 3) инкрустационных образований и 4) микритов.

Органические остатки, возникшие преимущественно благодаря секреторному выделению карбоната кальция внутри тканей животных организмов, в известняках находятся либо в прижизненном положении, либо в форме угловатых или окатанных обломков, имеющих различную степень сохранности. Последняя варьирует в широких пределах: от почти целых ненарушенных скелетных образований до мельчайших фрагментов. В групповом отношении они представлены табулятами, строматопоратами, ругозами, гелиолитоидеями, криноидеями, амфипорами, мшанками, различными водорослями, брахиоподами, гастроподами и остракодами.

Комки и сгустки — это обычно округлые карбонатные частицы, сложенные микрзернистым кальцитом. Различия между ними в значительной мере условные: первые имеют четкие, вторые — расплывчатые контуры. Аналогичные образования в англо-американской литературе называются пеллетами [Толковый словарь..., 1978]. Образование комков и сгустков может происходить в результате различных процессов.

М. С. Швецов [1948] полагает, что они могут представлять хорошо окатанные сингенетические обломочки полужатвердевшего ила, комочки хемогенного осадка CaCO_3 , продукты грануляции оолитовых зерен, в которых уничтожены следы концентров, и, наконец, фекалии мелких организмов.

В. П. Маслов [1955] среди них различает: копролиты (фекальные образования); сгустки, которые по его мнению могут возникать в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей, иметь чисто химическое происхождение или образовываться в результате механического налипания сгустков вокруг некоторых центров; обломки карбонатных пород.

З. А. Журавлева [1964] подобные образования называет катаграфиями — органическими остатками, возникшими главным образом в результате жизнедеятельности водорослей отлагающих карбонат в виде скоплений между своими нитями или ветвями. Кроме того, часть из них, по ее мнению, может быть результатом жизнедеятельности плоядных животных — копролитами.

К аналогичным выводам приходит И. К. Королюк [1966], которая относит многие из этих образований к органическим остаткам явно био-

Классификация пород органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира

Группа	Тип	Надкласс	Класс	Подкласс	Разновидность
Карбонатная	Известняковый	Однокомпонентный	Детритовый	Угловато-детритовый	Грубо-, крупно-, средне-, мелкодетритовая
				Окатанно-детритовый	Грубо-, крупно-, среднетритовая
			Комковатый	—	Средне-, мелкокомковатая
			Микритовый	—	
		Двухкомпонентный	Комковато-детритовый	—	Среднекомковато-крупно-грудетритовая
			Микриво-детритовый	—	Микриво-разнодетритовая
			Детриво-комковатый	—	Средне-крупнодетриво-среднекомковатая
				—	Мелко-среднетриво-мелкокомковатая
			Микриво-комковатый	—	Микриво-мелкокомковатая
			Детриво-микривый	—	Разнодетриво-микривая
			Комковато-микривый	—	Мелкокомковато-микривая
			Сгустково-микривый	—	Мелкоsgустково-микривая
			Инкруптационно-микривый	—	—
			Микриво-инкруптационный	—	—
Терригенная	Аргиллитовый	—	—	—	
	Алевритовый	—	—	—	
	Песчаниковый	—	—	—	

генного (водорослевого) происхождения — микрофитолитам. Некоторые из них, по мнению И. К. Корольук, возможно, — копролиты, следы ползания и прочих образований животных.

Несколько иначе представляет себе образование комков Н. Д. Решетных [1959], считающий, что комковатые известняки карбона Донбасса

возникли в результате частичного растворения более консолидированных известковых осадков во время диагенеза.

Т. М. Жаркова [1976] на основе изучения карбонатных пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы, содержащих комки и сгустки, приходит к выводу, что эти породы — структурные аналоги пеллетовых осадков лагун Персидского залива.

Сходные образования, формирующие слабосцементированные карбонатные осадки, широко распространены на мелководье Бол. Багамской банки [Illing, 1954; Purdy, 1963a, b]. Они представлены тремя типами частиц: фекальными пеллетами, иловыми агрегатами, агрегатами пеллет и иловых агрегатов.

Однако вопрос об условиях образования комков и сгустков в конкретных случаях можно решить однозначно. К таковым, по-видимому, относится образование комков и сгустков, принимающих участие в формировании некоторых известняков органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира, которые произошли в результате грануляции (микритизации) детрита. Об этом можно судить по постепенным переходам от окатанного детрита с отчетливой внутренней органической структурой через частично гранулированный детрит с расплывчатой органической структурой к комочкам, у которых полностью отсутствует внутренняя органическая структура, а комочки нацело сложены микрозернистым кальцитом.

Процессы грануляции в большей степени связаны с деятельностью растительных камнеточцев [Bathurst, 1964, 1966], они заключаются в выделении микрокристаллического карбоната кальция (микрита) в полостях, пробуренных этими организмами. Современная грануляция происходит главным образом в тропических и субтропических условиях, например, на Багамских островах, в Персидском заливе, на Бермудских островах, Ямайке, Кубе, а также в районе Средиземного моря. В скелетных остатках из проливов Скагеррак и Каттегат и из Балтийского моря грануляция не обнаружена, несмотря на наличие многочисленных пробуренных полостей; это — одно из доказательств физико-химического генезиса микрита как результата осаждения из пересыщенной карбонатом кальция морской воды [Alexandersson, 1972].

Инкрустационные образования — это, как правило, лентовидно-слоевидные или иной формы структурные компоненты карбонатных пород, имеющие ровную подошву и неровную «пламневидную» кровлю длиной от первых сантиметров до нескольких метров и высотой 3—5 см. Они выполнены шестоватым, реже изометричным кристаллическим кальцитом. У некоторых инкрустационных образований, встречающихся в известняках органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира, периферийные части пронизаны трубчатыми каналцами, что, по-видимому, свидетельствует об их органической природе.

Г. И. Теодорович [1950] подобные образования называет известковыми корками или инкрустационными выделениями, которые особенно характерны для рифов. Он считает, что они формируются в результате химических процессов непосредственно на затвердевающем или твердом дне бассейна, покрывая все неровности, а иногда в пустотах верхней части затвердевающих осадков некоторых очень мелководных участков теплых морей.

В англо-американской литературе сходные по описанию образования называются строматактисами. Впервые название *Stromatactis* было предложено Г. Дюпоном в 1881 г. для образований, которые рассматривались как заполненные кальцитом остатки организмов, нараставших в виде корок параллельно склонам девонских куполов в Бельгии [Уилсон, 1980]. Дж. Уилсон [1980] пишет, что большинство исследователей соглашались с тем, что эти образования — результат заполнения кристаллическим кальцитом каких-то существовавших ранее пустот, которые возникли в результате разложения мягкотелых организмов. Но точка

зрения, согласно которой строматактисы образуются определенными организмами, остается спорной.

Под микритом понимаются частицы размером менее 0,03 мм в диаметре, образующие микритовые карбонатные массы, широко распространенные в известняках органогенных карбонатных комплексов [Leighton, Pendexter, 1962]. Происхождение микритов связывается с самыми разнообразными процессами.

К. Чейв [Chave, 1960] предполагает, что основной процесс образования микритов — дезинтеграция скелетного материала. Это предположение подтверждается тем, что многие современные илы состоят из трех полиморфных разновидностей карбоната кальция — низкомагнезиального кальцита, высокомагнезиального кальцита и арагонита, которые одновременно являются тремя главными компонентами, принимающими участие в сложении скелетов беспозвоночных организмов [Chave, 1954, Stelhi, Hower, 1961]. Однако М. Блэк [Black, 1933] и П. Клауд [Cloud, 1962] считают, что известковые илы, широко распространенные на островах Андрос, образовались в результате физико-химических процессов. С другой стороны, Г. Лоуэнстам и С. Эпстейн [Lowenstam, Epstein, 1957] на основании изучения изотопов кислорода высказали мнение, что эти карбонатные илы возникли при разложении водорослей; при этом они допустили, что количество водорослей не играло существенной роли и, вероятно, было небольшим. Позднее Т. Горо [Goreau, 1961] обнаружил, что скорость роста водорослей чрезмерно велика, это еще более подтвердило правильность точки зрения Г. Лоуэнстама и С. Эпстейна. Наконец, К. Лейлоу [Lalou, 1957] экспериментально доказал возможность бактериального осаждения карбоната кальция.

Для обломков органических остатков, комков и сгустков используется шкала размерности зерен, предложенная М. С. Швецовым [1948] для структур чисто химических пород. В ней выделяются мелкие (менее 0,1 мм), средние (0,1—0,5 мм), крупные (0,5—1,0 мм) и грубые (более 1,0 мм) зерна.

Известняки органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира слагаются карбонатными компонентами, относящимися как к одному из перечисленных классов карбонатных компонентов, так и к компонентам, относящимся к нескольким классам, в результате чего существуют широкие спектры переходных структурных классов известняков. В связи с этим в зависимости от относительного количественного содержания главных карбонатных компонентов в известняке, относящихся к тому или иному классу, они делятся на основные (структуроопределяющие), дополнительные и второстепенные. К основным компонентам относятся те, содержание которых в известняке составляет 50% и более; к дополнительным, — содержание которых изменяется от 5 до 50%, и второстепенным, — содержание которых составляет менее 5%.

Изученные автором известняки органогенных карбонатных комплексов классифицируются по содержанию основного (структуроопределяющего) и дополнительного компонентов и их классу (содержание второстепенного при классификации не учитывается).

Всего установлено 12 структурных классов известняков, которые в зависимости от того, сложены ли они более чем на 95% карбонатными компонентами одного или двух классов образуют одно- и двухкомпонентный большие надклассы.

Однокомпонентные известняки представлены детритовым, комковатым и микритовым классами. Детритовые известняки по степени окатанности обломков органических остатков делятся на угловато- и окатанно-детритовый подклассы. Угловато-, окатанно-детритовые и комковатые известняки по размеру детрита и комков делятся на структурные разновидности. Среди угловато-детритовых известняков устанавливаются мелко-, средне-, крупно- и грубодетритовая; окатанно-детритовых — средне-,

крупно- и грубодетритовая; комковатых — мелко- и среднекомковатая разновидности.

Двухкомпонентные известняки представлены девятью структурными классами: 1) комковато-детритовым, 2) микриво-детритовым, 3) детриво-комковатым, 4) микриво-комковатым, 5) детриво-микривым, 6) комковато-микривым, 7) сгустково-микривым, 8) инкрустационно-микривым и 9) микриво-инкрустационным. Семь первых структурных классов известняков, содержащих детрит, комки или сгустки, по размеру этих компонентов подразделяются на структурные разновидности: 1) среднекомковато-крупно-грубодетритовую, 2) микриво-разнодетритовую, 3) средне-крупнодетритово-среднекомковатую, 4) мелко-среднедетритово-мелкокомковатую, 5) микриво-мелкокомковатую, 6) разнодетритово-микривую, 7) мелкокомковато-микривую и 8) мелко-сгустково-микривую. Ниже приводится краткая характеристика установленных классов известняков.

Угловато-детритовые известняки — светло-серые, серые, темно-серые и черные массивные и тонко-, средне- и толстослоистые породы, сложенные более чем на 95% угловатыми обломками органических остатков. Обломочный материал имеет беспорядочную плотную упаковку. В групповом отношении он представлен криноидеями, ветвистыми, реже массивными табулятами, сифоновыми и нитчатыми водорослями и другими остатками организмов, реже встречающимися в этих породах. Среди гранулометрических структурных разновидностей угловато-детритовых известняков редко встречаются чистые; в основном это переходные структурные разновидности, свидетельствующие о слабой сортированности обломочного материала. По групповому составу организмов, слагающих угловато-детритовые известняки, устанавливаются криноидная, табулятовая, водорослевая, табулято-, водорослево-криноидная, криноидно-табулятовая и водорослево-табулято-криноидная разновидности.

Окатанно-детритовые известняки — светло-серые, серые, иногда вишневые, темно-серые и черные тонко-, средне-, толсто- и грубослоистые породы, сложенные более чем на 95% полуокатанными и окатанными часто сортированными обломками сифоновых водорослей, реже ветвистых табулят и криноидей. Обломочный материал, сцементированный яснокристаллическим кальцитовым цементом порового и базально-порового типов, имеет ориентированную и беспорядочную плотную и рыхлую упаковку. Он часто в значительной степени гранулирован. Степень грануляции окатанного детрита возрастает с уменьшением его размеров. В гранулометрическом отношении окатанно-детритовые известняки представлены средне-, крупно- и грубодетритовой разновидностями. В связи с процессами грануляции детрита мелкодетритовая разновидность не встречается.

Комковатые известняки — светло-серые, серые, темно-серые и черные массивные и тонко-, средне-, толсто- и грубослоистые породы, сложенные более чем на 95% комками. Комковатый материал часто хорошо сортирован, имеет плотную упаковку и сцементирован яснокристаллическим кальцитовым цементом порового и базально-порового типов. В этих известняках иногда наблюдается хорошо выраженная градационная слоистость. В гранулометрическом отношении комковатые известняки представлены только средне- и мелкокомковатой разновидностями.

Микривые известняки — серые, светло-серые и кремневые массивные и реже темно-серые и черные слоистые породы, сложенные более чем на 95% микритом. Часто в светло-серых массивных микривых известняках в микривой основной массе наблюдаются скопления микривых сгустков синезеленых водорослей типа *Renalcis*. Эти известняки, по-видимому, можно выделить с некоторой условностью в качестве водорослево-микривой разновидности микривых известняков. По характеру распределения микрита в породе микривые известняки также подразделяются на однородную и микрослоистую разновидности; последние обычно представлены светлыми массивными породами.

Комковато-детритовые известняки — серые грубослоистые породы, сложенные на 50—95% полуокатанным и окатанным в значительной степени гранулированным детритом и на 5—50% комками. Этот структурный класс известняков является переходным от детритовых известняков к комковатым. В гранулометрическом отношении они имеют обычно среднекомковато-крупно-грудетритовую структуру. Комковатый материал в этих известняках генетически тесно связан с детритом, так как это — продукт его переработки (грануляции).

Микритово-детритовые известняки — серые, светло-серые, кремовые массивные, реже темно-серые слоистые породы, сложенные на 50—95% угловатым детритом и на 5—50% микритом. Это переходный структурный класс известняков от детритовых к микритовым. Угловатый детрит в известняках несортирован и изменяется от мелкого до грубого. Он состоит из члеников криноидей, обломков табулят, ругоз, строматопорат, сифоновых и нитчатых водорослей и реже раковинного материала. В этих известняках в микритовой, цементирующей детрит, массе часто встречаются микритовые стустки синезеленых водорослей типа *Renalcis*.

Детритово-комковатые известняки — светло-серые, серые, темно-серые и черные тонко-, средне-, толсто- и грубослоистые породы, сложенные на 50—95% комками и на 5—50% гранулированным детритом. Это переходный структурный класс известняков от комковатых к детритовым. В гранулометрическом отношении они имеют средне-крупнодетритово-среднекомковатую и мелко-среднедетритово-мелкокомковатую структуру.

Микритово-комковатые известняки — серые и темно-серые массивные и слоистые породы, сложенные на 50—95% комками и на 5—50% микритом. Они встречаются весьма редко и обычно представлены только микритово-мелкокомковатой разновидностью.

Детритово-микритовые известняки — серые, светло-серые, кремовые массивные и темно-серые и черные тонко-, средне- и толстослоистые породы, сложенные на 50—95% микритом и на 5—50% детритом. Они относятся к переходному (от микритовых к детритовым) структурному классу известняков. Несортированный угловатый детрит в них, рассеянный в основной микритовой массе, изменяется от мелкого до грубого. Он состоит из члеников криноидей, обломков преимущественно ветвистых табулят и сифоновых водорослей, раковин гастропод и остракод. В светло-серых массивных микритовых известняках очень часто встречаются микритовые стустки синезеленых водорослей типа *Renalcis*.

Комковато-микритовые известняки — серые и темно-серые массивные и слоистые породы, сложенные на 50—95% микритом и на 5—50% комками. Они встречаются редко и представлены только мелкокомковато-микритовой разновидностью.

Стустково-микритовые известняки — серые и темно-серые массивные и слоистые породы, сложенные на 50—95% микритом и на 5—50% стустками. Они, так же как и предыдущие известняки, редки и представлены обычно только мелкостустково-микритовой разновидностью.

Инкрустационно-микритовые известняки — светло-серые массивные породы, сложенные на 50—95% микритом и на 5—50% инкрустационными образованиями. Это переходный структурный класс известняков от микритовых к микритово-инкрустационным.

Микритово-инкрустационные известняки — светло-серые массивные породы, сложенные на 50—95% инкрустационными образованиями и на 5—50% микритом. Иногда инкрустационные структуры сопровождаются многочисленными микритовыми стустками синезеленых водорослей типа *Renalcis*. Эти известняки, по-видимому, можно выделить в качестве водорослево-инкрустационной разновидности микритово-инкрустационных известняков.

Группа терригенных пород представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Они встречаются обычно лишь в периферийных частях карбонатных комплексов, в зоне их фациального замещения терригенными отложениями. Песчаники, алевролиты и аргиллиты далее не класси-

фицируются. Эти породы имеют желто-бурую, серо-зеленую и реже пестроцветную окраски.

Песчаники часто хорошо сортированы, характеризуются беспорядочным слабо связанным или несвязанным расположением зерен, сцементированных кальцитовым или глинисто-кальцитовым базальным и базально-поровым цементом. В цементе обычно присутствуют аморфные стяжения гидроокислов железа.

Алевролиты во всех отношениях аналогичны песчаникам и отличаются от них только размером зерен.

Аргиллиты представлены известковой и слабоизвестковой разновидностями с ориентированным и беспорядочным расположением частиц. Они часто содержат большое количество алевритового материала и стяжений гидроокислов железа.

Условия формирования охарактеризованных карбонатных и терригенных пород, по-видимому, аналогичны условиям формирования современных мелководно-морских карбонатных и терригенных осадков, формирование которых осуществляется в зоне открытых шельфов и в мелководных заливах, лагунах, проливах и во внутренних морях. По гранулометрии они подразделяются на карбонатные и терригенные гравийные, песчаные, алевритовые и илестые осадки. Зернистая компонента современных карбонатных осадков состоит из скелетных остатков, оолитов, пеллет, стустков, гроздьевидных агрегатов перечисленных частиц и арагонитовых игл [Карбонатные породы, 1970].

Резко обособленный элемент современной мелководно-морской карбонатной седиментации — рифы. Они располагаются в центральных зонах океанов, на шельфах и во внутренних морях. В этом отношении рифы служат как бы связующим звеном зон океанической (глубоководной) и шельфовой (мелководной) седиментации [Общая геология, 1976]. Рифовые отложения представлены рифовыми известняками и рифовым детритом [Тафт, 1970].

Детритовые, комковатые, комковато-детритовые, детритово- и микритово-комковатые, микритово-детритовые известняки, песчаники и алевролиты, по-видимому, могут являться аналогами современных мелководно-морских известковых и терригенных гравийных, песчаных и алевритовых осадков, а микритовые, детритово-, комковато- и стустково-микритовые известняки и аргиллиты — известковых и терригенных илестых осадков.

Часть детритовых известняков, связанных с областями распространения рифовых отложений, возможно, — аналоги рифового детрита.

Особое место среди всех охарактеризованных структурных классов известняков занимают серые, светло-серые и кремевые массивные микритово-инкрустационные, инкрустационно-микритовые, микритовые, детритово-микритовые, микритово-детритовые и детритовые известняки, которые встречаются совместно, сложно чередуясь друг с другом, и занимают центральные (ядерные) части карбонатных комплексов. Это, по-видимому, — аналоги современных рифовых известняков. Последние сразу же возникают в виде твердых и связных образований, что обусловлено не только наличием органогенного каркаса, образованного остатками рифостроящих организмов в положении своего роста, которые могут плотно упаковываться или создавать довольно открытые структуры, обычно занятые микритом, обломочным органогенным материалом, комками и пеллетами [Карбонатные породы, 1970], но и раннедиагенетическими процессами, играющими большую роль в формировании крупных рифовых построек. У растущей органогенной постройки эти процессы выражаются в подводной цементации [Friedman, 1973; Matthews e. a., 1974].

Согласно Р. Маттеусу [Matthews, 1974], этому способствует «прокачка» поровых вод, пересыщенных карбонатом кальция.

Диагенетические процессы в последнее время особенно детально изучались на примере Бермудских рифов. Как показали в своих исследованиях Р. Гинзбург и Дж. Шродер [Ginsburg, Schroeder, 1973], растущие волноломные рифы имеют на поверхности многочисленные полости и по-

ры, которые являются местом обитания разнообразных бентосных организмов. На глубине нескольких миллиметров от поверхностного слоя жизни эти полости и поры заполнены рыхлым детритово-иловым материалом, который на глубине нескольких сантиметров скреплен карбонатным цементом. В полуметре от поверхностного слоя жизни находится твердая рифовая порода, цемент которой представлен микритом.

Таким образом, все изученные породы органогенных карбонатных комплексов, по-видимому, — аналоги современных мелководно-морских известковых и терригенных осадков и формировались, вероятно, в шельфовой и рифовой обстановках.

АССОЦИАЦИИ ПОРОД КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В процессе изучения органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира установлено, что выделяемые классы пород встречаются не хаотично, а образуют крупные ассоциации органогенных карбонатных пород, отличающиеся друг от друга и отражающие пространственные изменения карбонатных комплексов от центральных частей к периферийным. Эти ассоциации — основные элементарные объекты, определяющие внутреннее строение карбонатных комплексов. Границы между ассоциациями постепенные. В зонах перехода от одной ассоциации к другой происходит переслаивание пород, принадлежащих смежным ассоциациям. Мощности их различные, но из-за сложного тектонического строения регионов истинные мощности зачастую выявить не удается.

Классификация ассоциаций основана на составе слагающих их групп, типов и классов пород (табл. 2). В соответствии с этим выделены: одна карбонатная группа, один известняковый тип и четыре класса (известняковый инкрустационно-детритово-микритовый, известняковый детритовый, известняковый детритово-комковатый и известняковый детритово-комковато-микритовый) ассоциаций. Известняковый детритовый класс ассоциаций подразделяется на известняковый угловато-детритовый и известняковый окатанно-детритовый подклассы.

Таблица 2

Классификация ассоциаций органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира

Группа	Тип	Класс	Подкласс	Класс пород, слагающий ассоциации
Карбонатная	Известняковый	Известняковый инкрустационно-детритово-микритовый	—	Известняковый, микритово-инкрустационный, инкрустационно-микритовый, детритовый, микритово-детритовый, детритово-микритовый и микритовый
		Известняковый детритовый	Известняковый угловато-детритовый Известняковый окатанно-детритовый	Известняковый угловато-детритовый Известняковый окатанно-детритовый
		Известняковый детритово-комковатый	—	Известняковый детритовый, комковато-детритовый, детритово-комковатый и комковатый
		Известняковый детритово-комковато-микритовый	—	Известняковый детритовый, комковато-, микритово-детритовый, детритово-, микритово-комковатый, комковатый, комковато-, детритово-, сгустково-микритовый и микритовый

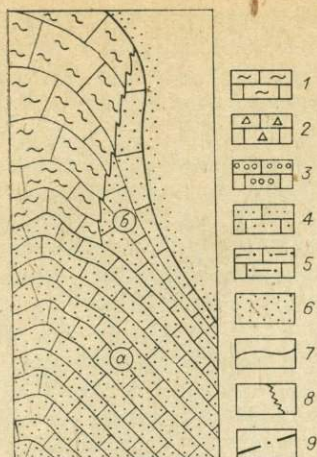


Рис. 2. Схема выходов на дневную поверхность ассоциаций крековского (а) и малобачатского (б) карбонатных комплексов. 1—5 — ассоциации: 1 — известняковая инкрустационно-детрито-микритовая, 2 — известняковая угловато-детритовая, 3 — известняковая окатанно-детритовая, 4 — известняковая детрито-комковатая, 5 — известняковая детрито-комковато-микритовая; 6 — терригенные отложения; 7—8 — границы; 7 — карбонатных комплексов, 8 — ассоциаций; 9 — разрывные нарушения.

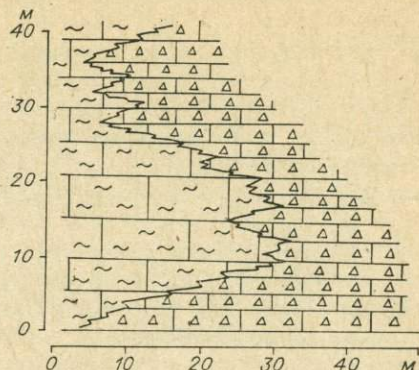


Рис. 3. Характер взаимоотношения отложений известняковой инкрустационно-детрито-микритовой и известняковой угловато-детритовой ассоциаций малосалаиркинского карбонатного комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Известняковые инкрустационно-детрито-микритовые ассоциации выделены в восточной части Салаирского складчатого сооружения в пределах малобачатского комплекса нижнего эмса и малосалаиркинского комплекса верхнего эйфеля, в Ануйской линейно-складчатой зоне (в пределах хомячевского и шипунихинского комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона), в Суенгинско-Аламбайской впадине (в пределах переборского комплекса нижнего эмса).

Ассоциации сложены серыми, светло-серыми и кремовыми массивными микритово-инкрустационными, инкрустационно-микритовыми, детритовыми, микритово-детритовыми, детрито-микритовыми и микритовыми известняками. Наиболее широко распространены инкрустационно- и детрито-микритовые породы. Характер распределения структурных классов известняков в пределах ассоциаций установить невозможно, в связи с чем они выделяются как единые нерасчлененные объекты, резко отличающиеся от вмещающих отложений.

Ископаемые органические остатки, широко распространенные в этих ассоциациях, представлены сгустковыми, трубчатыми, нитчатыми и сифоновыми водорослями; криноидеями; массивными, пластинчатыми и столбчатыми строматопоратами; ветвистыми, желваковыми и массивными табулятами; одиночными и колониальными ругозами; брахиоподами и остракодами. Они сцементированы тонкой светлой микритовой массой и имеют хорошую сохранность. Часть захоронена в прижизненном положении, что особенно характерно для массивно-уплощенных форм органических остатков.

В малобачатском карбонатном комплексе, расположенном восточнее г. Гурьевска, ассоциация вскрывается Старо-Гурьевским карьером. Она залегает на отложениях известняковой детрито-комковатой ассоциации крековского карбонатного комплекса верхнего жедина — зигена, перекрывается терригенными отложениями салаиркинского горизонта среднего эмса, а по латерали с одной стороны на юго-востоке замещается отложениями известняковой детрито-комковатой ассоциации (рис. 2). Мощность ассоциации 100 м.

В малосалаиркинском карбонатном комплексе, вскрываемом Малосалаиркинским карьером северо-восточнее г. Гурьевска, ассоциация за-

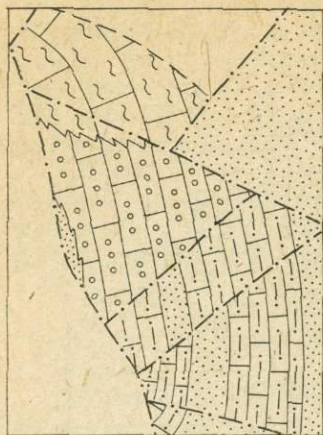


Рис. 4. Схема выходов на дневную поверхность ассоциаций хомячевского карбонатного комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 2.

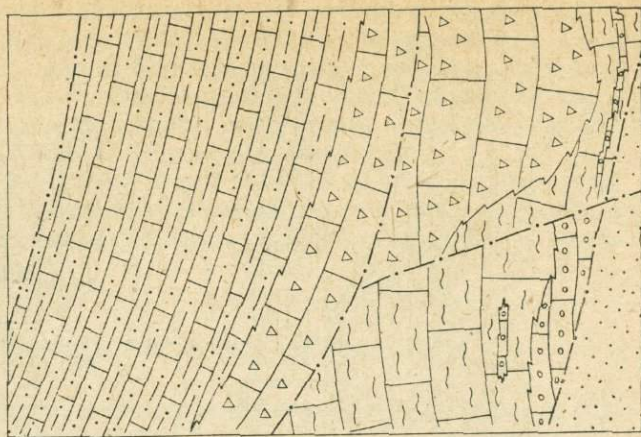


Рис. 5. Схема выходов на дневную поверхность ассоциаций шипунихинского карбонатного комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 2.

легают среди отложений известняковой угловато-детритовой ассоциации. Наиболее отчетливо характер взаимоотношения их отложений можно наблюдать по юго-восточной стенке карьера (рис. 3). Максимальная мощность ассоциации здесь, по-видимому, 250—300 м.

В хомячевском карбонатном комплексе, расположенном юго-западнее с. Соловьихи, в бассейне ручьев Хомячев и Ганин Ключ, ассоциация полнее представлена в низовьях руч. Хомячев на правом его берегу (рис. 4). Здесь видно, что на юго-юго-восток ассоциация замещается отложениями известняковой окатанно-детритовой ассоциации. Неполная мощность ассоциации 500—600 м.

В шипунихинском карбонатном комплексе, расположенном на правом и левом берегах р. Шипуниха между правым берегом р. Ануй и левым р. Березовка, ассоциация приурочена к восточной и западной его периферии, образуя линейные зоны, вытянутые параллельно простиранию комплекса. На правом берегу р. Шипуниха вдоль восточной периферии комплекса видно, что ассоциация залегает среди отложений известняковой угловато-детритовой на западе и известняковой окатанно-детритовой на юго-востоке ассоциаций (рис. 5). Неполная мощность отложений этой ассоциации здесь 250—300 м.

В пределах переборского карбонатного комплекса, расположенного на правом берегу р. Бердь ниже с. Перебор, положение ассоциации среди окружающих отложений неясно, так как обнажена только она одна. Ее неполная мощность, по-видимому, около 150 м.

Таким образом, инкрустационно-детритово-микритовые ассоциации в пределах карбонатных комплексов залегают либо среди отложений известняковой угловато-детритовой ассоциации, либо между отложениями известняковой угловато-детритовой ассоциации, с одной стороны, и известняковой окатанно-детритовой или известняковой детритово-комковатой ассоциаций — с другой.

Условия формирования этих ассоциаций, по-видимому, сходны с условиями формирования ядерных частей современных рифов, с которыми они сопоставимы по совокупности скелетных остатков, облику слагающих пород, наличию каркаса, сформированного инкрустационными образованиями и скелетными остатками, имеющими прижизненное положение, и занимаемой ими позиции в пределах комплексов среди вмещающих отложений. Наиболее характерная особенность формирования ядерных частей современных рифов — субаэральная обстановка, высокая энергия вод и практически изначальное твердое состояние.

Известняковые угловато-детритовые ассоциации выделены в восточной части Салаирского складчатого сооружения (малосалаиркинский комплекс); в Ануйской линейно-складчатой зоне (шипунихинский комплекс); в Суенгинско-Аламбайской впадине (чушинский комплекс нижнего эйфеля).

Ассоциации сложены светло-серыми, серыми, темно-серыми и черными массивными, грубо-, толсто-, средне- и тонкослоистыми угловато-детритовыми известняками. Угловатый (обычно несортированный) детрит в этих ассоциациях представлен криноидеями, ветвистыми и массивными табулятами, пластинчатыми и желваковыми строматопоратами, одиночными и колониальными ругозами, массивными гелиолитоидеями и брахиоподами.

В малосалаиркинском карбонатном комплексе ассоциация занимает периферийную его часть, залегая между отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой ассоциации и, по-видимому, вмещающими карбонатный комплекс терригенными отложениями мамонтовского горизонта верхнего эйфеля. Максимальная мощность ассоциации, вероятно, составляет 250—300 м.

В шипунихинском карбонатном комплексе ассоциация выделена на правом берегу р. Шипуниха в средней его части, где она образует удлиненную зону, вытянутую параллельно простиранию комплекса. Ассоциация залегает между отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой на востоке и известняковой детритово-комковато-микритовой на западе ассоциаций (см. рис. 5). Неполная мощность отложений ассоциации здесь 250—300 м.

В чушинском карбонатном комплексе, расположенном на левом берегу р. Изырак в районе с. Чушино, ассоциация, приуроченная, по-видимому, к его периферии, выделена в западной обнаженной части комплекса. Ее положение среди вмещающих отложений неясно, неполная мощность 90—100 м.

Таким образом, угловато-детритовые ассоциации в пределах комплексов могут залегать между отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой ассоциации, с одной стороны, и известняковой детритово-комковато-микритовой ассоциации или терригенными отложениями, вмещающими карбонатный комплекс — с другой.

Условия формирования ассоциаций, по-видимому, сходны с условиями формирования осадков рифового склона, с которыми они сопоставимы по групповому составу скелетных остатков, приуроченных к ним, их обломочному характеру и занимаемой позиции в пределах комплексов среди вмещающих отложений.

Известняковые окатанно-детритовые ассоциации выделены в Ануйской линейно-складчатой зоне в пределах хомячевского и шипунихинского карбонатных комплексов.

Ассоциации сложены светло-серыми, серыми, иногда малиновыми, темно-серыми и черными грубо-, толсто- и среднеслоистыми окатанно-детритовыми известняками. Из всех гранулометрических разновидностей окатанно-детритовых известняков в них преобладают крупно- и грубо-детритовая разновидности. Ископаемые органические остатки в этих ассоциациях, кроме породообразующих сифоновых водорослей, представлены пластинчатыми, столбчатыми, сферическими и полусферическими строматопоратами; желваковыми и ветвистыми табулятами; одиночными и колониальными ругозами; массивными гелиолитоидеями, криноидеями; крупными и мелкими гастроподами.

В хомячевском карбонатном комплексе ассоциация выделена на правом берегу руч. Хомячев, где она залегают между замещающими ее по латерали отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой на северо-северо-западе и известняковой детритово-комковато-микритовой на юго-юго-востоке ассоциаций (см. рис. 4). Неполная мощность ассоциации здесь 500—600 м.

В шишунихинском карбонатном комплексе ассоциация выделена на правом берегу р. Шишуниха в восточной его части, где она образует удлиненную зону, вытянутую параллельно простиранию комплекса (см. рис. 5). С восточной стороны ассоциация срезана крупным разломом субмеридионального простирания, а с западной — граничит с отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой ассоциации. Неполная мощность 90—100 м.

Таким образом, окатанно-детритовые ассоциации в пределах карбонатных комплексов залегают между замещающими их по латерали отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой и известняковой детритово-комковато-микритовой ассоциаций.

Условия формирования этих ассоциаций, по-видимому, сходны с условиями формирования осадков зарифовых отмелей, с которыми они сопоставимы по групповому составу скелетных остатков, приуроченных к ним, их песчано-гравийному характеру и занимаемой позиции в пределах карбонатных комплексов среди вмещающих отложений.

Известняковые детритово-комковатые ассоциации выделены в восточной части Салаирского складчатого сооружения в пределах крековского карбонатного комплекса верхнего жедина — зигена и малобачатского карбонатного комплекса нижнего эмса.

Ассоциации сложены светло-серыми, серыми, темно-серыми и черными массивными, грубо-, толсто-, средне- и тонкослоистыми детритовыми, комковато-детритовыми, детритово-комковатыми и комковатыми известняками. Наиболее широко распространены детритово-комковатые и комковатые известняки, которые представлены мелко-среднедетритово-мелкокомковатой, средне-мелкокомковатой и мелкокомковатой разновидностями. Ископаемые органические остатки, имеющие обычно лучшую сохранность в массивных и толсто- и грубослоистых известняках, представлены сифоновыми водорослями, массивными строматопоратами, массивными и ветвистыми табулятами, криноидеями, одиночными и колониальными ругозами, гастроподами и брахиоподами.

В крековском карбонатном комплексе, расположенном в районе г. Гурьевска, ассоциация наиболее полно вскрывается Толсточихинским и Старо-Гурьевским карьерами. Она залегают на терригенных отложениях нижней части томьчумышского горизонта верхнего жедина, а перекрывается отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой и известняковой детритово-комковатой ассоциацией малобачатского комплекса нижнего эмса (см. рис. 2). Положение ассоциации среди вмещающих отложений в пределах комплекса неясно. Мощность ассоциации около 450 м.

В малобачатском карбонатном комплексе ассоциация выделена на левом берегу р. Мал. Бачат на Гурьевском холме. Она залегают на отложениях известняковой детритово-комковатой ассоциации крековского карбонатного комплекса, перекрывается терригенными отложениями салаиркинского горизонта среднего эмса, а по латерали на северо-запад замещается отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой ассоциации (см. рис. 2). Мощность ассоциации 75—80 м.

Таким образом, положение детритово-комковатых ассоциаций в пределах комплексов среди вмещающих отложений в значительной мере неопределенно. В малобачатском комплексе положение ассоциации, по-видимому, аналогично положению известняковых окатанно-детритовых ассоциаций, т. е. она залегают между замещающими ее по латерали отложениями известняковой инкрустационно-детритово-микритовой и известняковой детритово-комковато-микритовой ассоциаций. В крековском же комплексе ассоциация, возможно, залегают среди отложений известняковой детритово-комковато-микритовой ассоциации.

Условия формирования ассоциаций, представляющих собой, по существу, известковые песчано-алевритовые отложения, по-видимому, аналогичны условиям формирования современных мелководно-морских известковых песчано-алевритовых осадков. Последние формируются в наи-

более мелководных зонах мелководно-морского осадконакопления, которые располагаются выше базиса действия волн и представляют собой области высокой энергии вод, где осадки подвергаются воздействию сильных волнений и приливно-отливных течений. Ширина описываемых зон в большой степени зависит от местных условий, главным образом от наклона дна. Такие условия существуют в прибрежных, вытянутых параллельно берегу зонах, в которых обычно формируются отмельно-баровые комплексы осадков [Емегу, 1956] и в зарифовых зонах, где накапливаются скелетные гравийно-песчано-алевритовые осадки [Лисицин, Петелин, 1970], и по краям изолированных от континента площадей мелководно-морского карбонатного осадконакопления, поднимающихся из океанических глубин, типа Бол. Багамской банки [Purdy, 1963a, b].

Известняковые детритово-комковато-микритовые ассоциации выделены в Ануйской линейно-складчатой зоне в пределах хомячевского и шипунихинского карбонатных комплексов.

Ассоциации сложены серыми, темно-серыми и черными массивными, толсто-, средне- и тонкослоистыми детритовыми, комковато-детритовыми, микритово-детритовыми, детритово-комковатыми, микритово-комковатыми, комковатыми, сгустково-микритовыми и микритовыми известняками.

В хомячевском карбонатном комплексе ассоциация выделена на правом берегу р. Хомячев. Она залегает между замещающими ее отложениями известняковой окатанно-детритовой ассоциацией на северо-северо-западе и вмещающими карбонатный комплекс силурийско-девонскими терригенными отложениями на юго-юго-востоке, которые иногда частично расклинивают ассоциацию на крупные пачки (см. рис. 4). Неполная мощность ассоциации 500—600 м.

В шипунихинском карбонатном комплексе ассоциация приурочена к периферийным его частям, как бы вмещающая карбонатный комплекс. На правом берегу р. Шипуниха, в западной части комплекса, ассоциация образует удлиненную зону, вытянутую параллельно его простиранию. С западной стороны ассоциация срезана крупным разломом субмеридионального простирания, а с восточной она граничит с отложениями известняковой угловато-детритовой ассоциации (см. рис. 5). Неполная мощность отложений около 400 м. Ископаемые органические остатки, встречающиеся в этих отложениях, представлены ветвистыми, желваковыми и массивными табулятами, амфипорами, желваковыми и пластинчатыми строматопоратами, одиночными ругозами, остракодами и криноидеями.

Таким образом, детритово-комковато-микритовые ассоциации в карбонатных комплексах занимают периферийные их части, залегающая между вмещающими карбонатный комплекс терригенными отложениями, с одной стороны, и отложениями известняковой угловато-детритовой, известняковой окатанно-детритовой или известняковой детритово-комковатой ассоциаций — с другой.

Условия формирования этих ассоциаций, представляющих собой, по существу, известковые песчано-алеврито-илистые отложения, по-видимому, аналогичны условиям формирования современных мелководно-морских известковых песчано-алеврито-илистых осадков. Последние формируются в зонах с низкой энергией вод, приуроченных либо к областям, расположенным ниже базиса действия волн, либо к прибрежной зоне, где низкая энергия вод обусловлена ее трением о повышающееся дно. В первом случае осадки располагаются, как правило, в наиболее мелководных и удаленных от берега участках, а во втором — в прибрежных обычно отгороженных от открытого бассейна отмельно-баровыми барьерами лагунах [Kendall, Skipwith, 1969]. Сходные лагунные обстановки и соответственно осадки могут возникать и в зарифовых лагунах, отгороженных от открытого моря рифовым барьером, а также в центральных частях изолированных от континента площадей мелководно-морского карбонатного осадконакопления типа Бол. Багамской банки [Purdy, 1963a, b].

Таким образом, общие итоги изучения породных ассоциаций карбонатных комплексов сводятся к следующему:



Рис. 6. Модели внутреннего строения органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира. Усл. обозн. см. на рис. 2.

1) в настоящее время установлено, что в образовании карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира принимают участие пять классов ассоциаций органогенных карбонатных пород: известняковый инкрустационно-детритово-микритовый; известняковый угловато-детритовый; известняковый окатанно-детритовый; известняковый детритово-комковатый; известняковый детритово-комковато-микритовый, которые занимают определенное положение в пределах карбонатных комплексов, определяя их внутреннее строение;

2) существует еще много неясных вопросов, касающихся внутреннего строения карбонатных комплексов, но уже сейчас довольно четко вырисовывается три их разновидности (рис. 6).

К первой (а) отнесены карбонатные комплексы, центральные части которых заняты известняковой инкрустационно-детритово-микритовой ассоциацией, сменяющейся последовательно по латерали в одну сторону известняковой угловато-детритовой и известняковой детритово-комковато-микритовой ассоциациями, а в другую — известняковой окатанно-детритовой (или детритово-комковатой) и известняковой детритово-комковато-микритовой ассоциациями. К этой разновидности относятся партизанский, черемшанский, сибирячихинский, шипунихинский, березовский, хомячевский, соловыхинский и камышенский комплексы верхнего силура, нижнего и среднего девона Ануйской линейно-складчатой зоны, а также тогульский и верхнебердский комплексы нижнего и среднего девона центральной и малобачатский комплекс нижнего эмса восточной частей Салаирского складчатого сооружения. Эти карбонатные комплексы, по-видимому, — древние аналоги современных линейных барьерных рифовых комплексов.

Ко второй разновидности (б) отнесены карбонатные комплексы, центральные части которых заняты известняковой инкрустационно-детритово-микритовой, а периферийные — известняковой угловато-детритовой ассоциациями. Можно наметить следующие карбонатные комплексы, относящиеся к этой разновидности: малосалаиркинский и новопестеревский комплексы верхнего эйфеля восточной части Салаирского складчатого сооружения; переборский — нижнего эмса и чупинский комплекс нижнего эйфеля Суенгинско-Аламбайской впадины. Эти карбонатные комплексы, по-видимому, — древние аналоги современных одиночных рифовых комплексов.

Третья разновидность (в) представлена карбонатными комплексами, центральные части которых заняты известняковой детритово-комковатой, а периферийные — детритово-комковато-микритовой ассоциациями. Можно наметить следующие карбонатные комплексы, относящиеся к этой разновидности; новопестеревский, крековский, мамонтовский и томьчумышский верхнего жедина — зигена восточной части Салаирского складчатого сооружения. Они, по-видимому, — древние аналоги современных отмельно-баровых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Елкин Е. А. Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. — М.: Наука, 1968. — 154 с.
 Жаркова Т. М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 302 с.

- Журавлева З. А.** Онколиты и катаграфы рифей и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение.— М.: Наука, 1964.— 73 с.
- Ивановский А. Б., Кульков Н. П.** Ругозы, брахиоподы и стратиграфия сплуря Алтае-Саянской горной области.— М.: Наука, 1974.— 121 с.
- Карбонатные породы.** Т. 1. Генезис, распространение, классификация.— М.: Мир, 1970.— 396 с.
- Королюк И. К.** Микропроблематика рифей и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба.— В кн.: Вопросы микропалеонтологии. Вып. 10. М.: Наука, 1966, с. 174—198.
- Краснов В. И., Ратанов Л. С., Асташкина В. Ф., Миронова Н. В.** Некоторые проблемы теории и практики региональной стратиграфии на примере изучения девонских образований в Алтае-Саянской области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1974, с. 90—99.
- Краснов В. И., Степанов С. А.** Шипунихинский риф раннего девона в Горном Алтае.— Геология и геофизика, 1983, № 8, с. 21—28.
- Кульков Н. П.** Брахиоподы соловыхинских слоев нижнего девона Горного Алтая.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 131 с.
- Лисицин А. П., Петелин В. П.** Коралловые рифы и связанные с ними осадки.— В кн.: Тихий океан. Т. 2. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, с. 69—106.
- Маслов В. П.** Карбонатные проблематики округлой формы.— В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 156—164.
- Миронова Н. В., Степанов С. А., Черепнина С. К., Ярошинская А. М.** Девонские отложения северной части Сибирячихинской синклинали (Горный Алтай).— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1974, с. 90—99.
- Нагорский М. П.** Верхнебердский бокситоносный бассейн.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. Сер. геол., 1945, № 5, с. 1—11.
- Нагорский М. П., Миронова Н. В., Краевская Л. Н.** Стратиграфия среднепалеозойских отложений Салаира.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Гостехиздат, 1958, с. 59—73.
- Общая геология.** Т. 7. Современное карбонатообразование.— М.: ВИНТИ, 1976.— 100 с.
- Подрядчиков С. С., Мамлин А. Н.** Новые данные по стратиграфии девона и карбона Сибирячихинской грабен-синклинали.— В кн.: Фауна и стратиграфия среднего и верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979, с. 32—39.
- Решетях Н. Д.** Ложнообломочные известняки нижнего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 1, с. 170—172.
- Ржонсеницкая М. А.** Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна Т. 1.— Л.: Недра, 1968.— 288 с.
- Тафт У. Х.** Современные карбонатные осадки.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 1. Генезис, распространение, классификация. М.: Мир, 1970, с. 40—54.
- Теодорович Г. И.** Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области.— М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950.— 215 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов.** Т. 2.— М.: Мир, 1978.— 588 с.
- Уилсон Дж. Л.** Карбонатные фации в геологической истории.— М.: Недра, 1980.— 463 с.
- Фосфоритоносные формации юга Сибири.**— Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1972.— 223 с.
- Шведов М. С.** Петрография осадочных пород.— М.—Л.: Гостеолпиздат, 1948.— 388 с.
- Alexanderesson T.** Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments.— Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1972, v. 3, N 4-9, p. 201—236.
- Bathurst R. G. C.** The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall.— In: Approaches paleoecology.— N. Y. e. a., 1964, p. 357—376.
- Bathurst R. G. C.** Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites.— J. Geol., 1966, v. 5, N 1, p. 15—32.
- Black M.** The precipitation of calcium carbonate on the Great Bahama Bank.— Geol. Mag., 1933, v. 70, N 832, p. 455—466.
- Chave K. E.** Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms.— J. Geol., 1954, v. 62, N 3, p. 266—283.
- Chave K. E.** Carbonate skeletons to limestones; problems.— Trans.— N. Y.: Acad. Sci., 1960, v. 23, N 1, p. 14—24.
- Cloud P. E.** Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island Bahams.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 350.— 138 p.
- Emery K. O.** Sediments and water of Persian Gulf.— Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1956, v. 40, N 40, p. 2354—2383.
- Friedman G. M.** Cementation in reefs.— Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1973, v. 7, N 1, p. 171—176.
- Ginsburg R. N., Schroeder J. H.** Growth and submarine fossilization of algal cupreefs, Bermuda.— Sedimentology, 1973, v. 20, N 4, p. 575—614.
- Goreau T. F.** Recent investigations on the growth of coral reefs in Jamaica.— Information, 1961, v. 2, N 3, p. 41—44.
- Illing L. V.** Bahaman calcareous sands.— Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1954, v. 38, N 4, p. 1—95.

- Kendall C. G. St. C., Skipwith P. A. d'E. Holocene shallow water carbonate and evaporite sediments of Khor al Bazam, Abu Dhabi, southwest Persian Galf.— Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1969, v. 53, N 4, p. 841—869.
- Lalou C. Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water.— J. Sed. Petrol., 1957, v. 27, N 2, p. 190—195.
- Leighton M. W., Pendexter C. Carbonate rock types.— In: Classification of carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa, 1962, p. 33—61.
- Lowenstam H. A., Epstein S. On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank.— J. Geol., 1957, v. 65, N 4, p. 364—375.
- Matthews J. L., Heezen B. C., Catalano R. e. a. Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots.— Science, 1974, v. 184, N 4135, p. 462—464.
- Matthews R. K. A process approach to diagenesis of reefs and reef associated limestones.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 18, p. 234—256.
- Purdy E. G. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups.— J. Geol., 1963a, v. 71, N 3, p. 334—355.
- Purdy E. G. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies.— J. Geol., 1963b, v. 71, N 4, p. 472—497.
- Stelhi F. G., Hower S. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments.— J. Sed. Petrol., 1961, v. 31, p. 358—371.

В. В. Благовидов

О СТРОЕНИИ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЖИВЕТСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ МИНУСИНСКОЙ И ЧЕБАКОВО-БАЛАХТИНСКОЙ ВПАДИН

В составе мощного комплекса преимущественно терригенных и вулканогенно-терригенных образований, выполняющих девонские впадины восточной части Алтае-Саянской области, широко распространена своеобразная карбонатная формация верхнеживетского возраста. В пределах Минусинской, Чебаково-Балахтинской и Назаровской впадин большинством исследователей отложения формации выделяются в бейскую свиту. Первые краткие сведения о составе и возрасте этих отложений появились в литературе в конце прошлого века [Stukenberg, 1886]. В дальнейшем особенностями их распространения, стратиграфического положения и состава в разные годы занимались Я. С. Эдельштейн, И. К. Баженов, Н. А. Беляков, В. С. Мелещенко, М. А. Ржонсницкая, Г. И. Теодорович, А. А. Моссаковский, Ю. С. Маймин и А. И. Анатольева и др. [Анатольева, 1960, 1964; Мелещенко и др., 1973].

Накопленный материал позволяет достаточно определенно проводить верхнюю и нижнюю границы карбонатной формации. В наиболее погруженной юго-западной и центральной частях Минусинской впадины бейская свита повсеместно согласно подстилается мощной толщей терригенных морских отложений илеморовской свиты. А в северо-восточной части Минусинской и в Чебаково-Балахтинской впадинах она также согласно перекрывает сарагашскую свиту — стратиграфический аналог аскизской и илеморовской свит. Верхняя граница формации совпадает с подошвой красноцветной терригенной толщи (ойдановская свита) согласно и с постепенным переходом перекрывающей бейскую свиту. В западных и южных окраинных частях Минусинской впадины нередко фиксируется трансгрессивное налегание карбонатной толщи на нижнедевонские терригенные и терригенно-вулканогенные образования [Анатольева, 1960; Моссаковский, 1963; Мелещенко и др., 1973]. Обильные находки характерных ископаемых остатков надежно обосновывают верхнеживетский возраст карбонатной формации и позволяют установить ее стратиграфические аналоги в самих впадинах и в соседних регионах. В восточной части Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадин карбонатная формация замещается карбонатно-терригенными и терригенными отложениями убрусской свиты [Полевой атлас..., 1955]. На северо-восточной окраине Алтае-Саянской области в Кемчугской и Рыбинской впадинах ее стратиграфиче-

ские аналоги — пестроцветные карбонатно-терригенные отложения павловской свиты. На юге в пределах Тувинского прогиба отложения сходного стратиграфического положения выделяются в терригенную уюкскую свиту [Анатольева, 1964; Мелещенко и др., 1973; Решения..., 1983].

Значительное внимание в исследованиях уделялось изучению стратиграфического положения состава, строению, а также палеогеографическим и палеотектоническим особенностям формирования карбонатной толщи. Неоднократно предпринимались попытки расчленить эти отложения на более дробные подразделения. Так, Я. С. Эдельштейн [1932] по характерным ископаемым остаткам предлагал выделить четыре горизонта. Позднее Н. А. Беляков и В. С. Мелещенко [Полевой атлас..., 1955] подразделили бейскую свиту на нижние и верхние бейские слои. В составе нижних бейских слоев мощностью 100—120 м выделили три горизонта: нижний, представленный скорлуповатыми водорослевыми известняками с ветвистыми колониями кораллов *Minussiella beiensis* *Bulv*; средний — известняк с прослоями мергелей и алевролитов с пелециподами *Avicula (Leptodesma) asa* *B. Nal.* *Pterinea minussiensis* *Stuck.* и брахиоподами *Theodossia schmidti (Stuck)*; верхний, сложенный известняками и мергелями с прослоями алевролитов и содержащий крупные пелециподы *Pterinea minussinensis* *Stuck* и брахиоподы *Orbiculoidea aff. media* *Hall.* В верхние бейские слои была выделена толща мощностью 60—80 м, представленная внизу песчаниками, алевролитами и мергелями, иногда содержащими прослой и линзы гипса. В средней части преобладают глинистые известняки и мергели с характерными ископаемыми остатками *Euryspirifer cheehiel* *Kon.*, верхняя сложена тонкослоистыми зеленовато-серыми и красными алевролитами. Столь дробное расчленение бейской свиты для целей стратиграфии оказалось неприемлемым ввиду сложных фациальных изменений и невыдержанности по разрезу предложенных фаунистических комплексов. Более того, двучленное деление свиты хотя и принято для отдельных районов, но не выдерживается на всей площади распространения бейской свиты [Анатольева, 1960; Решения..., 1983].

Таким образом, несмотря на довольно хорошую охарактеризованность карбонатной формации в целом, особенности внутреннего ее строения до сих пор изучены еще недостаточно полно. Для восполнения в какой-то мере этого пробела нами был детально изучен ряд разрезов Минусинской впадины, характеризующих ее юго-западную, центральную и северо-западную части. Кроме того, предпринята попытка сопоставления строения карбонатной формации Минусинской и соседней с ней Чебаково-Балахтинской впадин. В пределах Минусинской впадины рассмотрены разрезы, расположенные на левом берегу р. Тея (район дер. Илеморово), на правом берегу р. Абакан (район дер. Койбалы) и к северо-западу от пос. Нижняя База. Выбор разрезов позволяет оценить особенности строения формации внутренних, испытавших непрерывное прогибание в течение всего нижнего и среднего девона частей впадины и проследить характер изменений состава и строения карбонатной формации вдоль осевой зоны и по направлению к ее бортам.

В юго-западной части впадины в районе дер. Илеморово карбонатная формация согласно с резким и четким контактом залегает на терригенных отложениях илеморовской свиты, верхняя часть которой имеет следующее строение.

	Мощность, м
1. Песчаники зеленовато-серые средне- и крупнозернистые редкие с прослоями (до 10 см) алевролитов	5
2. Аргиллиты черные листоватые оскольчатые	3
3. Известняки темно-серые среднезернистые массивные	0,5
4. Известняки строматолитовые светло-серые массивные тонкослоистые	3,5
5. Известняки глинистые темно-серые, почти черные с рассеянными остатками мелких лингул	2
6. Песчаники зеленовато-серые среднезернистые грубослоистые, переслаивающиеся с алевролитами зеленовато-серыми тонкослоистыми (0,5—1,2 м); прослой (0,2—0,3 м) аргиллитов коричнево-зеленых и зеленовато-серых листоватых	16

	Мощность, м
7. Песчаники светло-желтые среднезернистые полевошпат-кварцевые	6
8. Песчаники, алевролиты и аргиллиты, аналогичные горизонту 6	8
9. Песчаники зеленовато-серые, с голубоватым оттенком среднезернистые с грубой косою слоистостью, мощность косых серий 0,5—0,6 м. В кровле прослой (0,3 м) песчаников тонкозернистых и тонкослоистых со знаками ряби, расчленительными остатками на поверхностях напластования	11,4
10. Песчаники темно-серые известковистые среднезернистые тонкослоистые. Отдельные прослой (2—3 м) мергелей светло-серых листоватых с линзочками селенпта	4
11. Песчаники зеленовато-серые массивные с грубой косою слоистостью. Мощность косых серий до 1 м	12

Суммарная мощность описанной части разреза илеморовской свиты 71 м. Выше залегает карбонатная толща, в составе которой снизу вверх можно выделить следующие горизонты.

	Мощность, м
1. Известняки темно-серые глинистые тонкослоистые и тонкоплитчатые. В основании нередко разрозненные мелкие строматолитовые биогермы караваяобразной формы диаметром до 2 м, высотой до 0,4 м	2
2. Известняки светло-серые строматолитовые кустовидные, биогермы столбчатых строматолитов диаметром до 1,5 м и высотой 0,4—0,6 м	1,6
3. Известняки серые зернистые в основании слабоглинистые	4
4. Известняки темно-серые строматолитовые, биогермы ветвящихся столбчатых строматолитов высотой до 1,8 м, в кровле горизонт (0,3 м) известняков зернистых	2
5. Известняки серые зернистые с микрокосою слоистостью, в кровле слабоглинистые тонкоплитчатые по простиранию замещаются известняками строматолитовыми, биогермы слоистых строматолитов диаметром до 4 м и высотой до 2,5 м	4,2
6. Известняки темно-серые тонкозернистые тонкослоистые, в кровле с примесью песчаного материала	4
7. Песчаники светло-серые среднезернистые кварцевые среднеплитчатые	1
8. Известняки темно-серые глинистые с прослоями известняков среднезернистых оолитовых	11
9. Известняки темно-серые биодетритовые	5
10. Интервал с плохой обнаженностью. Внизу присутствуют известняки комковатые с рассеянным мелким органогенным детритом. В средней части прослой известняков темно-серых глинистых тонкослоистых и алевролитов. Вверху мергели желтовато-серые	44
11. Известняки коричневатого-серые строматолитовые небольшие (до 0,6 м в высоту), биогермы тонкостолбчатых строматолитов	1
12. Известняки темно-серые органогенно-детритовые с прослоями известняков глинистых тонкоплитчатых волнисто-слоистых	22
13. Известняки темно-серые глинистые тонкоплитчатые	5
14. Известняки темно-серые органогенно-детритовые с прослоями известняков глинистых тонкоплитчатых	12
15. Известняки темно-серые глинистые с рассеянным раковинным детритом	7
16. Известняки темно-серые биодетритовые	3
17. Известняки серые тонкозернистые, иногда глинистые с прослоями мергелей серых листоватых	8
18. Известняки светло-серые тонкозернистые массивные с примесью песчаного материала	2
19. Мергели светло-серые, вверху буровато-серые с прослоями известняков глинистых, в верхней части прослой алевролитов бурых тонкослоистых	25

Выше залегает толща бурых алевролитов и песчаников ойдановской свиты. Суммарная мощность карбонатной формации в этом разрезе 164 м.

Для Центральной части Минусинской впадины за типовой нами взят разрез верхнеживецких отложений в правом борту долины р. Абакан, в 1,8 км юго-западнее с. Койбалы. Здесь карбонатная толща (бейская свита), так же как и в предыдущем районе, согласно залегает на терригенных образованиях, относящихся к илеморовской свите, в верхней части которой прослеживается карбонатная пачка, представленная глинистыми и строматолитовыми известняками. Ее мощность 7 м. Выше располагается пачка песчаников светло- и желтовато-серых средне- и тонкозернистых с прослоями алевролитов и реже аргиллитов зеленовато-серых. В кровле

пачки песчаники сильноизвестковистые с тонкими линзочками селенита. Мощность пачки 35 м. Выше залегает карбонатная толща, в составе которой присутствуют.

	Мощность, м
1. Известняки серые и коричневато-серые кристаллически зернистые в подошве и кровле, горизонт известняков строматолитовых мощность от 1 до 6 м	26
2. Известняки темно-серые глинистые массивные, отдельные прослой мергелей тонкоплитчатых. Редкие рассеянные обломки мелких лингол	19
3. Известняки темно-серые массивные биодетритовые, обломки мелких брахиопод, мшанки	8
4. Известняки темно-серые массивные и плитчатые волнисто-слоистые глинистые и биодетритовые, переслаивающиеся с мергелями тонкоплитчатыми, содержащими рассеянный раковинный детрит	18
5. Алевролиты и песчаники охристо-желтые слабосцементированные	15
6. Мергели желтовато-серые и голубовато-зеленые тонкоплитчатые, прослой известняков глинистых массивных	14
7. Известняки коричневато-серые оолитовые	3
8. Алевролиты зеленовато-серые тонкоплитчатые и мергели алевритистые, отдельные прослой песчаных известняков	10
9. Известняки коричневато-серые водорослевые, тонкостолбчатые ветвистые строматолиты	5
10. Известняки серые глинистые и биодетритовые, плитчатые волнисто- и линзовидно-слоистые и мергели темно-серые листоватые и плитчатые. Обилие обломков и целых раковин крупных брахиопод, мшанки	66
11. Мергели темно- и буровато-серые известковистые глинистые, в кровле известняки серые кристаллически-зернистые	23

Выше залегают зеленовато-серые и вишнево-бурые алевролиты ойдановской свиты. Общая мощность карбонатной толщи 207 м.

Приведенные данные показывают, что в строении карбонатной формации юго-западной и центральной частей Минусинской впадины много общих черт. Наличие в ее составе нескольких характерных литологических горизонтов позволяет провести сопоставление описанных разрезов на уровне отдельных пачек (см. рисунок).

В основании карбонатной формации прослеживается пачка строматолитовых и кристаллически-зернистых известняков: на юго-западе преобладают строматолитовые, а в Койбальском разрезе появляются прослой глинистых известняков; мощность пачки увеличивается от 14 до 27 м.

Выше залегает пачка глинистых известняков, мощность которой увеличивается с юго-запада на северо-восток, и в этом же направлении из разреза исчезают песчаники.

Следующая пачка представлена биодетритовыми и глинистыми известняками. Из-за плохой обнаженности верхнюю границу и мощность ее в районе дер. Илеморова определить трудно.

В койбальском разрезе выше пачки биодетритовых и глинистых известняков залегает пачка терригенно-карбонатного состава, мощность которой за счет появления в ней прослоев песчаников, по-видимому, больше, чем на юго-западе. Верхняя граница пачки в обоих разрезах фиксируется по кровле своеобразного горизонта столбчатых строматолитовых известняков.

Выше залегает пачка биодетритовых и глинистых известняков, мощность ее также увеличивается в направлении с юго-запада на северо-восток.

Завершает разрез карбонатной формации пачка пестроцветных мергелей и глинистых известняков.

Выделенные в описанных разрезах литологические пачки в целом хорошо прослеживаются и в разрезе, расположенном на западном борту Минусинской впадины в районе пос. Нижняя База. Отметим лишь некоторые особенности. С уменьшением мощности формации в целом уменьшаются и отдельные пачки, в то время как характерные особенности их состава выдерживаются. Исключение составляет лишь самая нижняя пачка строматолитовых и кристаллически-зернистых известняков. Здесь в ее основании появляется горизонт средне- и крупнозернистых оолитовых извест-

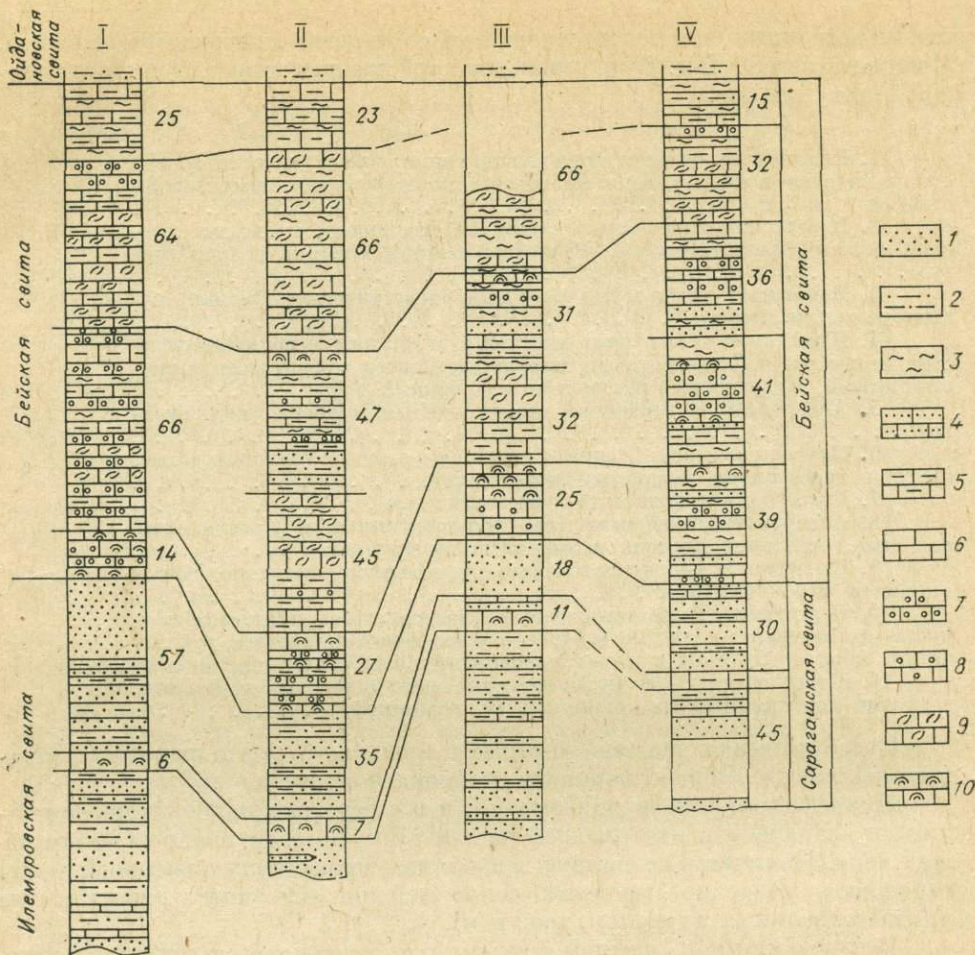


Схема сопоставления разрезов карбонатной формации.

Разрезы: I—III Минусинская впадина (I — дер. Илеморово, II — дер. Койбалы, III — пос. Нижняя База); IV — Чебаково-Балахтинская впадина (водораздел озер Иткуль — Шира).
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — мергели известковистые; 4—10 — известняки: 4 — песчаные, 5 — глинистые, 6 — кристаллические, 7 — кристаллически-зернистые, 8 — оолитовые, 9 — биодетритовые, 10 — строматолитовые.

няков и увеличивается роль мергелей в составе верхней пачки биодетритовых и глинистых известняков.

Сопоставим теперь строение карбонатной формации Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадин. Для примера нами выбран наиболее близкий к описанным и хорошо изученный разрез, характеризующий ее юго-западную окраину. Расположен он на водоразделе между озерами Иткуль и Шира. Здесь бейская свита согласно перекрывает малоомощный комплекс терригенных отложений сарагашской свиты — стратиграфического аналога асказской и илеморовской свит.

Снизу вверх в составе карбонатной формации выделяются.

Мощность, м

1. Известняки светло- и темно-серые кристаллические, в основании прослой известняков зернистых окремненных 7.
2. Мергели светло-серые тонкоплитчатые с редкими прослоями известняков глинистых, в основании (2,5 м) слой песчаников серовато-желтых среднезернистых 11
3. Известняки кремовато-желтые кристаллически-зернистые массивные и толстоплитчатые. Отдельные прослои мергелей голубовато-серых алевролитовых тонкоплитчатых 10
4. Мергели зеленовато-серые тонкослоистые, переслаивающиеся с известняками коричнево-серыми глинистыми тонкоплитчатыми. В нижней части прослой песчаников средне- и грубозернистых известковистых 6

5. Известняки светло-коричневые строматолитовые, участками окремненные	5
6. Известняки коричневато-серые тонкокристаллические зернистые тонкопереслаивающиеся с мергелями серовато-коричневыми тонкоплитчатыми алевритистыми, в кровле прослой (2,5 м) песчаников коричневато-охристо-бурых средне- и грубозернистых	14
7. Известняки коричневато-серые и светло-коричневые кристаллически-зернистые косо- и линзовидно-слоистые, в нижней и верхней части маломощные единичные прослой строматолитовых известняков	20
8. Мергели голубовато-серые алевритистые с редкими маломощными прослоями известняков зернистых	7
9. Песчаники светло- и желтовато-серые средне- и грубозернистые косослоистые, в средней части линзовидный прослой мергелей песчанистый	11
10. Известняки коричневато-серые и средне- и тонкозернистые. В верхней части известняки комковато-сгустковые с рассеянным тонким раковинным детритом	15
11. Мергели зеленовато-серые с прослоями известняков серых глинистых плитчатых	12
12. Известняки серые и коричневато-серые биодетритовые, переслаивающиеся с мергелем и известняками глинистыми, содержащими рассеянный раковинный детрит	12
13. Известняки темно-серые массивные биодетритовые, прослой известняков комковато-суглинистых	8
14. Известняки светло-серые глинистые, прослой мергелей серых тонкоплитчатых	12
15. Мергели и известняки глинистые серые тонкоплитчатые, переслаивающиеся с алевролитами бурыми	15

Выше залегает толща алевролитов и песчаников, относимая к ойдановской свите.

Общая мощность карбонатной формации в этом разрезе 165 м.

Из сопоставления разрезов Чебаково-Балахтинской и Минусинской впадин видно, что в целом последовательность литологических комплексов выдерживается, хотя состав некоторых несколько меняется. Нижняя часть пачки строматолитовых и зернистых известняков замещается пачкой мергелей с прослоями песчаников. Появляются песчаники в основании пачки биодетритовых и глинистых известняков. Причем если в Минусинской впадине биодетритовые известняки содержат большое количество слабоокатанного и неокатанного материала, то в описанном разрезе Чебаково-Балахтинской впадины они замещаются кристаллически-зернистыми известняками с хорошо отмытым и сильно перетертым биогенным детритом. В основании терригенно-карбонатной пачки появляется мощный горизонт грубозернистых существенно кварцевых песчаников. Исчезает из разреза горизонт столбчатых строматолитовых известняков. Все эти изменения свидетельствуют лишь о «местных» флуктуациях фациальных условий на фоне общей направленности седиментационного процесса в верхнеживетском бассейне карбонатакопления, охватывавшего не только Минусинскую и Чебаково-Балахтинскую, но и соседние Сыдо-Ербинскую, Рыбинскую и Уйменскую впадины.

Палеоклиматические условия, благоприятные для карбонатакопления, возникли уже в конце илеморовского времени. Об этом свидетельствует наличие в верхах илеморовской свиты относительно выдержанного горизонта строматолитовых и глинистых известняков. Однако процесс проходил только на отдельных приподнятых мелководных участках внутри бассейна и был подавлен непрерывно продолжающимся терригенным осадконакоплением. Компенсирующее действие затухающего терригенного осадконакопления и медленно развивающаяся трансгрессия привели к образованию в начале бейского времени обширного мелководного бассейна карбонатакопления, развитие которого началось с широкого распространения синезеленых водорослей.

Последовательная смена в вертикальном разрезе формации и широкое распространение выдержанных по составу литологических комплексов свидетельствует об определенном однообразии на отдельных этапах палеогеографических условий формирования карбонатной толщи. Закономер-

ное (сопряженное) изменение мощности как формации в целом, так и отдельных (сходных по составу) пачек, по-видимому, свидетельствует о конседиментационном развитии впадин во время формирования карбонатной формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1960.— 52 с.
- Анатольева А. И. Сравнительная характеристика Девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области.— М.: Наука, 1964.— 124 с.
- Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины/Под ред. М. А. Ржонсницкой, В. С. Мелещенко.— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— 140 с.
- Мелещенко В. С., Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н. Межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 2. М.: Недра, 1973, с. 95—118.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 216 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. II.— Новосибирск, 1983.— 123 с.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— В кн.: Очерки по геологии Сибири.— М.: Изд-во АН СССР, 1932.— 59 с.
- Stukenberg A. A. Materialien zur Kenntnis der Fauna der devonischen Ablagerungen Sibiriensis.— N. Y.: Acad. Sci., Petersb., 1886, t. 34, p. 26—48.

Ю. К. Советов

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ МОЛАССЕ: МАЛЫЙ КАРАТАУ, КАЗАХСТАН

ВВЕДЕНИЕ

Континентальные отложения предгорных вееров и аллювиальных равнин типоморфны для эпигеосинклинальных моласс и хорошо изучены в альпидях [Bersier, 1959; Füchtbauer, 1967; Van Houten, 1973], герцинидах [Хворова, 1961], каледонидах [Allen, 1970], рифеидах [Selley, 1965; Williams, 1966]. Автор ставил цель детально рассмотреть отношение в пространстве различных типов континентальных (аллювиальных) отложений вендской эпигеосинклинальной молассы, сформировавшейся в орóгенную стадию развития Северо-Тянь-Шаньской геосинклинали и в целом охарактеризованной раньше [Советов, 1984а, б]. Такое описание дается для сравнительного анализа с гомологичными образованиями других складчатых поясов.

1. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ МОЛАССОВОЙ ФОРМАЦИИ В РАЗРЕЗЕ И СТРУКТУРЕ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Объект исследования — отложения коксуйской серии вендского возраста, которая является только нижней частью эпигеосинклинальной байкальской молассы [Еганов, Советов, 1979; Максумова, 1980]. Коксуйская серия залегает со стратиграфическим несогласием на верхнерифейской большекаройской свите (флиш) и перекрывается верхневендской малокаройской серией (верхняя часть молассовой формации) (рис. 1).

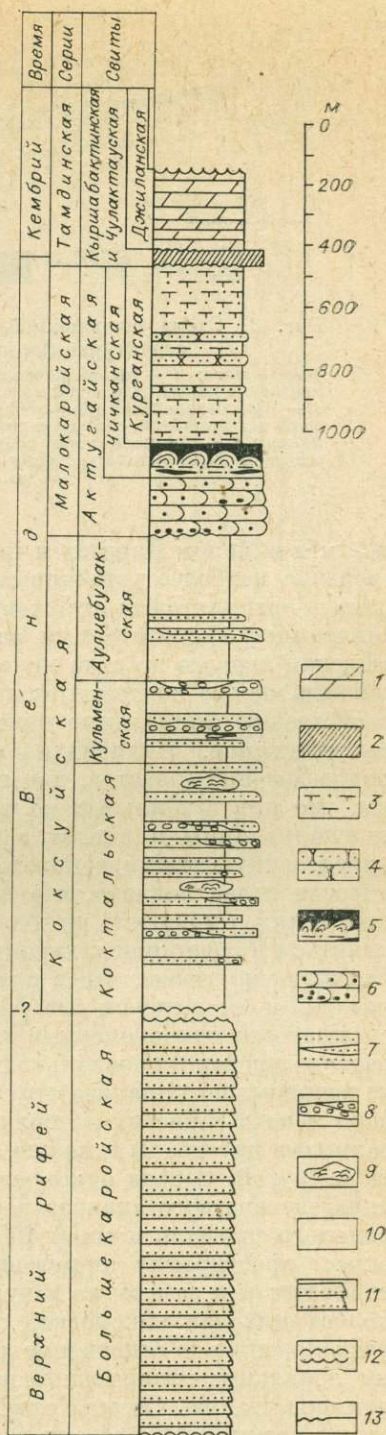
Рис. 1. Стратиграфическая последовательность позднекембрийских отложений Большекарской и Малокарской зон в Малом Каратау. 1—11 — типы отложений: 1 — доломиты массивные и плитчатые, 2 — доломиты строматолитовые, кремни, фосфориты, Fe—Mn отложения, 3 — туфы пепловые, туфоалевролиты, аргиллиты, 4 — песчаники и гравелиты вулканомиктовые и аркозовые, 5 — кремни и доломиты строматолитовые, алевролиты, песчаники с глауконитом, 6 — песчаники, гравелиты аркозовые, базальный кремневый конгломерат, 7 — песчаники кварц-литокластитовые и литокластито-кварцевые, 8 — конгломераты и гравелиты, 9 — доломитовые строматолито-микрофилитовые онкоиды, 10 — алевролиты-аргиллиты, песчаники и известняки с кластической примесью (преобладающе красноцветные отложения), 11 — песчаники и гравелиты граувакковые (турбидиты), алевролиты; 12 — отсутствие седиментационного контакта; 13 — поверхности межформационных разрывов.

В стратотипической местности (Малый Каратау) коксуйская серия занимает нижнюю стратиграфическую часть продольных тектонических блоков и на большой площади изолирована от более древних отложений разрывными нарушениями. За пределами Малого Каратау в Таласском хребте возможные аналоги коксуйской серии сложены в значительной мере морскими отложениями и содержат пачки турбидитов. Континентальные отложения широко развиты в Малом Каратау, где проводилось изучение разрезов и детальное профилирование континентальных пачек. Коксуйская молассовая формация приурочена к Малокарской зоне, расположенной к северо-востоку от более древних Джанытасской и Большекарской зон [Еганов, Советов, 1979]. Малокарская зона — часть Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны и фиксирует завершающую стадию развития Северо-Тянь-Шаньской геосинклинали и формирование передового прогиба (рис. 2).

2. СТРАТИГРАФИЯ КОКСУЙСКОЙ СЕРИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В. Г. Королев [1960] и Р. А. Максимова [1967, 1980] отнесли коксуйскую серию к молассовой формации, но в их исследованиях мало затронуты детальное строение литотипов и обстановки образования отложений. Автор данной статьи сделал попытку восполнить пробел, и на первом этапе исследований в коксуйской серии выделены три толщи [Еганов, Советов, 1979], в дальнейшем получившие статус свит [Советов, 1984а].

Корреляция разрезов коксуйской серии показала, что отложения серии имеют резко выраженную линзовую форму, и прослеживание пачек и свит от участка к участку возможно только при почти непрерывном их картировании. Такая работа проведена на всем протяжении молассового



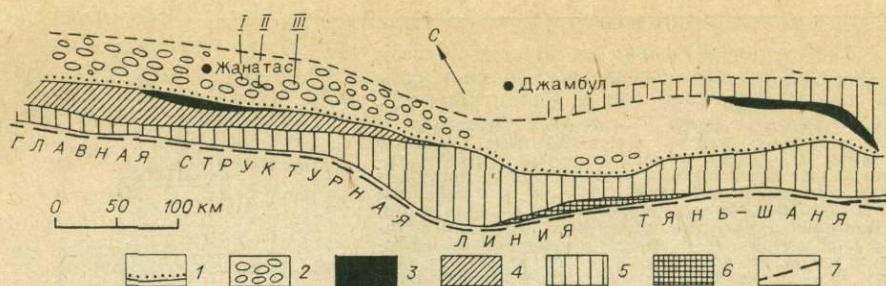


Рис. 2. Схема современной формационной зональности Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны Северного Тянь-Шаня.

1—5 — зоны: 1 — Малокаройская (молассовая формация), 2 — область распространения континентальных отложений коксуйской молассы, 3 — Джанятасская (рифовая формация), 4 — Большекаройская (большекаройский флиш), 5 — Таласская (узунахматский, кокджотский, тагыртауский, сарыджонский, чаткарагайский флиш); 6 — Бакаирская (рифовая формация); 7 — предполагаемые границы зон. I—III — участки коксуйской молассы, где составлены парагенетические ряды отложений и детали карты: I — р. Талдыбулак; II — оз. Кульме; III — р. Коктал.

прогиба в Малом Каратау и тем самым установлено местное маркирующее значение наиболее устойчивых мелководно-морских красноцветных алевролито-аргиллитовых отложений с известняками и доломитовыми строма-толито-микрофолитовыми онкоидами. Устойчивыми в разрезе на протяжении первого десятка километров (иногда больше) являются наиболее мощные пачки континентальных (аллювиальных) отложений, но и им свойственны фациальные изменения на коротком расстоянии и резкое выклинивание. Индивидуальные признаки мелких стратиграфических подразделений (пластов, пачек) в коксуйской серии весьма невыразительны, что при стабильных во времени условиях седиментации затрудняет телекорреляцию и вносит в интерпретацию региональных обстановок определенную долю предположений. Детальный анализ фациальной изменчивости пачек показал, что литологические признаки (состав, текстура, цвет и др.) и мощность не годятся для прямой корреляции и должны применяться в сочетании с характером циклического повторения отложений. Установлено также, что в пределах закартированной терригенной пачки различные ее латеральные фланги не могут рассматриваться (в строгом смысле) как одновременные из-за миграции обстановок и отложений на развивающейся аллювиальной равнине. Эти ограничения привели к задаче непрерывного анализа структуры континентальных пачек, что потребовало искать такие их латеральные разрезы, где были бы минимальными закрытые интервалы и можно было бы проследить переход одного литотипа в другой. Задача одновременного латерального и стратиграфического парагенетического анализа решена при непрерывном вычерчивании латерального профиля длиной 100—300 м и мощностью 10—25 м, примерно вкрест простирания терригенных пачек. Предшествующий анализ косой слоистости и замеры ее направлений показали, что в современном срезе полоса выходов коксуйской молассы имеет приблизительно поперечное расположение по отношению к создавшей ее дренирующей системе. Поэтому локальные латеральные профили элементов молассы ориентированы примерно также. Следует отметить, что измеряемые ориентированные текстуры редки, особенно они неясны в конгломератах и в массивных неясно-слоистых песчаниках, что само по себе не дает оснований считать разрез каждого осадочного тела на поверхности поперечным; он может быть и диагональным, и даже продольным.

Коксуйская серия расчленена (снизу вверх) на коктальскую, кульменскую и аулиебулакскую свиты. Взаимное положение, изменение состава и мощности свит показано на рис. 3 для участка Коктал, примерно в средней части полосы выходов молассы в Малом Каратау. Участок Коктал длиной около 8 км на значительной части хорошо обнажен, и стало возможным с помощью аэрофотоснимков и маршрутных наблюдений нари-

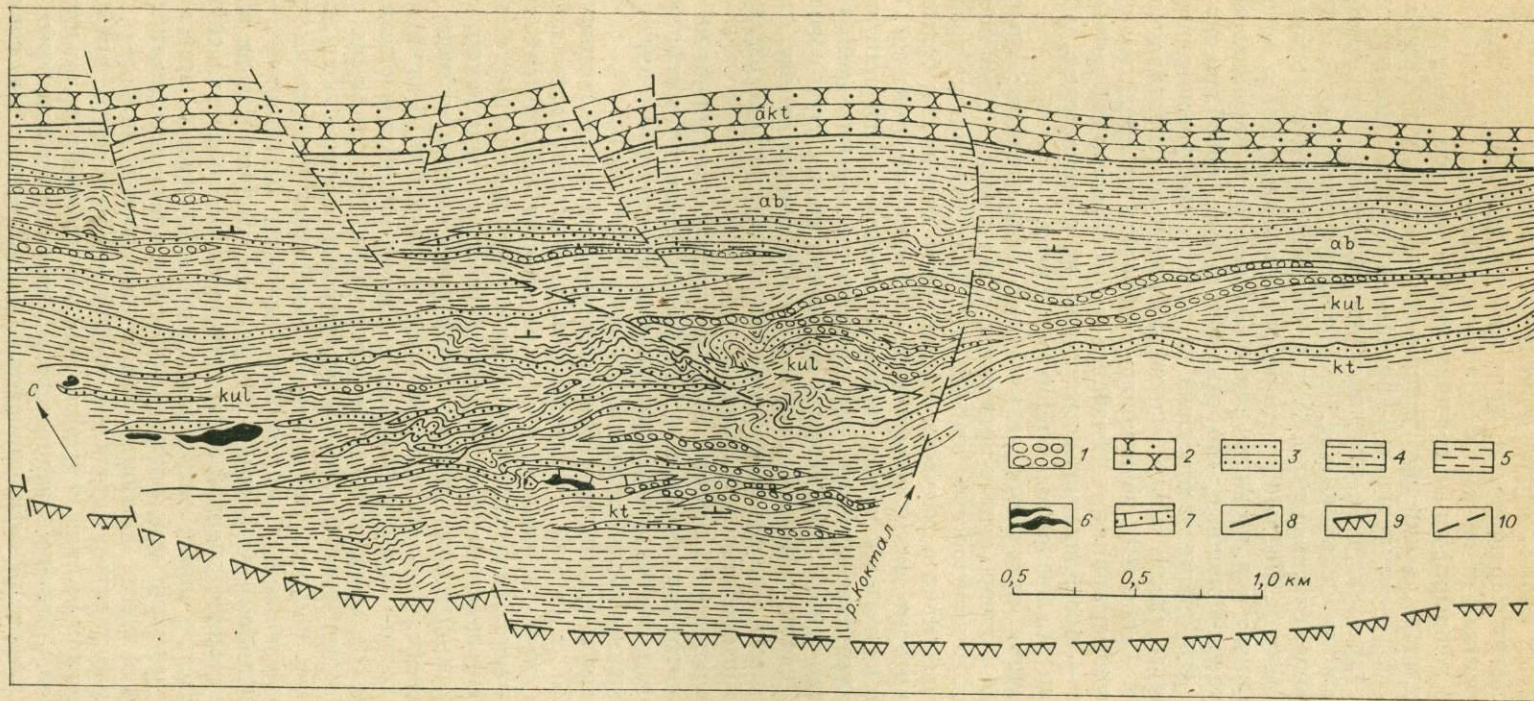


Рис. 3. Распространение и фациальные изменения континентальных отложений в кокуйской серии на участке р. Коктал.

1—6 — типы отложений: 1 — конгломераты и гравелиты (континентальные), 2 — аркозовые песчаники и гравелиты (прибрежно-морские), 3 — литокластито-кварцевые и кварц-литокластитовые песчаники (континентальные), 4 — алевриты и песчаники (переходные от континентальных к морским); 5 — алевриты, аргиллиты, песчаники (красноцветные) (мелководно-морские), 6 — доломитовые строматолито-микрофитолитовые онкоиды (мелководно-морские); 7 — известняки (красноцветные) с примесью кластического материала (мелководно-морские); 8 — границы свит; 9 — Малокаройский надвиг; 10 — разрывные нарушения второстепенного значения. Свиты кокуйской серии: kt — коктальская, kul — кульменская, ab — аулибулаканская; малокаройской: akt — актугайская.

совать для этой территории все наиболее крупные тела континентальных отложений. В масштабе рисунка нельзя показать детальное строение пачек — изображенный состав огрублен по преобладающему типу зернистых осадков. В целях картирования принятое условное обозначение оправдывает себя, так как несмотря на то, что континентальные отложения образуют хорошо дешифрируемые грядовые формы рельефа, коренное залегание видно не всегда, пачки прослеживаются по свалам и осыпям пород. Основной метод картирования — прослеживание каждой пачки по простиранию. На юго-западе естественным ограничением коксуйской серии является Малокаройский надвиг, по которому кембро-ордовикские карбонатные породы, слагающие хр. Актау, контактируют с «долинным» молассовым комплексом. Все наиболее представительные типы отложений образуют две группы: терригенные тонкообломочные и карбонатные и терригенные крупнообломочные, что означает только преобладание характерного типа. Отдельные мелкие тела указанных гранулометрических групп могут присутствовать в виде включений среди тел, противоположных по значению. Такие тела невозможно отобразить на представленной карте из-за масштаба и принятого обозначения, отображающего не только главный признак — преобладающую структуру, но и связанные с ней такие признаки, как тип наслоения, слоистость, цвет.

Тонкообломочные отложения делятся на четыре класса: красные тонкочередующиеся алевролиты и аргиллиты с подчиненными песчаниками; зелено-серые тонкослоистые алевролиты или песчаники; красные тонкослоистые известняки с примесью терригенного материала; белые известняково-доломитовые строматолито-микрофитолитовые онкоиды. Онкоиды и красные известняки всегда связаны с красными алевролитами и аргиллитами и интерпретированы как мелководно-морские шельфовые отложения. Зелено-серые алевролиты и песчаники всегда либо образуют самостоятельные пачки, либо ассоциируют с крупнообломочными терригенными отложениями и интерпретированы как отложения переходных обстановок от континентальных к морским.

Крупнообломочные отложения в этом масштабе подразделены на конгломератовые и песчаниковые классы. Оба класса связаны взаимопереходами на местности и интерпретированы как континентальные аллювиальные и частично дельтовые ассоциации.

Континентальные отложения образуют линзовидные и лентовидные тела длиной от 200 м до 6 км и мощностью от первых метров до первых десятков метров (максимальная мощность на участке Кенгобысай около 300 м). Непрерывность дешифрируемых полос континентальных отложений — только кажущееся явление, при детальном прослеживании выясняется, что линзовидные тела конгломератов и песчаников кулисно подставляют друг друга. Если не учитывать эту особенность, можно легко переместиться с одного стратиграфического уровня на другой и исказить стратиграфическую и парагенетическую структуры. На основании замеров направлений косо́й слоистости и ориентировки подошвенных знаков предполагается, что на рис. 3 представлены как поперечные (укороченные линзы), так и продольные и диагональные сечения (лентовидные тела) долинных аллювиальных ассоциаций. Форма лентовидных тел не всегда отождествляется с ориентировкой современного среза, во многих случаях (что рассматривается ниже) вытянутость тел обусловлена миграцией обстановок по латерали при формировании долинных ассоциаций.

В коктальской свите, наиболее полно представленной к западу от р. Коктал, континентальные отложения сосредоточены в верхней ее части в виде сгруппированных линз конгломератов и сменяющих их по простиранию песчаников. В северо-западном направлении почти все линзы континентальных отложений выклиниваются и замещаются мелководно-морскими.

Кульменская свита осложнена в средней части карты (см. рис. 3) дисгармоничным смятием и разрывами, тем не менее ее границы и внутренние подразделения прослежены на местности. Резкие фациальные изме-

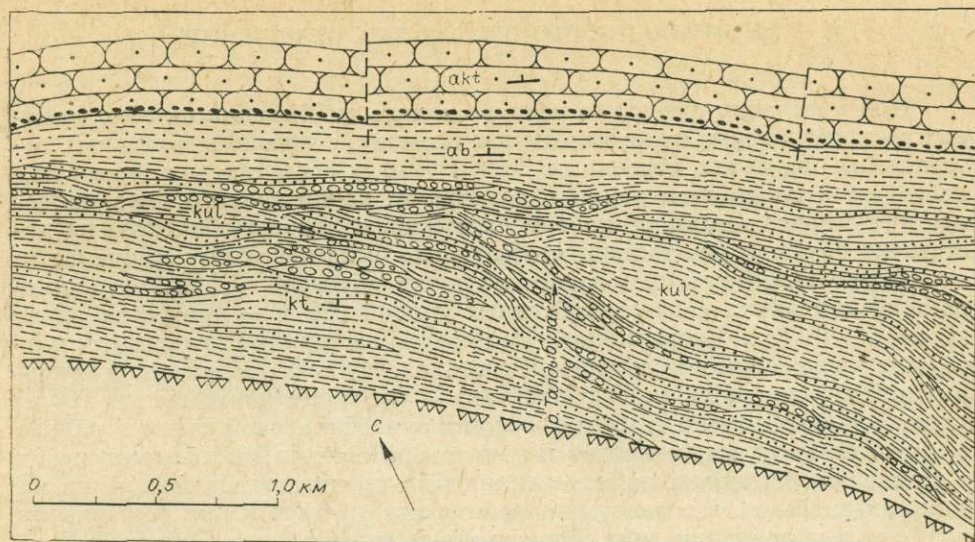


Рис. 4. Взаимоотношение континентальных и мелководно-морских отложений в коксуйской серии на участке р. Талдыбулак. Обозн. см. на рис. 3. В основании актугайской свиты показан базальный конгломерат.

нения и выклинивание отложений происходит на северо-восток и юго-запад. В краевых частях карты в разрезе свиты находятся две-три пачки континентальных песчаных отложений, в центральной — четыре и в каждой присутствуют линзы конгломератов. Верхняя пачка с красно-белыми яшмо-кварцевитовыми конгломератами в данной местности — маркирующая.

В аулиебулакской свите континентальные отложения сосредоточены на северо-западном фланге участка, здесь количество пачек и конгломератовых линз больше и значительно (почти вдвое) возрастает мощность свиты, главным образом за счет выклинивания континентальных отложений и частично за счет большей стратиграфической полноты разреза, верхи которого размыты на юго-восточном фланге, перед образованием актугайской свиты.

В целом взаимоотношение континентальных и мелководно-морских отложений демонстрирует узкоинтервальные латеральные фациальные изменения, переходы отложений друг в друга, резкие изменения мощности, выклинивание, связанные с седиментационными факторами — размывом отложений, подстилающих русловые ассоциации, резко неравномерным накоплением обломочного материала.

На участке р. Талдыбулак (рис. 4), в 35 км к северо-западу от участка р. Коктал, в коксуйской серии сохраняется последовательность стратиграфических подразделений с присущими им неоднородным строением, резким выклиниванием отложений и изменением мощности. В кокतालской свите мощная, но узкораспространенная ассоциация конгломератовых линз находится в ее верхней части, в этом можно видеть определенное сходство с аналогичным проявлением на участке р. Коктал. В кульменской свите ярко проявлено выклинивание континентальных (особенно конгломератовых) отложений на юго-восток, резко возрастает мощность свиты за счет тонкообломочных отложений — мелководно-морских и, возможно, дельтовых. Сокращение мощности свиты на северо-запад, вероятно, связано с размывом в основании линз русловых отложений. Континентальные отложения, сосредоточенные в нижней части аулиебулакской свиты, изменяются на юго-восток — расклиниваются тонкообломочными отложениями, за счет чего возрастает мощность свиты. Данная песчаниково-конгломератовая ассоциация аулиебулакской свиты образует хорошо обнаженную гряду вдоль левого борта долины р. Талдыбулак.

3. ЛИТОТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При выделении литотипов использовались наблюдения на всех участках распространения молассы в Малом Каратау, особенно в детальных латеральных профилях отдельных пачек. Выбор объектов для детальных наблюдений диктовался двумя параметрами: пачки должны быть наиболее представительными по набору литотипов и хорошо обнажены на достаточно большом расстоянии, чтобы можно было наблюдать фациальные переходы. Характеристика одного из таких объектов — фрагмента жалпакшійской пачки кокतालской свиты длиной 250 м — приведена ранее [Советов, 1984а]. Вторым объектом послужила верхняя пачка континентальных отложений в кульменской свите (оз. Кульме), обнаженная непрерывно более чем на 300 м. Третий объект — фрагмент (длиной около 100 м) талдыбулакской пачки, характерной для аулиебулакской свиты в районе с. Актогай. Здесь широко развиты конгломератовые линзы и виден переход к дельтовой обстановке, но отложения пачки пронизаны многочисленными дайками диабазов, что вносило определенные трудности при составлении профиля и корреляции линз. Все три профиля несколько различаются по строению и составу отложений, в целом эти эмпирические модели воспроизводят сложную картину чередования литотипов в пространстве.

При классификации литотипов континентальных отложений принимался во внимание факт выполнения ими хорошо ограниченных в пространстве осадочных тел (литосом). На данном этапе исследования морфология тел и их вещественное содержание не отделяются друг от друга. Выделено восемь литотипов отложений: конгломераты и гравелиты; гравелито-(конгломерато-) песчаниковые и гравелито-алевролитовые пуддинги или неотсортированные отложения; гравелиты (конгломераты) и песчаники с градиационной сортировкой материала; песчаники неясно-слоистые, слабоградиационные; песчаники разной зернистости наклонно-слоистые; песчаники разной зернистости косослойчатые; песчаники и алевролиты тонко-, горизонтально-, косослойчатые и тонко-(ленточно-) чередующиеся; алевролиты и аргиллиты тонкогоризонтально-слоистые.

Литотип 1 (лт1) — конгломераты и гравелиты. Конгломераты и крупногалечные гравелиты широко распространены в коксуйской молассе и залегают в виде линз разной величины от небольших скоплений галек в промоинах $0,2 \times 0,5$ и $0,5 \times 1$ м до крупных уплощенных тел свыше 100 м в поперечном сечении. Мощность крупных тел обычно невелика (1—4 м), картируемое тело конгломератов и гравелитов видимой мощностью в несколько десятков метров при ближайшем рассмотрении распадается на линзы меньшего размера, отделенные друг от друга либо реликтами слоев песчаника, либо отличающиеся по гранулометрической характеристике и ориентировке галек. Форма тел чаще всего имеет вид односторонне-выпуклой линзы, направленной выпуклостью вниз, с отчетливой нижней границей, являющейся поверхностью размыва нижележащих отложений. Глубина размыва и, соответственно, вреза конгломератов до 3 м. К краям линзы конгломератов постепенно утончаются, так же как уменьшается и размер обломков, иногда нижняя поверхность к краям резко воздымается и образует крутую боковую стенку, что свойственно, как правило, только одному краю линз. Нижняя поверхность обычно ровная, редко на ней видны выступы — отпечатки более мелких промоин.

Гранулометрический состав отложений литотипа разнообразен: от крупногалечных гравелитов до валунных конгломератов; сортировка материала чаще хорошая, реже на фоне мелкогалечной массы встречаются включения крупных галек и валунов. Матрикс в конгломератах, подчиненный по количеству, крупногалечный или мелкогравийный; в отдельных линзах он отсутствует, и гальки сцементированы в кварцитоподобный агрегат эпигенетическим кварцем. Цвет конгломератов зависит от цвета галек, чаще всего преобладают зеленовато- и темно-серые тона из-за обилия галек кварцелитов, фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев.

Пестрая окраска появляется при избытке красных яшм, розово-красных риолитов, красно-бурая окраска встречается редко, не выдержана по простиранию и, вероятнее всего, связана с эпигенетическими выделениями гематита в матриксе.

Галька в конгломератах округлая, реже вытянутая, хорошо- и среднеокатанная, отчетливо указывает направление наклонения — более крутое наклонное по отношению к нижней поверхности линз. В различных срезах видна параллельная либо косая ориентировка гальки к подошве линз. Кроме того, там где галька уплощена, она образует отчетливую черепитчатую текстуру, использованную для определения направления транспортировки материала.

По составу конгломераты подразделяются на кенгобысайскую и малокарыйскую группы. Первая группа установлена только на участке Кенгобысай, вторая — на остальных участках Малого Каратау. По петрографическому составу среди галек выделено 14 типов [Советов, 19846]. Некоторые из них объединяют несколько петрографических видов пород. Кенгобысайская группа обогащена базальт-андезитовыми обломками и обеднена кварцелитами, фтанитами и кремнями. Для каждой группы устанавливается в целом близкий состав во всех стратиграфических подразделениях. В малокарыйской группе, например, 80—90% галек состоит из различных кварцевых пород (кварцелитов, фтанитов, яшм, глинисто-кремнистых сланцев, кремней, метакварцитов), в кенгобысайской 30—40% галек составляют базальто-андезиты. Вариации состава конгломератов по разрезу на основании анализа 96 проб, объединяющих 22,5 тыс. галек, незначительны и не выходят за пределы вариации внутри свит и пачек. Следовательно, во время формирования молассы область сноса была стабильной и включала фтанитовую, вулканитовую, известняковую формации, а также массивы кислых, средних и основных интрузивных пород.

Литотип 2 (лт2) — гравелито-(конгломерато-)песчаниковые и гравелито-алевролитовые пуддинги или неотсортированные отложения — представляет собой массивные «мусорные» отложения, образующие линзовидные пласты мощностью от 0,5 до 5 м и видимой длиной до 100 м. Для неотсортированных отложений характерно отсутствие внутренних границ, смесь более или менее однородного материала различного размера, в том числе включение галек в песчаном и алевритовом матриксе, более редкие включения валунов, обрывков глыб, подстилающих слоев песчаников, алевролитов и известняков. Эти отложения узнаются по занозистому излому, мелкой очень пологой и неясной косо́й слоистости.

Пуддинги представляют собой линзы от 1 до 10 м длиной и мощностью от долей метра до 1—2 м песчано-алевритовых или гравелито-песчаных отложений с включениями подчиненной по объему мелкой гальки. Пуддинги сходны с диамиктитами, но отличаются отчетливой волнистой слоистостью или мультобразным залеганием материала.

Литотип 3 (лт3) — гравелиты (конгломераты) и песчаники с градиционной сортировкой материала. Крупно- и мелкообломочные отложения, связанные непрерывными переходами по латерали и вертикали, образуют пластообразные тела с мульдовой нижней границей — поверхностью размыва. Мощность таких тел от десятков сантиметров до нескольких метров, длина значительная — десятки метров. Характерным является строение пластов — снизу вверх постепенное утонение гранулометрического состава. Пласты могут быть в нижней части крупнозернистыми песчаниковыми, гравелито-песчаниковыми или содержать в основании отдельную конгломератовую гальку и ее скопления в виде неясного слоя. Распространена слоистость неясная горизонтальная в нижней части пластов и мелкая косая в их верхней мелкозернистой песчаной части. Кверху пласты завершаются чередованием горизонтально-косослоистых песчаников и алевролитов, а в целом являются циклотемами с градиционной сортировкой материала. Градиционные пласты характеризуются массивным сложением или неясноплитчатой отдельностью, утоняющейся

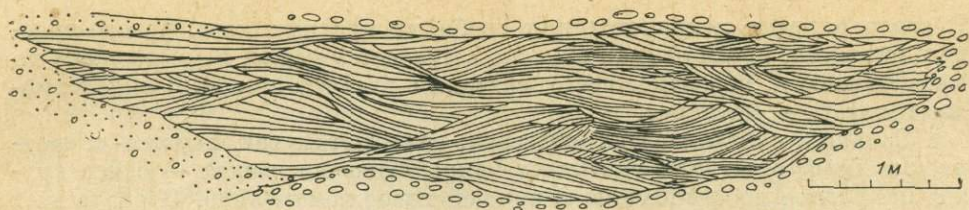
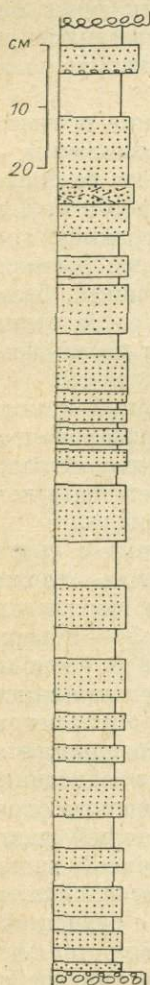


Рис. 5. Строение линзы косослойчатых песчаников (лт6). Песчаники подстилаются конгломератами. Мульдовая (троговая) крупномасштабная косая слоистость — результат наслоения подводных дюн при формировании прируслового бара.

к краям и кверху. Единичные градационные пласты встречаются среди других отложений, но обычно образуют самостоятельные пачки мощностью в первые десятки метров.

Песчаники хорошо- и среднеотсортированные, по размеру зерен и по петрографическому составу образуют ряд от кварцевых до кварц-литокластитовых [Еганов, Советов, 1979] и состоят из обломков кварца, калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, гранитоидов, кислых и щелочных эффузивов, кремневых и хлоритовых пород, сцементированных известковым, кварцевым или глинистым веществом.

Литотип 4 (лт4) — песчаники неяснослойчатые слабоградационные. Песчаники разной зернистости, хорошо отсортированные массивные или неясноплитчатые однородные неслойчатые («турбидитоморфные») формируют уплощенные пластообразные тела мощностью 0,2—1,5 м и длиной от 5 до 50 м. Нижняя поверхность пластов обычно резко выражена и связана с неглубоким размывом подстилающих отложений, иногда сопровождается присышками крупного песка и (местами) мелкого гравия. Типоморфная черта песчаников — почти полное отсутствие ясно выраженной слоистости и очень слабая градационная сортировка материала кверху, придающая им сходство с нижней частью песчаных турбидитов. К краям пласты песчаников часто теряют резкость границ, расчленяются на тонкие слои-плитки. В продольном сечении видна неясная наклонная плитчатая отдельность, обозначенная слабой гранулометрической дифференциацией осадка, иногда подчеркнутая присышками более крупнозернистого материала (слой в слое). В поперечном сечении элементы неясной слоистости ориентированы параллельно границам линзы (субгоризонтально). Обычная форма проявления слабоградационных песчаников — пачки в ассоциации с тонкообломочными отложениями.



Литотип 5 (лт5) — песчаники разной зернистости наклонно-слоистые. Песчаники разной зернистости, обычно хорошо отсортированные, но включающие многочисленные послойные «присыпки» гравия или прослои песчаников иной зернистости (массивные или крупноплитчатые), образуют крупные уплощенные линзы мощностью 1—2 м и длиной 10—30 м. Эти тела песчаников отличаются в поперечном сечении пологим косым наслоением под небольшим углом к нижней границе, а в продольном —

Рис. 6. Пакет тонкого чередования (лт7) песчаников разных гранулометрических классов (закраплено) и алевролитов. Текстура показана ориентировкой точек.

сечением слоистостью примерно параллельно нижней границе линз. Песчаники неяснослойчатые параллельно наслоению, в верхней части тел по-является мелкая косая слойчатость. Следует отметить, что косая слойчатость иногда видна на разных уровнях в средней части тел. Нижняя граница линз резкая, соответствует мульдообразному размыву подстилающих отложений, сопровождается отдельной галькой, небольшими их скоплениями или слоем конгломерата. Наклонно-слоистые песчаники образуют самостоятельные пачки, как и сходные с ними по текстуре градационные гравелито-песчаники, или ассоциируют с подчиненными, как правило, конгломератами. Вероятно, лт3, лт4, лт5 родственны и являются продуктами близких обстановок, но с разными динамическими параметрами среды.

Литотип 6 (лт6) — песчаники разной зернистости косослойчатые. Песчаники разной зернистости и слабой отсортированности по размеру зерен, обладающие ярко выраженной крупно- и мелкомасштабной мульдовой (тропоной) косой слойчатостью, залегают в виде укороченных линз или остаточных от размыва тел неправильной формы мощностью от 0,5 до 2 м и длиной от 1 до 25 м (рис. 5). Эти отложения вместе с градационными песчаниками — основные объекты, на которых производились измерения транспортировки материала по косой слойчатости. В линзах снизу вверх не наблюдается сортировки по размеру зерен, песчаники выглядят однородными, но могут включать гальку разного размера. Границы песчаниковых тел обычно резко выраженные, подчеркнутые контрастным окружением — конгломератами и гравелитами.

Литотип 7 (лт7) — песчаники и алевролиты тонко-, горизонтально-, косослойчатые и тонко-(ленточно-) чередующиеся. Мелко- и тонкообломочные отложения — песчаники и алевролиты — образуют пачки мелко- (сантиметры) чередования с ровнослойистой и горизонтально ориентированной структурой (рис. 6). Разновидность литотипа — пачки мелко- и тонкозернистых горизонтально-слойчатых или очень мелкослойчатых хорошо отсортированных песчаников. Пачки чередования имеют мощность от 0,2 до 3 иногда до 10 м, прослеживаются на расстояние до 90 м, и, вероятно, больше там, где их непрерывность не нарушена более поздним врезанием конгломератов и гравелитов. Среди чередующихся тонкозернистых отложений встречаются редкие тонкие слои (сантиметровой мощности) крупнозернистых песчаников. Если слои крупнозернистых песчаников имеют большую мощность, то принадлежат градационному литотипу, тогда как в основной своей массе песчаники, входящие в литотип чередования, лишены градационной сортировки.

Литотип 8 (лт8) — алевролиты и аргиллиты тонко-горизонтально-слойчатые. Темно-серые алевролиты и аргиллиты без хорошо различимых слоев или неясноленточно-слоистые — редкий тип отложений, имеющий форму сильно уплощенных линз от $0,2 \times 2$ до 1×40 м [Советов, 1984а]. Тонкообломочные отложения имеют четкие нижнюю и верхнюю границы и латеральные ограничения.

4. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ

Парагенетические (пространственные, часто встречающиеся) отношения отложений рассматриваются в трехмерном пространстве: поперечной и диагональной плоскостях через континентальные пачки. Для составления детальных разрезов хорошо обнаженный участок пачки континентальных отложений размерился с помощью мерной ленты на секции одинаковой длины (5 м), поперечные к пачке разрезы составлялись для каждой секции с точностью 0,2 м, и в полевых условиях производилась корреляция разрезов. Чтобы сократить до минимума неопределенность корреляции, зарисовку детальных латеральных профилей производили на обнажениях. Основа анализа фациальных изменений и парагенети-

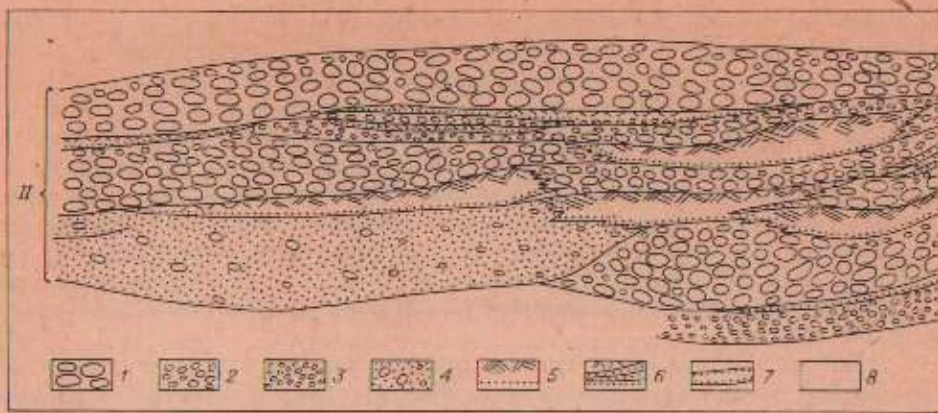


Рис. 7. Парагенетическая ассоциация конгломератов и косослойчатых песчаников (пг8) в верхнекульменской пачке. Пачка подразделяется на две стратиграфические части, которые одновременно (относительно друг друга) — латеральные соседи. В нижней части (I), начинающейся с пуддингов, преобладают мелкогалечные конгломераты и перекрывающие их лентовидные тела песчаников. Пакеты тонкого чередования песчаников и алевролитов обозначают крайнюю миграцию обстановок и завершение аллювиальных циклов Ia, Ib, Ic. Верхняя часть пачки (II) резко срезает нижнюю и

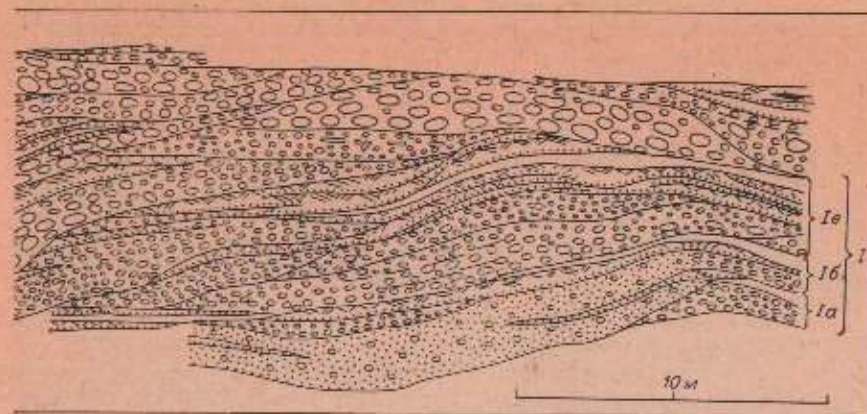
ческих отношений — непрерывная картина сменяющих друг друга в пространстве осадочных линз.

Сложные литотипы, внутри которых по структуре различаются части, не имеющие четких границ, названы автопарагенезами (апг). К таким образованиям относятся лт1, лт3, лт4, лт5. Ниже приводятся описания структур автопарагенезов.

Автопарагенез отложений лт1 (апг1). Замещение снизу вверх и по латерали конгломератов крупногалечных или валуных → конгломератами мелкогалечными, гравелитами или чередованием конгломератов и гравелитов.

Автопарагенез отложений лт3 (апг3). Замещение снизу вверх и по латерали конгломератов (гравелитов или песчаников с галькой) → песчаниками неяснослойчатыми → песчаниками мелкокосослойчатыми → чередованием песчаников и алевролитов. Соотношение по мощности каждой части (апг) самое разнообразное, но грубообломочные базальные отложения, как правило, подчинены.

Автопарагенез отложений лт4 (апг4). Замещение снизу вверх и по латерали песчаников (иногда с гравийной галькой) массивных однородных неслойчатых → песчаниками плитчатыми, иногда мелкокосослойча-



указывает на период интенсивного углубления долины при формировании крупногалечных и валуных конгломератов и относительно коротких линз грубозернистых песчаников с крупномасштабной косой слойчатостью; пакеты тонкого чередования отсутствуют — аллювиальные циклы в этой части незавершенные.

1—2 — конгломераты: 1 — крупногалечные и валуные; 2 — средние, мелкогалечные; 3 — гравелиты; 4 — конгломераты и гравелито-песчаниковые пуддинги; 5 — песчаники с крупномасштабной косой слойчатостью (лт6); 6 — песчаники наклонно-слоистые и мелкокосослойчатые (лт5); 7 — песчаники слабоградационные (лт4); 8 — пакеты тонкого чередования песчаников и алевролитов (лт7).

тыми → чередованием песчаников и алевролитов. Снизу вверх слабая гранулометрическая градация (утопление зерен).

Автопарагенез отложений лт5 (апг5). Замещение снизу вверх и по латерали конгломератов (или песчаников с галькой) → песчаниками массивными и плитчатыми неоднородными слоистыми → песчаниками мелкокосослойчатыми.

Три последних апг сходны по строению, отличаются преобладанием типических для данного лт отложений: в апг3 — конгломератов, в апг4 — однородных по структуре песчаников, в апг5 — слоистых песчаников.

Другая группа парагенетических ассоциаций образована часто встречающимися латеральными сочетаниями литотипов и отображает фациальные замещения за пределами линз. К этой группе относятся парагенезы литотипов: 1 и 2, 1 и 3, 1 и 6, 4 и 7. Нумерация парагенетических ассоциаций обеих групп общая и дана в порядке описания.

Парагенез 6 (пг6). Крупногалечные конгломераты лт1 замещаются по латерали пуддингами и неотсортированными гравелито-песчаниковыми отложениями лт2, но взаимоотношение указанных литотипов — довольно редко наблюдаемое явление и требует дополнительного обоснования.

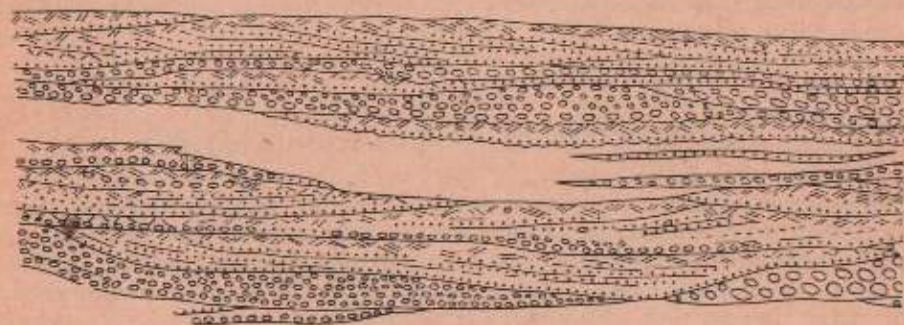
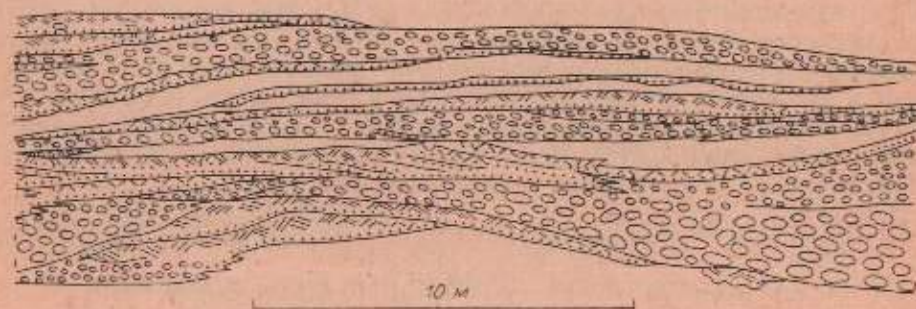


Рис. 8. Парагенетическая ассоциация конгломератов, наклонно-слоистых и косослойчатых песчаников в верхнекульменской пачке (пг8). В правой нижней части рисунка — типичная ассоциация крупногалечных и валуных конгломератов и грубозернистых косослойчатых песчаников. В левой нижней части — модификация (пг8) — конгломераты становятся мелкогалечными или образуют неясно выраженный ба-



зальный слой песчаниковых удлиненных линз с наклонной слоистостью и косой слойчатостью. Видно циклическое повторение парагенезов отложений (восемь — девять раз), в средней стратиграфической части пачки аллювиальные циклы завершаются топкочередующимися песчаниками и алевролитами. Обозн. см. на рис. 7.

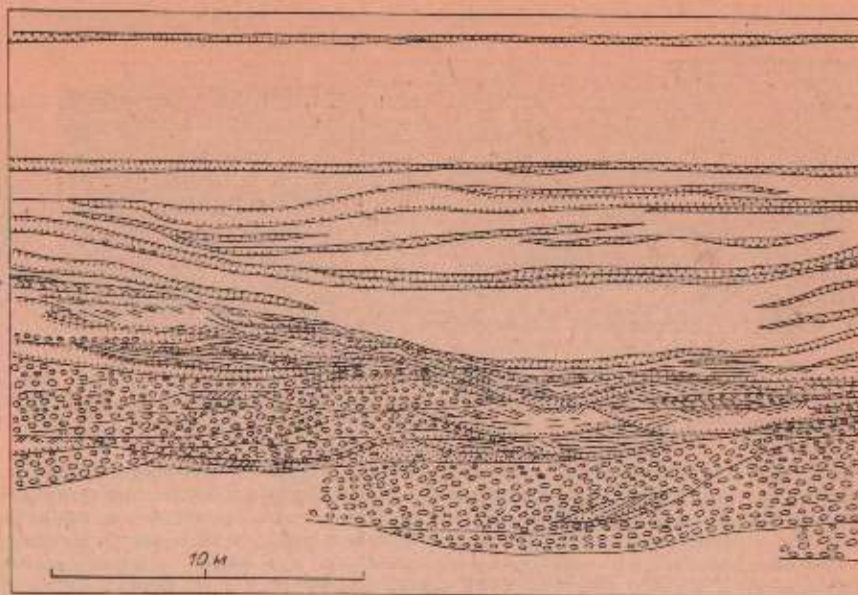


Рис. 9. Стратиграфическая последовательность парагенетических ассоциаций отложений в талдыбулакской пачке. Ассоциация конгломератов и косослойчатых песчаников (пг8) сменяется модификацией этой ассоциации, включающей пакловно-слоистые пе-

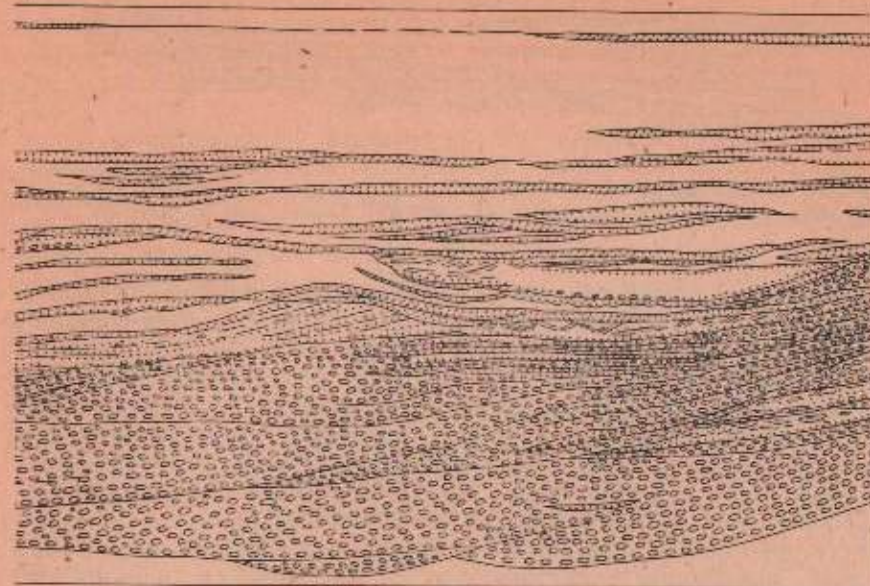
Парагенез 7 (пг7). Небольшие линзы гравелитов (конгломератов) мощностью 1—1,5 м (лт1) по латерали переходит в длинный тонкий «хвост» циклического строения, который выклинивается среди тонкочередующихся песчаников и алевролитов лт7. Этот парагенез наблюдался на единицах примеров, но достаточно постоянно выражен.

Парагенез 8 (пг8). Представляет латеральную связку конгломератов (гравелитов) (лт1) и косослойчатых песчаников (лт6) путем зубчатого зацепления или перекрытия с резкой границей (рис. 7). Литотипы соответствуют друг другу по мощности, либо конгломераты значительно по этому параметру превосходят песчаники. Там, где конгломераты получили преимущественное развитие и залегают тесно струженными линзами, песчаники подчинены, сохранились от размыва только реликты линз. Напротив, при изменении режима аккумуляции, утонении гранулометрического состава и мощности линз конгломератов косослойчатые песчаники преобладают (рис. 8) и залегают в виде перекрывающих плащеобразных покровов, образуя переходные к лт5 отложения.

Парагенез 9 (пг9) слабоградационных песчаников лт4 и тонкочередующихся песчаников и алевролитов лт7 широко распространен и в пределах отдельных пачек наблюдался десятки раз. Как указывалось, слабоградационные песчаники образуют апг4, по латерали они всегда выклиниваются, расщепляются и замещаются тонкочередующимися песчаниками и алевролитами (рис. 9). Некоторые мощные линзы лт4 (до 1—1,5 м в наиболее толстой части) к краям замещаются косослойчатыми песчаниками, такие линзы обычно располагаются поблизости от конгломератов и гравелитов, но прямой связи с ними не имеют.

5. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Парагенетическим латеральным рядом мы называем латеральную смену парагенетических ассоциаций в пачке континентальных отложений. Каждый конкретный парагенез и автопарагенез отложений прослеживается на расстояние, измеряемое первыми десятками метров, а затем сре-



счаники, а затем — в верхней половине рисунка — ассоциацией слабоградационных песчаников и пакетов тонкого чередования песчаников и алевролитов. Обозн. см. на рис. 7.

зается и перекрывается другими парагенезами и автопарагенезами. В разрезах пачки всегда присутствуют несколько сближенных однотипных парагенезов или автопарагенезов, отражающих стабилизацию условий в данном месте на фоне непрерывно мигрирующих обстановок. Поэтому парагенетические латеральные ряды отложений, устанавливаемые на отрезках пачки в первые сотни метров, представляют собой смену ансамблей парагенезов.

Парагенетические латеральные ряды континентальных отложений рассматривались нами на трех стратиграфических уровнях коксуйской молассы, в жалпакшійской, верхнекульменской и талдыбулакской пачках. Ряды — результат длительного развертывания процесса в пространстве, что проявилось в латеральном смещении более молодых отложений и перекрытии ими более древних при возвратной миграции обстановок.

В верхнекульменской пачке устанавливается следующий парагенетический ряд отложений, ориентированный с юго-востока на северо-запад: пг7, пг8 + лт7 → пг6, пг8 → пг8 → апг5 + лт7. Ассоциация плосколинзовых конгломератов и связанных с ними косослойчатых песчаников и градационных гравелито-песчаников, врезанные в тонкослоистые пакеты чередования песчаников и алевролитов, замещаются ассоциацией выпуклолинзовых мощных разнообломочных конгломератов и пуддингов, последняя замещается ассоциацией валунных конгломератов и грубозернистых косослойчатых песчаников, которая в свою очередь заме-



Рис. 10. Парагенетический латеральный ряд отложений в верхнекульменской пачке (оз. Кульме).

1 — конгломераты и пуддинги; 2—4 — песчаники: 2 — косослойчатые, 3 — пакловно-слоистые, 4 — слабоградационные; 5 — тонкое чередование песчаников и алевролитов; 6 — стратиграфический интервал аллювиальной пачки.

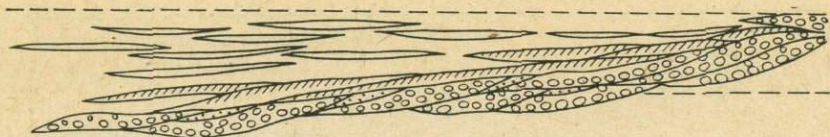


Рис. 11. Парагенетический латеральный ряд отложений в талдыбулакской пачке (р. Талдыбулак, около с. Актогай). Обозн. см. на рис. 10.

щается ассоциацией плосколинзовых конгломератов и наклонно-слоистых песчаников, врезанных в тонкослоистые пакеты чередования песчаников и алевролитов (рис. 10). В направлении к средней части ряда нарастает количество конгломератовых линз, их мощность и величина обломков, к северо-западному флангу конгломераты приобретают уплощенную форму, размер гальки уменьшается, каждая линза перекрывается наклонно-слоистыми песчаниками и часто выполняет роль их базальной составляющей. Краевые части ряда насыщены пакетами тонкого чередования мелко-, тонкообломочных пород, в средней части эти отложения не содержатся. Парагенетический латеральный ряд отложений наряду с пространственной имеет временную характеристику: в направлении ряда каждая последующая его секция более молодая и несколько перемещается вверх по стратиграфическому разрезу пачки. Тенденция «омоложения» закрепляется тем, что аналоги северо-западной секции ряда появляются и на юго-востоке, уже в самой верхней четверти разреза пачки, что соответствует закону Головкинского.

В талдыбулакской пачке континентальных отложений составлен парагенетический ряд, дополняющий описанный выше. Здесь с юго-востока на северо-запад происходит следующая смена отложений: пг6, пг8 + лт7 → апг1, пг8 → апг5 → апг4 + лт7. Конгломераты и пуддинги с реликтами пакетов тонкослоистого чередования песчаников и алевролитов замещаются конгломератами крупногальчными, иногда валунными и сопровождающими их линзами косослойчатых грубозернистых песчаников, затем плосколинзовыми конгломератами и гравелитами и наклонно-слоистыми песчаниками. Последние постепенно сменяются пакетами тонкого чередования мелко-, тонкообломочных пород с включениями сильноуплощенных линз слабоградационных песчаников (рис. 11). Можно считать, что слабоградационные песчаники не завершают латеральный ряд и он заканчивается единым пакетом тонкого чередования песчаников и алевролитов, постепенно переходящих в красноцветные алевролиты и аргиллиты, вероятно, мелководно-морского генезиса.

На профиле жалпакшийской пачки из кокतालской свиты [Советов, 1984а] видны огрубленные масштабом фрагменты описанных рядов, что в целом указывает на один и тот же процесс накопления континентальных отложений на протяжении всего времени формирования коксуйской молассы.

6. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Разнообразные литотипы отложений обломочной группы парагенетически тесно связаны друг с другом и содержат признаки накопления в процессе формирования речных долин. Крупнообломочные отложения выполняют каналы-русла, слабо выраженная слоистость в них направлена вниз по течению под небольшим углом, уплощенные гальки часто обнаруживают черепитчатое залегание. Конгломераты (гравелиты) заполняют более мелкие продолговатые промоины в ложе каналов, близ основания они содержат переотложенные плитки алевролитов-аргиллитов или диагенетических известняков из латеральных пойменных отложений. В конгломератах иногда встречаются крупные обрывки слоев крупнозер-

нистых песчаников. Размер наиболее крупных глыб алюмосиликатных и карбонатных пород достигает 0,4 м в поперечнике, окатанность материала, особенно пород кремневой группы, свидетельствует о длительности переноса, а качественная ее неоднородность — о речной седиментации [Sames, 1966].

Все песчаниковые литотипы имеют признаки речной седиментации: размыв в основании линз; скульптура выполнения промоин на подошве линз; мелкая косая слойчатость, образующая устойчивый веер направлений, характерный для каждой линзы, а в целом радиальное северное и восточное направления и продольные северо-западное и юго-восточное направления; циклическое строение пластов с направленной вверх градиционной сортировкой материала; параллельное подошве линз наложение в поперечном и наклонное — в продольном срезе линз; наличие базального крупнозернистого материала и постепенное замещение его песчаным в автопарагенезах; глинистые песчаники и гравелиты, линзы алевролита среди чуждых им по гранулометрии отложений; парагенетические отношения между литотипами и внутри них.

Структурные и текстурные характеристики русловых отложений зависят от интенсивности движения среды, первичной отсортированности обломочного материала. Русловые отложения подразделяются на отложения русловых каналов: 1) временных потоков — изолированные мало-мощные линзы конгломератов (гравелитов) среди тонкообломочных отложений; 2) постоянно мигрирующих и ветвящихся потоков разной интенсивности (преобладали высокодинамичные потоки) — главная масса сближенных линз конгломератов и гравелитов; 3) потоков средней интенсивности и развитой боковой эрозией борта долин — гравелиты и песчаники (лт3), (лт5); 4) и устьевых частей русловых каналов слабомеандрирующих потоков слабой интенсивности — слабоградиционные песчаники (лт4); 5) и плащеобразных грязевых потоков (пуддинги и неотсортированные гравелито-песчаники).

Косослойчатые разнозернистые песчаники, ассоциирующие с конгломератами пг8, представляли собой прирусловые бары (косы), аналоги косовых песчаников находятся также в верхней части пластов градиционных и наклонно-слоистых песчаников, так как они входят в автопарагенезы апг3 и апг5.

Тонкочередующиеся песчаники и алевролиты лт7 накапливаются на пойме в период половодий, а также во фронтальной части речных отложений, т. е. отражают периоды расширения седиментации за пределами каналов. Текстура осадка указывает на слабое движение среды, с редкими эпизодическими внедрениями потоков большей несущей силы.

Отложения лт8 — горизонтально-тонкослойчатые алевролиты и аргиллиты — не имеют видимых признаков перемещения течениями, они выполняют изолированные линзы и, по-видимому, являются гомологами старичных (озерных) отложений.

7. МОДЕЛЬ РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СВЯЗИ СО СТАДИЙНОСТЬЮ РАЗВИТИЯ

Модели заполнения русел в реках с разным режимом приведены в ряде работ [Шанцер, 1951; Allen, 1965; Williams, Rust, 1969; Селли, 1981]. Парагенетические ряды в коксуйской молассе указывают на временную последовательность парагенезов и моделей формирования речных отложений.

В первую стадию развития появились разрозненные временные потоки, внедрившиеся в предшествующую пачку пойменных (и, вероятно, мелководно-морских) отложений и оставившие в ней изолированные линзы аллювия. Имели место водные и грязекаменные потоки.

Во вторую — образовалась мощная горная речная система с разветвленными руслами. В эту стадию отложилась основная масса крупнога-

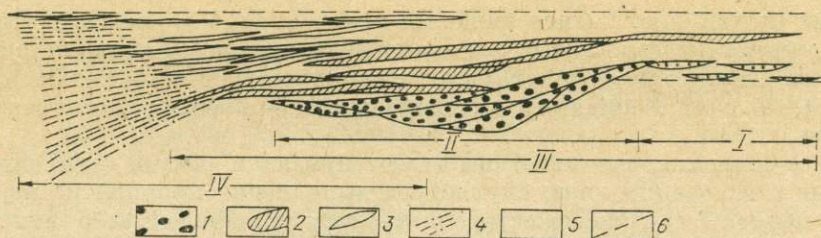


Рис. 12. Стадиальная модель эпизода аллювиальных накоплений в кокшетауской молассовой формации.

I — возникновение многорусловой речной сети; II — образование центральной реки с разветвленным руслом, активное врезание долины, наибольшие расходы воды и сила водотоков; III — накопление аллювия в процессе боковой эрозии долинных отложений меандровой рекой, формирование поймы; IV — заполнение понижений в пойме и небольших эрозионных каналов, наименьшие расход воды и сила водотоков. 1 — преобладающие отложения остаточных галечников русловых каналов; 2 — слоистых песков прирусловых отмелей (баров); 3 — неслоистых песков прирусловых отмелей и каналов; 4 — алевриты, аргиллиты и песчаники дельты; 5 — тонкочередующиеся песчаники и алевриты поймы; 6 — стратиграфический интервал накопления аллювия.

лечного материала мощностью до 10 м, и выработано геоморфологическое понижение под конгломератовыми секциями ряда глубиной до 20 м по отношению к краям долины, ширина которой составляла до 300 м (рис. 12).

В третью — седиментация сосредоточивается в моноводотоке, начинается интенсивное выработка профиля долины боковой эрозией, частичное меандрирование рек и накопление галечно-песчаного аллювия, а затем песчаного аллювия руслового и косового типа.

В четвертую — слабоизвилистые реки с малообъемным стоком и слабым потоком заполнили песчаными слабодифференцированными образованиями понижения в пойме. В то же время имели максимальное развитие боковые конусы выноса в результате заполнения основных русел и прорыва потоков через прирусловые валы. Эта конечная стадия является признаком отмирания реки и ее окончания у водоема стока.

Таким образом стадиальная модель речных кокшетауских отложений включает периоды возникновения первых русел, бурного развития их сети, равнинной реки и эфемерных русел и отмирания реки. Наибольшее геоморфологическое врезание долины происходило в раннюю стадию, когда переносимый материал был наиболее крупнообломочным и расход воды наибольшим. Более поздняя стадия характеризуется песчаными накоплениями меандровой реки, наиболее типичными для аллювия эпигеосинклинальных моласс. В завершающую стадию преобладают отложения дельтовой и пойменной равнин, развиты меньше плоские русла. Характер речных отложений свидетельствует о том, что истоки рек находились в расчлененной горной области, а накопление молассы происходило на предгорной равнине и только частично — в области аллювиальных конусов выноса.

8. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, ОБСУЖДЕНИЕ

Парагенетические ассоциации аллювиальных отложений вендской молассы целесообразно сравнить сначала с современными речными отложениями, а затем с ископаемыми аналогами. Как отмечено Е. В. Шанцером [1951, с. 38], в отложениях равнинных рек выделяются «...русловой, пойменный и старичный аллювий, каждый из которых является сам по себе сложно построенным парагенезисом различных фаций и литологических типов осадков». Им же (с. 22) показаны вертикальная и латеральная смена галечных отложений русла песчаными отложениями прирусловой отмели, а затем песчано-алевритовыми отложениями поймы. Характер замещения с наклонной ориентировкой галек полностью соответствует текстуре градационных слоев лт3, а вертикальная смена — циклической смене типов отложений в вендской молассе (см. рис. 8). Совпадают детали

строения и текстуры отложений: мульдовая косая слоичатость прирусловой отмели [Шанцер, 1951, с. 47] сходна с литотипом косослойчатых песчаников (см. рис. 5), описание так называемой «ленточной фации» приречной зоны поймы полностью соответствует характеристике лт7 (см. рис. 6). В целом аллювию равнинных рек по составу, строению и мощности соответствует левая часть парагенетического ряда (см. рис. 10). Конгломератовые линзы, по классификации Е. В. Шанцера [1951], относятся к горному аллювию.

Многочисленные примеры текстур и сортировки отложений р. Дон, приведенные в работе [Аллювиальные отложения..., 1954, с. 30—89], — иллюстрация высокой степени сходства отложений прирусловых отмелей и поймы с отложениями лт6 и лт7 в вендской молассе. С отложениями русловых каналов современных равнинных рек могут отождествляться только нижние части наклонно-слоистых песчаников лт5.

Мульдовая (троговая) крупная косая слоичатость прирусловой отмели р. Красной в США [Harms e. a., 1963] — хорошая модель литотипа косослойчатых песчаников (лт6) (см. рис. 5).

Выделенные литотипы в коксуйской серии венда имеют большое сходство по текстуре, положению на профиле, эрозионной нижней поверхности с литотипами (фациями) р. Доньек в Канаде, типизированными П. Вильямсом и Б. Растом [Williams, Rust, 1969; Rust, 1972]. Лт1 сходен с конгломератом и гравием фаций F, G (Там же, рис. 19, 20), лт6 — с мелко- и крупнокосослойчатыми песками русловых отмелей фации D (Там же, рис. 18a), лт7 — с ленточными песками, алевритами, глинами поверхности русловых и прирусловых отмелей фации B, лт8 — со слоичатыми алевритистыми глинами временных водоемов фации A (Там же, рис. 22). Наклонно-слоистые песчаники (лт5) имеют полное сходство с аналогичными по текстуре разозернистыми и гравийными песчаниками прирусловой отмели на р. Эмайк (штат Луизиана, США) [McGoven, Carner, 1970, рис. 4, 9], а также с подробно описанными теми же авторами плейстоценовыми гравийными песчаниками прируслового бара, которые чередуются с галечниками русловых каналов и русловых отмелей (штат Техас) (Там же, рис. 21). К галечникам русловых отмелей-перекатов по текстурным характеристикам (крутому наклону слоистости) приближаются конгломераты талдыбулакской пачки (см. рис. 9). Лт1 отвечает обстановкам продольных отмелей (баров) в русловых каналах [Rust, 1972] и русловых отмелей-перекатов [McGoven, Carner, 1970].

Известны многочисленные примеры древних аллювиальных отложений. Аллювий каменноугольных отложений Донбасса всесторонне рассмотрен в работе [Аллювиальные отложения..., 1954]. В этой работе Л. П. Феофиловой и В. С. Яблоковым показано строение пойменного аллювия (с. 144), с которым имеет полное сходство лт7 ленточно-слоистых песчаников и алевролитов, гравийные среднезернистые косослойчатые песчаники из свиты C₂⁷ (с. 167) аналогичны по текстуре, характеру границ и парагенетическим отношениям с окружающими отложениями лт5 наклонно-слоистых песчаников. Характерные рисунки русловых песчаников с косой слоичатостью [Аллювиальные отложения..., 1954, с. 216—217, 235—236] могут служить моделью для литотипа наклонно-слоистых песчаников (лт5). В этой работе приведено множество примеров характерных текстур различных частей аллювиальных пачек, их резкого выклинивания, эрозивных нижних контактов, геоморфологически выраженных каналов врезания в подстилающие отложения на глубину в десятки метров, многоярусного строения при вертикальном совмещении речных долин. Перечисленные признаки имеют место и в кластических отложениях вендской молассы.

В бассейне Эбро (Испания) в олигоцен-миоценовой толще среди речных отложений выделены одиночные и комплексные многоэтажные тела пласто- и лентообразной формы [Friend e. a., 1979]. С одиночными песчаниковыми телами лентообразной формы весьма сходны по текстуре (неясной слоистости, параллельной границам тел) слабоградиционные пес-

чаники (лт4), а с многоэтажными песчаниковыми телами пластообразной формы (Там же, рис. 2) — наклонно-слоистые песчаники (лт5).

Парагенезы конгломератов, наклонно- и косослойчатых песчаников, а также ленточно-чередующихся песчаников и алевролитов (см. рис. 8) имеют полное сходство с парагенезом речных отложений, описанных в верхнемеловой формации Немегет (Монголия) Р. Градзинским [Gradziński, 1970]. Наклонно-слоистые песчаники (лт5) вендской молассы могут быть сравнены с песчаниковыми отложениями меандровой реки нижнего мела Южной Англии [Steward, 1981]. Сходство с песчаниковыми телами, так называемыми аккреционными эпсилон-элементами, отмечается не только по четким граничным поверхностям размыва, внутренней текстуре, парагенетической ассоциации, но также и по масштабу (мощность измеряется метрами, а латеральная протяженность — десятками и сотнями метров) (Там же, рис. 2А, 7).

Очень близкая характеристика наклонно-слоистых песчаников в пенсильванской формации Киттаннинг (США) [Beutner e. a., 1967, рис. 1] и интерпретация их как отложений прируслового бара свидетельствует о сходстве их с лт5 из вендской молассы. В этой работе также подчеркиваются эрозивные контакты песчаниковых тел, иногда с внутриформационными конгломератами выше поверхности врезания.

Многоэтажные (многоярусные) песчаниковые тела в трех формациях верхнего девона — нижнего карбона Ирландии интерпретированы как результат миграции речных каналов, агградации и заполнения стоячих водоемов на аллювиальной равнине [Bridge, Diemer, 1983]. Песчаниковые тела (Там же, рис. 5, 9, 10) показывают сходство с наклонно-слоистыми песчаниками (лт5), а песчаники с крупномасштабной косою троговой слоичатостью (Там же, рис. 11А) — с косослойчатыми песчаниками (лт6).

Дж. Грэхэм описывает аллювиальные отложения в нижнекаменноугольных формациях Маам и Карнаговер в Северо-Западной Ирландии [Graham, 1981]. В формации Маам выделены фации I, II, III, IV, в формации Карнаговер — IIА, IIIА, IVА. Фация I — конгломераты с валунами до 40 см в диаметре — по краткой характеристике сходна с литотипом конгломератов и гравелитов (лт1) в вендской молассе; гравийные песчаники и песчаники без примеси гравия (фации II и III) с преобладающей параллельной слоичатостью и подчиненной косою слоичатостью, образующие лентовидные тела протяженностью в десятки метров (Там же, рис. 5А, В, 6А, В, 7А), имеют сходство с литотипом слабоградационных песчаников; фации IV и IVА в обеих формациях (Там же, рис. 6В, 7В) сходны с литотипом ленточно-чередующихся песчаников и алевролитов (лт7); фация IIА в формации Карнаговер, указывающая на латеральную аккрецию (эпсилон косою слоистость) (Там же, рис. 8А), имеет полное сходство с наклонно-слоистыми песчаниками (лт5).

На многочисленных примерах циклотем из девонской формации Олд Ред Сэндстоун (Англия), показаны повторяющиеся типы аллювиальных отложений, выделенных как фации А, В₁, В₂, В₃, С, D [Allen, 1970]. Грубозернистые отложения (фации А, В) формируют слои, наклоненные к подошве циклотем под очень небольшим углом, — эпсилон косою слоистость. В тех циклотемах, где наклонные слои представлены плоскопараллельно-слоичатыми песчаниками, а затем стратиграфически выше — мелкокосослойчатыми песчаниками, эти песчаники сходны с литотипом наклонно-слоистых песчаников из вендской молассы. Полное сходство по составу, характеру чередования, специфическим текстурам обнаруживается при сравнении фации С с литотипом ленточного чередования (лт7), фации D с литотипом глинисто-алевролитовых отложений (лт8) [Allen, 1970, с. 302]. Оба типа тонкообломочных отложений занимают верхнее положение в аллювиальных циклах.

В девонской формации Вуд Бей Шпицбергена [Moody-Stuart, 1966] установлены песчаниковые тела двух типов, которые отнесены к образованиям слабо- и сильноизвилистых речных потоков. Песчаники со слабо-

наклонными слоевыми подразделениями (эпсилон косая слоистость) (Там же рис. 3, 5, 7 с. 1106—1107) являются полным гомологом литотипа наклонно-слоистых песчаников (лт5). Второй тип тел в формации Вуд Бей, в котором отсутствует эпсилон косая слоистость, образован песчаниками со слабовыраженной слоистостью, параллельной эрозионным каналам, и имеет линзо- и пластообразную формы (Там же, рис. 8). Эти песчаниковые тела имеют полное сходство с литотипом слабоградационных песчаников (лт4) (см. рис. 9). Сходство заключается не только в структуре и текстуре осадков, но также в форме, протяженности и мощности тел, характере их латерального замещения (расщепления).

Н. Д. Смит [Smith, 1970] описал парагенетические ассоциации аллювиальных отложений нижнесилурийской формации Шавангук в Аппалачах; среди выделенных им типов циклотем типы А, С, D — гомологи выделенных нами парагенезов соответственно апг3, пг8, апг5:

Сравнение литотипов континентальных отложений в вендской молассе Малого Каратау с современными типами отложений различных районов речной седиментации и с древними аналогичными образованиями фанерозойского возраста показывает высокую степень их сходства. В качестве сравнительных использовались признаки отложений: морфологические, структурные, текстурные, ассоциативные (парагенетические). Работы по аллювию были привлечены для сравнения уже после того, как был получен и обработан полевой материал. Не все текстурные интервалы песчаниковых тел [Allen, 1970] могут быть выделены на примере вендской молассы, но это не означает, что их нет. Коксуйские аллювиальные накопления по своим характеристикам разнообразнее, чем опубликованные примеры, обычно аппроксимированные одной моделью. Аллювий в вендской молассе объединяет несколько известных моделей.

Сравнительным анализом устанавливается прежде всего сходство отложений трех гранулометрических типов: галечных, крупно- и грубозернистых песчаных и тонкозернистых песчано-алевритовых. Первые обычно интерпретируются как остаточный галечник (гравий), русловая мостовая, галечник русловых каналов; песчаные косослойчатые и наклонно-слоистые отложения — как прирусловые и внутрирусловые отмели (бары), частью, по-видимому, как прирусловый вал; мелкочередующиеся тонкообломочные отложения единодушно относятся к пойменным.

Наклонно-слоистые песчаники всеми исследователями рассматриваются как результат латеральной аккреции прируслового бара — характерный признак седиментации меандровой реки. Нет единого мнения о происхождении типа слабоградационных песчаников. Одни исследователи считают эти уплощенные линзообразные тела продуктом заполнения слабоизвилистых плоских каналов путем вертикальной аккреции [Graham, 1981; Moody-Stuart, 1966; Friend et al., 1979], другие не находят отличия их от отложений сильноизвилистых рек, где основной процесс — латеральная аккреция [Allen, 1970]. Автор данной статьи отмечал особое место в ряду аллювиальных образований этих «турбидитоморфных», часто бестекстурных песчаниковых тел [Советов, 1984а], но происхождение их до сих пор дискуссионно. Вероятно, эти отложения, тесно связанные, с одной стороны, с наклонно-слоистыми и косослойчатыми песчаниками, а с другой — с ленточными тонкообломочными породами, можно рассматривать как тип образований русел прорыва (расселин, кривасс) и конусов выноса, а также как тип отложений слабоизвилистых русел в пределах пойменной и дельтовой равнин. Слабоградационные песчаники, несущие признаки кривассовых глифов (грубозернистые прослой, резко врезанный профиль, на отдельных участках косую слоистость) латерально связаны с галечными и песчаными отложениями каналов. Структурно и текстурно более однородная разновидность этих отложений располагается (в виде изолированных или сгруппированных тел) стратиграфически выше отложений каналов среди ленточно-чередующихся песчаников и алевритов и рассматривается нами как завершающий элемент аллювиального парагенетического ряда (см. рис. 9).

Редкий тип отложений в аллювии меандровых и многорусловых рек — пуддинги, характерные сочетания которых с галечными «промытыми» накоплениями даны в описании аллювиальных конусов выноса [Blissenbach, 1954]. Близкое структурное положение пуддингов в парагенезах вендской молассы показано на рис. 7, это сходство можно объяснить возникновением речных долин, а в некоторых пунктах Малого Каратау (Кенгобысай) — режима аллювиального конуса выноса.

В целом признаки литотипов и парагенезов отложений в венде Малого Каратау не оставляют сомнения в их аллювиальном происхождении принципиально эти признаки не отличаются от описания современного и фанерозойского аллювия. Отдельные части парагенетических рядов отложений коксуйской молассы могут объясняться известными моделями, предложенными Дж. Алленом и Р. Селли для меандровых рек и рек с разветвленным руслом [Хэллем, 1983, с. 35—36; Селли, 1981, с. 246, 250].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Крупнообломочные отложения занимают в коксуйской молассовой формации Малого Каратау от 20 до 75% объема, являются аллювиальными отложениями, которые формируют долинные комплексы мощностью в десятки метров и шириной в первые километры. В плане долинны комплексы образуют линзо- и лентообразные тела, чередующиеся с тонкообломочными отложениями дельтового и мелководно-морского происхождения.

2. В аллювиальных отложениях выделено восемь литотипов, объединенных в девять типов автопарагенезов и парагенезов. Основанием для выделения литотипов послужили структурно-текстурные признаки (зернистость, сортировка, тип слоистости, ориентировка) и наличие резких нижних границ линз, совпадающих с поверхностями размыва. Парагенетические ассоциации — это часто встречающиеся связанные переходы литотипы. Парагенетические ряды объединяют парагенетические ассоциации в пределах стратиграфических пачек в латеральные ленты отложений. Парагенетический ряд является развитием во времени долинного комплекса.

3. Типы аллювиальных отложений в вендской молассе Малого Каратау являются аналогами подобных по морфоструктуре кластических тел, установленных в современных речных отложениях, а также в ископаемых речных отложениях фанерозоя. Каждый из выделенных литотипов может получить генетическое истолкование: имеют место отложения русловых каналов (в том числе прирусловых и внутрирусловых отмелей), плоских внеканаловых русел, грязекаменных потоков, поймы (в том числе застойных водоемов).

4. Каждое лентообразное тело долинных накоплений — след миграции в стратиграфическом и латеральном направлениях одной речной системы. Эта система не оставалась качественно стабильной и проходила путь от зарождения до отмирания (стадиальная модель аллювиальных отложений отображает четыре стадии).

5. Стадиальная модель аллювиальных отложений отличается от известных моделей аллювия многорусловых (ветвящихся) и меандровых рек тем, что объединяет их в последовательной смене. Она сходна с эмпирическими выводами, полученными при изучении многорусловых пачек аллювия в каменноугольных свитах Донбасса, в том, что в стратиграфически более высоких ярусах зернистость утоняется в связи с постепенным ослаблением речных потоков и в конце концов с их отмиранием [Аллювиальные отложения..., 1954, с. 170, 172]. Стадиальная модель отображает не только последовательность отложений во времени для данной местности, но также распределение их в пространстве от предгорной части до приморской обстановки дельтовой равнины. Можно предполагать, что причина вертикальной смены отложений — латеральная миграция об-

становок вследствие периодических поднятий области сноса. По-видимому, периодичность поднятий отличалась от колебания интенсивности погружения конечного водоема стока: погружения его более стабильны и длиннопериодичны.

6. Аллювиальные отложения в вендской молассе Малого Каратау фиксируют определенный этап развития складчатой области и по этому значению сходны с аллювием в альпийской молассе предгорий Альп и бассейна Эбро [Füchtbauer, 1967; Bersier, 1959; Friend, 1979; e. a.], герцинской молассе Предуральского прогиба и Среднеевропейской впадины [Хворова, 1961; Лютцнер и др., 1977]; каледонских молассах Великобритании, Шпицбергена и Аппалачей [Allen, 1970; Moody-Stuart, 1966; Friend, Moody-Stuart, 1972]. Аллювий свидетельствует о стабильном существовании горной области и сопряженной погружающейся аллювиальной равнины.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса/Под ред. Е. В. Шанцера.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.— 296 с.
- Лютцнер Г., Грумбт Э., Элленберг Ю., Фальк Ф. Вариссийские молассы Средней Европы.— В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. (Сборник статей ученых ГДР и СССР.) М.: Наука, 1977, с. 7—31.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 190 с.
- Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 88—116.
- Максумова Р. А. Формации позднего докембрия Таласского хребта.— В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967, с. 31—53.
- Максумова Р. А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980.— 149 с.
- Селли Р. К. Введение в седиментологию/Пер. с англ. под ред. В. Н. Холодова.— М.: Недра, 1981.— 369 с.
- Советов Ю. К. Состав и строение позднедокембрийских эпигеосинклинальных моласс (на примере Малого Каратау).— Геология и геофизика, 1984а, № 7, с. 12—22.
- Советов Ю. К. Конгломераты в вендской эпигеосинклинальной молассе Малого Каратау.— В кн.: Строение и условия образования осадочных формаций. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984б, с. 140—167.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 351 с.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность/Пер. с англ. под ред. Д. П. Найдина.— М.: Мир, 1983.— 318 с.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951.— 274 с.
- Allen J. R. L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments.— *Sedimentology*, 1965, v. 5, N 2, p. 9—191.
- Allen J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation.— *J. Sediment. Petrol.*, 1970, v. 40, p. 298—323.
- Bersier A. Séquence detriques et divagations fluviales.— *Eclogae geologicae Helvetiae* 1959, N 3, v. 51, p. 854—893.
- Beutner E. C., Flueckinger L. A., Gard T. M. Bedding geometry in a Pennsylvanian channel sandstone.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, v. 78, p. 911—916.
- Blissenbach E. Geology of alluvial fans in semiarid regions.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1954, v. 65, p. 175—190.
- Bridge J. S., Diemer J. A. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system *Sedimentology*, 1983, v. 30, p. 599—623.
- Friend P. E., Slater M. J., Williams R. C. Vertical and lateral building of river sandstone bodies Ebro Basin, Spain.— *J. Geol. Soc. London*, 1979, v. 136, p. 39—46.
- Friend P. E., Moody-Stuart M. Sedimentation on the wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: regional analysis of a late orogenic basin.— *Norsk. Polarinstitut. Skrift.*, 1972, v. 157.— 77 p.
- Füchtbauer H. Die Sand steine inter Molasse nordlich der Alpen: *Geol. Rdsch.*, 1967, v. 56, N 1, p. 266—300.
- Gradzinski R. Sedimentation of dinosaurbearing Upper Cretaceous deposits of the Nemegt Basin, Gobi Desert. Results Polish — Mongol Palaeont. Exped. II, *Palaeont. pol.*, 1970, v. 21, p. 147—229.

- Graham I. P.** Fluvial sedimentation in the Lower Carboniferous of Clew Bay, County Mayo, Ireland.— *Sedimentary Geology*, 1981, v. 30, N 3, p. 195—230.
- Harms J. C., MacKenzie D. B., McCubbin D. G.** Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana.— *J. Geology*, 1963, N 71, p. 566—580.
- McGowen J. H., Garner L. F.** Physiographic features and stratification types of coarse — grained point bars: modern and ancient examples.— *Sedimentology*, 1970, v. 14, p. 77—111.
- Moody-Stuart M.** High- and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen.— *J. Sed. Petrol.*, 1966, v. 36, p. 1102—1117.
- Rust B. R.** Structure and process in a braided river.— *Sedimentology*, 1972, v. 18, p. 221—245.
- Sames C. W.** Morphometric data of some Recent pebble associations and their application to ancient deposits.— *J. Sed. Petrol.*, 1966, v. 36, p. 126—142.
- Selley R. C.** Diagnostic characters of fluvial sediments of the Torridonian Formation (Precambrian of northwest Scotland).— *J. Sed. Petrol.*, 1965, v. 35, p. 366—380.
- Smith N. D.** The Braided Stream Depositional Environment Comparison of the Platte River with Same Silurian Clastic Rocks, North-Central Appalachians.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, N 10, p. 2993—3013.
- Steward D. J.** A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England.— *Sedimentology*, 1981, v. 28, p. 1—20.
- Van Houtter F. B.** Meaning of molasse.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1983, N 84, p. 1973—1976.
- Williams G. S.** Palaeogeography of Torridonian Applecross.— *Group. Nature*, 1966, v. 209, N 5030, p. 1303—1306.
- Williams P. F., Rust B. R.** The sedimentology of a braided river.— *J. Sed. Petrol.*, 1969, v. 39, N 2, p. 649—679.

В. В. Параев

О КАЙНОЗОЙСКОМ КРАСНОЦВЕТНОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ПАМИРО-АЛАЯ

Под названием Памиро-Алай [Щукин, 1983] понимается горная страна, граничащая на западе и северо-западе с Кызылкумами, Голодной Степью, а также Ферганской депрессией и прослеживающаяся на юг до границ советской Средней Азии, до долины Пянджа — Амударьи. В состав рассматриваемой территории Памиро-Алая входит Алайско-Зеравшано-Гиссарская горная страна (или Кухистан), Таджикская депрессия, Дарваз и Памир, а также некоторые сопредельные районы, т. е. в административном плане этот регион охватывает всю территорию Таджикской ССР.

Проблема изучения красноцветов Памиро-Алая в значительной степени связана с некоторыми общими задачами геологии кайнозоя всей Средней Азии. Это прежде всего многие нерешенные вопросы, имеющие отношение к проблеме стратиграфической корреляции, фациального и формационного анализов, различных палеотектонических, палеогеографических и других построений. Другой важный момент связан с выявлением конкретных типов и разновидностей отложений и установлением геохронологической и пространственной закономерности их размещения. Именно в этом аспекте и рассмотрены особенности кайнозойского красноцветного осадконакопления на территории Таджикистана. Но прежде чем перейти к его изложению, необходимо дать некоторые пояснения к положению красноцветов в общем разрезе кайнозоя и проблеме стратиграфического расчленения этих образований.

Кайнозойские отложения Таджикистана по своему происхождению отчетливо подразделяются на морской и континентальный комплексы. Их распространение во времени и пространстве далеко не равномерно. Первые тяготеют к нижней половине кайнозоя, охватывая главным образом палеоценом и эоцен, вторые — сконцентрированы в верхней его части. Возрастные границы между этими комплексами не всегда достаточно четко определены и не являются однозначными для всех районов. Неодно-

Схема стратиграфического расчленения палеоген-неогеновых отложений Средней Азии (по О. С. Вялову [1935, 1937, 1983])

Система, период	Отдел, эпоха	Подотдел	Ярус, век	
Неоген	Плиоцен		Бактрийский	
		Верхний	Бальджуанская свита	
		Средний		
	Нижний			
	Олигоцен	Верхний	Шурьсайская свита	Массагетский
		Нижний + средний		
Палеоген	Эоцен		Сумсарский	
		Верхний	Ханабадский	
			Исфаринский	
	Средний		Риштанский	
			Туркестанский	
			Алайский	
Палеоцен	Нижний	Сузакский		
	Верхний	Бухарский		
	Нижний			

родность пород, значительные колебания мощности отложений, почти полное отсутствие каких-либо руководящих форм органических остатков (главным образом это касается континентальной части кайнозоя) существенно затрудняют корреляцию как вообще кайнозойских отложений, так и красноцветных образований, в частности; единой общепринятой схемы их сопоставления нет.

В основу существующих делений кайнозойских отложений, как правило, берется стратиграфическая схема О. С. Вялова, разработанная им еще в 30-е годы по Ферганской долине и Таджикской депрессии. Всего им выделено десять подразделений в ранге ярусов: восемь среди морских отложений и два среди континентальных (табл. 1). Однако в последние годы стали появляться иные названия стратиграфических подразделений: толща, серия, свита, слой, горизонт. В одних случаях это продиктовано исключительностью фациально-литологических признаков, ограниченностью их распространения в какой-то одной структурно-фациальной зоне, в других — связано с устоявшимися традициями. Мы не будем проводить полный разбор проблемы стратиграфической корреляции кайнозоя и давать оценку тем или иным схемам. Этот большой и сложный вопрос, требующий специального изучения, не входит в наши задачи. Ограничимся только несколькими примерами, чтобы показать существо и сложность данной темы.

Так, в одной из последних работ среди морских палеоцен-эоценовых отложений Р. М. Давидзон и др. [1982] предлагают выделять десять горизонтов, устанавливаемых по фаунистическим остаткам, главным образом фораминиферам и моллюскам. Причем четыре из них в палеоцене. Красноцветные толщи массагетского яруса нередко отождествляют с кирпично-красной свитой, выделенной П. К. Чихачевым в 1929 г. Во многих районах Таджикистана эти отложения подразделяются на шурьсайскую и бальджуанскую свиты. В состав неогеновых континентальных толщ включают хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую свиты, охарактеризованные по отложениям дарвазского типа [Бурачек, 1933].

Континентальные красноцветные отложения Восточного Памира (долины рек Аксу, Восточный и Западный Пшарты) предлагают расчленять на четыре свиты (снизу вверх): бугучинскую, южно-акбайтальскую, кызылайгинскую, ташкалакскую [Гусев и др., 1972]. Все свиты, кроме второй, сложены терригенными породами. Южно-акбайтальская представ-

Таблица 2

Схема стратиграфического расчленения палеогенных отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий (по Р. М. Давидзону и др. [1982] с упрощениями)

Отдел, эпоха	Подотдел	Горизонт
Эоцен	Верхний	Шурьсайский
		Санглакский
		Кушанский
	Средний	Тохарский
		Бешкентский
		Юкарский
	Нижний	Гиварский
Палеоцен	Верхний	Каратагский
		Аруктауский
	Нижний	Табакчинский
		Акджарский

лена магматическими образованиями, формирование которых относится к послейверсионному периоду. Отложения бугучинской и кызылайгинской свит по палинологическому комплексу считаются одновозрастными и сопоставимыми с шурьсайской и бальджуанской и относятся к верхнеолигоценным — нижнемиоценовым образованиям. Ташкалакская свита по споро-пыльцевому комплексу, который сопоставим с комплексом из отложений бальджуанской свиты, датируется нижним миоценом. Однако уже в другой работе по этому же региону И. А. Гусев [1972] проводит границу между палеогеновыми и неогеновыми отложениями внутри бугучинской свиты, разделяя ее на две части и относя нижнюю к палеогену, а верхнюю — к неогену. Причем за нижней частью, сформировавшейся по ряду признаков в условиях, близких к морским, предлагает

сохранить наименование «бугучинская свита», а грубообломочные породы верхней части, фиксирующие начало господства значительных поднятий, выделить в самостоятельную яманташскую свиту.

Существующие стратиграфические схемы для различных структурно-фациальных зон Таджикистана трудно сопоставимы, ибо носят слишком приближенный обобщенный вид. Для характеристики особенностей красноцветного осадконакопления в палеогене наиболее приемлемой, на наш взгляд, кажется схема, предложенная Р. М. Давидзоном и др. [1982]. Многообразие же неогеновой седиментации в различных областях Памиро-Алая заставляет учитывать и неоднозначную трактовку имеющихся стратиграфических схем.

Рассмотрим теперь, как распределяются кайнозойские отложения по площади и какое положение среди них занимают красноцветные образования. По распространению палеогеновых и неогеновых отложений территорию Таджикской ССР условно можно поделить на две части: западную, куда входят Курган-Тюбинская, Кулябская и Ленинабадская области, а также районы республиканского подчинения, и восточную, включающую главным образом Горно-Бадахшанскую АО. В первой — палеоген имеет максимальное развитие, во второй — почти полностью отсутствует, либо встречается лишь фрагментарно.

Для выявления временных интервалов красноцветного осадконакопления в палеогене в западной части Таджикистана используем стратиграфическую схему, разработанную для Таджикской депрессии и сопредельных территорий [Давидзон и др., 1982] (табл. 2). В целом палеоген западной части Таджикской ССР представлен в основном морскими осадками. Красноцветные породы в палеогеновом разрезе встречаются лишь эпизодически на отдельных стратиграфических уровнях, которых отмечается семь (снизу вверх): акджарский, юкарский, бешкентский, тохарский, кушанский, санглакский и шурьсайский. Красноцветные породы названных уровней в большинстве своем залегают среди глинисто-карбонатных осадков, охватывая, как правило, незначительную часть раз-

реза. Они образуют небольшие линзы, прослои, пачки мощностью от первых до нескольких десятков метров; представлены в основном глинами, алевролитами и песчаниками, которые часто содержат прослои гипсов и различных карбонатных пород.

Самый ранний палеогеновый уровень красноцветной седиментации связан с нижнепалеоценовыми отложениями и приурочен к акджарскому горизонту. Красноцветное осадконакопление акджарского уровня имело довольно широкое площадное распространение — оно прослеживается в шести районах региона; наиболее ярко этот процесс проявился в Вахш-Кызылсуйском, Дарвазском и Заалайском районах, где накапливаются мощные толщи (свыше сотни метров) красноцветных глин, алевролитов, песчаников. Подобные образования отмечаются также в Алайском и Зеравшанском районах и слагают толщи в несколько десятков метров. В юго-западном направлении процессы красноцветного осадконакопления акджарского уровня заметно ослабевают и в Гиссаро-Каратегинском районе коричневые глины и алевролиты сокращаются в мощности до нескольких метров.

Другой значительный уровень красноцветной седиментации относится к среднеэоценовой эпохе, выразившейся в накоплении красно-коричневых песчаников, алевролитов и глины иногда с прослоями гипсов. В Вахш-Кызылсуйском, Заалайском и Дарвазском районах такие отложения слагают большую часть разреза юкарского горизонта, достигая суммарной мощности в несколько десятков метров. В бешкентское время область накопления красноцветных пород резко сокращается, сохранившись только в Дарвазском районе. Такое осадконакопление проявилось лишь в виде небольших прослоев красноцветных алевролитов среди сероцветных пачек терригенных пород (мощностью 5—15 м). Но уже в верхнем эоцене вновь начинается постепенное расширение площадей с красноцветным осадконакоплением, которое охватывает не только ранее отмеченные, но и новые территории.

Накопление красновато-коричневых алевролитов, глин, реже песчаников иногда с гипсом или грубообломочным материалом отмечается в Вахш-Кызылсуйском, Заалайском, а также в Кафирниганском районах. Его начало приурочено к верхней части тохарского горизонта, где эти породы слагают прослои среди сероцветных, часто глинистых отложений. Кушанский уровень охарактеризовался еще большим расширением областей, охваченных накоплением красноцветных образований. Этот уровень прослеживается на территории Кафирниганского, Вахш-Кызылсуйского, Дарвазского, а также Гиссаро-Каратегинского районов. Как и в тохарское время красноцветы кушанского уровня появляются лишь в верхней части разреза в виде незначительных прослоев и линз, составляя не более 20% от общего объема пород. Они представлены главным образом коричневыми и коричнево-бурыми глинами, редко алевролитами. В Дарвазском районе встречаются красноцветные песчаники.

Такое же широкое территориальное развитие имеют красноцветные породы санглакского уровня. Существенно увеличивается общая их доля в разрезе в целом, порой достигая более 50%. Несколько изменяется и характер самих отложений. Если в Кафирниганском, Вахш-Кызылсуйском (нижней половине разреза), в северо-восточной части Заалайского (нижняя половина разреза) и Алайском районах еще доминируют коричневые и красно-коричневые глины, то уже в Дарвазском районе появляются красноцветные песчаники с редкими прослоями конгломератов, а в верхней части санглакского горизонта Вахш-Кызылсуйского и Заалайского районов коричневые песчаники даже преобладают.

Максимум палеогенового проявления красноцветного осадконакопления в западной части Таджикистана связан с олигоценом и приурочен к шурыйсайскому горизонту. Этот уровень красноцветной седиментации характеризуется широким повсеместным распространением и прослеживается на площади всей Таджикской депрессии и сопряженных с ней территорий. В олигоценовую эпоху красноцветной седиментации на большей

части рассматриваемой территории накапливаются также преимущественно коричневые глины, алевролиты, реже песчаники с прослоями гипсов, иногда известняков. Отмечаются прослои гравелитов и конгломератов. Мощность красноцветных образований обычно составляет несколько десятков, а порой и более сотни метров, исключение — лишь Туркестанский район, где эти породы обычно не превышают 20 м.

Говоря вообще о красноцветах олигоцена в палеогеновом ряду красноцветного осадконакопления, следует обратить внимание и на появление новых признаков этого процесса. О значительном расширении областей красноцветной седиментации и присутствии грубообломочных пород уже упоминалось. Здесь же мы отметим, что породы шурьсайского возраста нередко представлены полностью континентальными образованиями. В этом случае они, как правило, не выделяются в самостоятельное подразделение, а входят составной частью в комплекс континентальных отложений массагетского яруса, который нередко отождествляют с кирпично-красной свитой. Поэтому характеристику неогенового этапа красноцветной седиментации начнем именно с массагетского века.

Этот уровень, возрастной диапазон которого четко не оконтурен, ограничен в целом олигоцен—миоценом. На большей части территории он выделяется некоторой однотипностью отложения с преобладанием сравнительно мелкозернистого терригенного материала, в целом же по составу слагающих его пород и мощности можно выделить четыре типа отложений. Первый представлен чередованием красноцветных часто известковистых глин, песчаников, иногда мелкогалечных (часто кварцевых) конгломератов. Глины нередко соленосные и записованные. Согласно схеме геологического районирования Таджикской ССР [Марковский, 1959], такие красноцветные толщи имеют место в пределах Северного (хр. Курамшинский, горы Моголтау), Северо-Восточного (западная часть Ферганской долины) и Центрального (горные сооружения Алайской системы) Таджикистана, где их мощность колеблется от 100 до 300 м.

Другой тип красноцветных отложений связан главным образом с Юго-Западным Таджикистаном, включающим в основном Таджикскую депрессию, во внутренних зонах которой доминирующими являются различные песчаники с прослоями известковистых, нередко гипсоносных глин. В отдельных районах их соотношение может заметно меняться. Мощность отложений резко возрастает, достигая свыше 2000 м. Третий тип характеризуется значительным увеличением роли грубообломочных пород, распространение которых тяготеет в основном к прибортовым зонам Таджикской депрессии. Так, в южных предгорьях Гиссарского хребта красноцветные толщи сложены чередующимися глинами, песчаниками, конгломератами, причем доля последних снизу вверх по разрезу резко возрастает. Мощность отложений достигает 2000 м.

Четвертый тип красноцветов массагетского яруса представлен песчано-конгломератовыми образованиями. Области их распространения приурочены к Юго-Восточному Таджикистану, куда входят главным образом горные сооружения Памира, а также Дарваз. Однако эти отложения имеют весьма ограниченное развитие и встречаются лишь спорадически в виде небольших пятен и полос. Они сложены большей частью темно- и ярко-красными грубозернистыми песчаниками с линзами и прослоями конгломератов, красных глин, часто гипсоносных. Мощность отложений варьирует в значительных пределах; в северных районах региона она меняется от 65—120 (восточная часть Заалайского хребта) до 900—1500 м (западная часть Заалайского хребта). На территории Памира красноцветные толщи находятся в небольших изолированных зонах, обычно ограниченных тектоническими нарушениями. В районе перевала Кызыл-белес красноцветные конгломераты несогласно залегают на дислоцированных породах палеозоя, слагая толщу мощностью 200 м. Подобные образования известны в бассейне рек Аксу, Западный и Восточный Пшарты, правобережья р. Мургаб. Здесь красноцветные песчано-конгломераты образуют толщу свыше 600 м, а в отдельных районах даже до 1000 м.

В неогеновом ряду красноцветной седиментации, по-видимому, следует выделить в качестве самостоятельной плиоценовую эпоху. Она может быть не столь явно выражена, как охарактеризованные, и нередко трудноотделима от массагетского века. Однако этот уровень красноцветного осадконакопления в ряде случаев определенно и однозначно обособливается по литологическим признакам, характеру залегания красноцветных пород и пространственному их положению. Иногда плиоценовые красноцветы с размывом залегают на различных горизонтах морского палеогена либо несогласно лежат на палеозойских образованиях.

В придарвазской области (восточная прибортовая зона Таджикской депрессии) неогеновый период ознаменовался накоплением мощных грубообломочных толщ, достигающих в общей сложности свыше 5000 м. Этот разрез неогена относится [Геология СССР, 1959] к так называемому дарвазскому типу, представляющему собой отложения предгорного шлейфа, состоящего из разнообразных конгломератов, песчаников и глин. По фазам резкого усиления тектонических движений, обусловивших в районах Дарваза перерывы в осадконакоплении, а также по общим литологическим признакам и цвету пород неогеновый разрез расчленяется на четыре свиты (снизу вверх): хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую, нередко отделенные друг от друга угловыми несогласиями.

Красноцветные породы сконцентрированы только в нижней части неогенового разреза, представленной в основном хингоуской свитой. В ее сложении принимают участие разнообломочные конгломераты, песчаники и глины, сложным образом перемежающиеся друг с другом. Их мощность достигает 1800 м. В окрестностях Дарваза хингоуская свита имеет тектонический контакт с породами мезозоя, в некотором удалении к внутренним зонам Таджикской депрессии наблюдается согласное налегание на кирпично-красную свиту, а в Кулябском районе она трансгрессивно залегают на морском палеогене.

Резюмируя изложенный материал по кайнозойскому красноцветному осадконакоплению Памиро-Алая, необходимо подчеркнуть наиболее существенные моменты.

1. В кайнозойский период на территории Памиро-Алая четко прослеживаются девять временных уровней красноцветной седиментации. Они составляют ряд, начавшийся с палеоцена накоплением тонко- и мелкообломочных отложений, которые в олигоцене сменились континентальными толщами с преобладанием песчаников, и завершившийся в плиоцене формированием песчано-конгломератовых образований. Семь из них приурочены к палеогену (в случае, когда выделяется самостоятельный шурысайский уровень) и два — к неогену. По интенсивности проявления, которая выразилась в литологических особенностях отложений, их долевого участия и мощности, по продолжительности красноцветного осадконакопления они далеко не равноценны (рис. 1). Поскольку абсолютный временной интервал для таких стратиграфических подразделений, как свита или горизонт установить невозможно, то длительность одноранговых таксонов принимается равнозначной. Это в совокупности с другими приведенными признаками дает возможность качественной оценки каждого выделенного уровня красноцветной седиментации.

Самый продолжительный этап накопления красноцветных толщ связан с массагетским веком. Начавшись в олигоцене, он без явных перерывов длился (около 27 млн. лет) до миоцена включительно. Этот хронологический уровень осадконакопления ознаменовался формированием мощных красноцветных толщ и их самым широким распространением. Признаки его проявления отмечаются по всей огромной площади Памиро-Алая. На северо-востоке региона, включая Памир и Дарваз, а также частично Алайско-Зеравшано-Гиссарскую горную страну, преобладает грубообломочный тип красноцветного накопления. В южном и юго-западном направлении этот тип осадконакопления постепенно ослабевает и во внутренних областях Таджикской депрессии сменяется песчано-глинистыми отложениями.

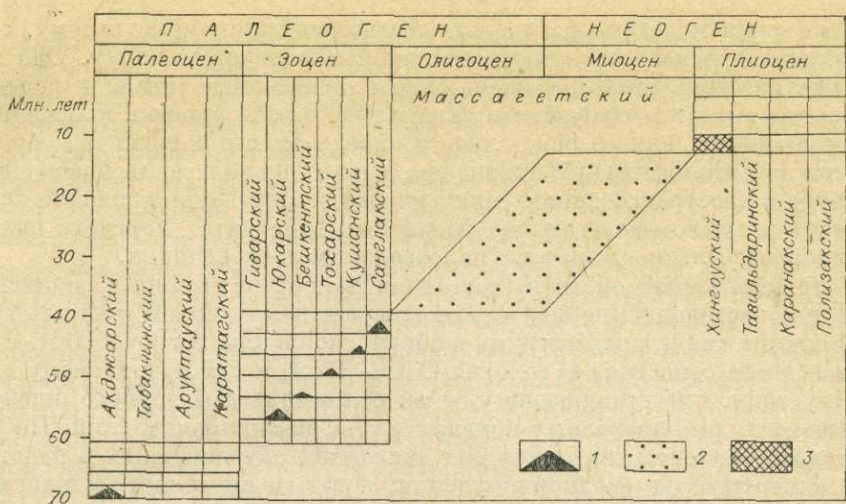


Рис. 1. Временные уровни проявления кайнозойского красноцветного осадконакопления в пределах Памиро-Алая.

Типы красноцветных отложений: 1 — тонко- и мелкообломочные, 2 — мелкообломочные с примесью грубообломочных, 3 — грубообломочные.

2. По особенностям красноцветного осадконакопления в кайнозое территория Памиро-Алая подразделяется на две большие провинции. В пределах первой проявления красноцветной седиментации прослеживаются в течение всего кайнозоя начиная с палеоцена. Она охватывает области всей Таджикской депрессии и ряд сопредельных территорий, на приведенной схеме (рис. 2) выглядит в виде конуса, ось которого ориентирована с юго-запада на северо-восток, основание (в пределах Таджикистана) ограничено долиной Пяндж — Амударьи. Своей вершиной этот конус глубоко вклинивается в другую выделенную провинцию, где красноцветное осадконакопление началось лишь в олигоцене. Во вторую провинцию входят горные сооружения Памира и Дарваза, а также большая часть Алайско-Зеравшано-Гиссарской горной страны.

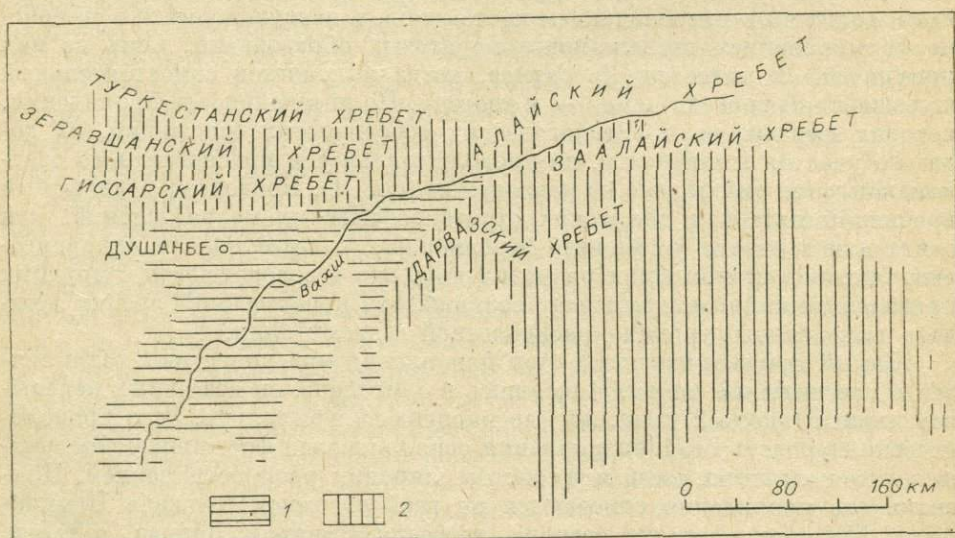


Рис. 2. Схема размещения областей Памиро-Алая с различным проявлением красноцветной седиментации.

1 — области развития красноцветного осадконакопления палеогенового и неогенового периодов; 2 — области распространения преимущественно континентального красноцветного осадконакопления, начавшегося с олигоцена.

Приведенные особенности красноцветной седиментации, ее стадийности, продолжительности и интенсивности указывают на то, что территория Памиро-Алая в кайнозойе представляла собой весьма сложный в геологическом отношении регион в виде отдельных провинций, которые существенно отличались между собой в палеогеографии и активностью тектонического режима. В этом плане Памиро-Алай близко напоминает историю развития Тянь-Шаня, начиная с конца мезозоя и охватывая палеогеновый и неогеновый периоды.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана.— Информационно-научно-техн. бюл. ЦНИГРИ, № 3—4, 1933, с. 49—59.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы.— Докл. АН СССР, 1935, т. 2, № 3, с. 278—281.
- Вялов О. С. Заметка о палеогене Таджикской депрессии.— Докл. АН СССР, 1937, т. 17, № 3, с. 131—134.
- Вялов О. С. К вопросу о ярусном делении палеогена Средней Азии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 5, с. 73—85.
- Геология СССР. Т. XXIV. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Гостеолтехиздат, 1959.— 735 с.
- Гусев И. А. О границе палеогеновых и неогеновых отложений в бассейнах рек Западный и Восточный Пшарт (Восточный Памир).— Докл. АН ТаджССР, 1972, т. XV, № 9, с. 51—53.
- Гусев И. А., Дронов В. И., Пенькова А. М. Новые данные о красноцветных отложениях долин рек Аксу, Восточный и Западный Пшарты (Восточный Памир).— Докл. АН ТаджССР, 1972, т. XV, № 7, с. 45—48.
- Давидзон Р. М., Крейденков Г. П., Самебаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий.— Душанбе: Донниш, 1982.— 152 с.
- Марковский А. П. Введение.— В кн.: Геология СССР. Т. 24. Ч. 1. М.: Гостеолтехиздат, 1959, с. 9—17.
- Щукин И. С. Геоморфология Средней Азии.— М.: Изд-во МГУ, 1983.— 431 с.

А. Ю. Нехаев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАТТУМНОЙ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НАРЫНСКОЙ ВПАДИНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

В межгорных впадинах Тянь-Шаня широко распространены кайнозойские красноцветные паттумные формации, общие особенности строения и состава которых в Нарынской впадине рассматривались во многих работах [Соколов, 1949; Шульц, 1948; Джумагулов и др., 1975; Омуралиев, 1978; Фортуна, 1983; Параев, 1981, 1983а, б]. Вместе с тем многие вопросы, в частности расчленение формации, классификация слагающих ее пород и другие, разработаны еще недостаточно. На примере красноцветных отложений западной части Нарынской впадины некоторые вопросы рассмотрены в статье.

Сначала приводится характеристика разрезов красноцветных отложений, выделяются слагающие их пачки, даются подробные описания, затем рассматривается классификация смешанных паттумных пород.

Красноцветные породы слагают нижнюю часть мощного палеоген-неоген-четвертичного комплекса, выполняющего Нарынскую впадину. Большинство выходов приурочено к предгорьям окружающих ее хребтов; наиболее представительные располагаются на южных склонах хребтов Чаарташ и Акшийрак. Почти повсеместно они залегают с угловым несогласием на размытой поверхности палеозойских пород (карбон), а перекрываются соленосными толщами миоцен-плиоценового возраста [Джумагулов и др., 1975]. Возраст красноцветных отложений определен

на основе споропыльцевого анализа как олигоцен-миоценовый [Фортуна, 1983]. Рассматриваемые отложения выделяются как киргизский красноцветный комплекс [Джумагулов и др., 1975; Фортуна, 1983] или же расчленяются на айрташскую и чонташскую свиты [Омуралиев, 1978].

В районе верховий р. Макмал они выходят в бортах многочисленных глубоких саев, дренирующих южные склоны хребтов Чаарташ и Акшийрак, и имеют четко выраженное двучленное строение. Нижняя, грубообломочная, часть представлена валунными, галечными конгломератами, крупно-, среднеобломочными паттумами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками; верхняя, мелкообломочная, — глинистыми алевролитами, мелкообломочными паттумами, глинистыми известняками и мелко-, среднезернистыми песчаниками с линзами гравелитов, среднеобломочных паттумов и мелкогалечных конгломератов. Граница между ними проводится по появлению в разрезе большого количества мелкозернистых пород.

Рассмотрим ряд разрезов нижней грубообломочной части.

Первый из них вскрывается в истоках р. Макмал, в 5 км юго-восточнее г. Чаарташ. На светло-серых крупнозернистых гранитах, после задернованного участка, залегают светло-серые мелковалунные конгломераты. Разрез сложен снизу вверх.

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных конгломератов. В ней выделены следующие слои.

Мощность, м

1. Конгломераты светло-серые массивные крупногалечные, мелковалунные с карбонатным цементом. Хорошо окатанные обломки (размеры колеблются от 1 до 20 см) представлены темно-коричневыми, зеленоватыми известняками	1,2
2. Песчаники известковистые светло-коричневые массивные	0,2
3. Конгломераты серые, светло-коричневые средне-, крупногалечные с коричневым песчано-карбонатным цементом. Обломки окатанные, полуокатанные (размеры колеблются от 1 до 15 см). Содержат линзы косо-слоистых крупнозернистых коричневых песчаников	1,1

Выше идет задернованный участок мощностью 25 м, после которого обнажаются следующие красноцветные породы.

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Паттумы коричневые, красно-коричневые косо-слоистые среднеобломочные. Обломки плохо окатанные, остроугольные представлены светло-серыми известняками, редко кварцитами и окварцованными песчаниками	0,2—0,4
2. Конгломераты коричневые массивные среднегалечные с красно-коричневым глинисто-карбонатным цементом. Обломки плохо окатанные (размеры колеблются от 1 до 12 см)	0,7—1,0
3. Паттумы красно-коричневые косо-слоистые среднеобломочные. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов	1,0—1,5
4. Конгломераты коричневые, красно-коричневые косо-слоистые мелко-, среднегалечные с глинисто-карбонатным цементом. Обломки плохо окатанные (размеры колеблются от 1 до 25 см). Содержат линзы среднеобломочных паттумов	2,0—2,5
5. Песчаники красно-коричневые косо-слоистые плохо сортированные крупнозернистые с глинисто-карбонатным цементом. Зерна плохо окатанные, остроугольные. Содержат линзы коричневых среднеобломочных паттумов и мелкогалечных конгломератов	6,0

Восточнее, в 1,5 км от этого разреза, находится следующий. Непосредственного контакта красноцветной толщи с подстилающими крупнозернистыми гранитами не наблюдается. Разрез сложен снизу вверх.

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты светло-серые массивные крупногалечные, мелковалунные со светло-коричневым карбонатным цементом. Обломки ока-
--

таные, полуокатанные (размеры колеблются от 0,5 до 20 см) представле- ны темно-серыми известняками, редко окварцованными песчаниками и кремнями	6,0
2. Песчаники известковистые светло-серые массивные	0,2—0,3
3. Конгломераты светло-коричневые массивные средне-, крупнога- лечные с коричневым песчано-карбонатным цементом. Содержат линзы косослоистых крупнозернистых коричневых песчаников	7,0

Мощность пачки 13,2 м.

II. Пачка красновато-серых гравелитов и песчаников.

Мощность, м

1. Паттумы красновато-серые косослоистые среднеобломочные с кар- бонатным цементом, чередующиеся с крупнозернистыми красно-коричне- выми песчаниками. Обломки плохо окатанные, остроугольные. Встреча- ются отдельные гальки, вверх по разрезу отмечается уменьшение разме- ров обломков	7,0
--	-----

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты красно-коричневые массивные плохо сортирован- ные крупногалечные с песчано-карбонатным цементом. Обломки полуока- танные, плохо окатанные (размеры колеблются от 0,5 до 20 см) преоблада- ют серые, темно-серые известняки, редко встречаются окварцованные пса- чаники и кварциты. Содержат линзы косослоистых среднеобломочных пат- тумов и гравелитов, количество их возрастает вверх по разрезу	6,0
--	-----

Восточнее, в 2,5 км от этого разреза, на светло-серых крупнозерни-
стых гранитах залегают следующие породы (снизу вверх).

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных кон- гломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты светло-серые, серые массивные крупногалечные, мелковалунные со светло-серым карбонатным цементом. Обломки хорошо окатанные (размеры колеблются от 0,5 до 15 см) представлены темно-се- рыми известняками, редко коричневыми кварцитами и окварцованными песчаниками	3,5—4,0
2. Песчаники известковистые светло-коричневые плотные с косою слоистостью	0,3—0,4
3. Конгломераты светло-серые массивные средне-, крупногалечные с коричневым песчано-карбонатным цементом. Содержат линзы коричне- вых косослоистых песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу	3,0—3,5

Мощность пачки 7—8 м.

II. Пачка красновато-серых гравелитов и песчаников.

Мощность, м

1. Паттумы красновато-серые, коричневые косослоистые среднеоб- ломочные с карбонатным цементом. Обломки плохо окатанные, остро- угольные. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов	7,0
---	-----

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты красно-коричневые массивные плохо сортирован- ные, средне-, крупногалечные с глинисто-карбонатным цементом. Облом- ки плохо окатанные, размеры колеблются от 0,5 до 15 см, уменьшаясь вверх по разрезу. Содержат линзы красновато-коричневых косослоистых крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов	5,0
2. Песчаники красно-коричневые косослоистые плохо сортирован- ные крупнозернистые, чередующиеся с косослоистыми среднеобломочны- ми паттумами. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и отдель- ные гальки	6,0

Аналогичные отложения вскрываются в 1 км восточнее предыдущего
разреза. Красноцветные породы ложатся на светло-серые крупнозер-
нистые граниты. Разрез представлен снизу вверх.

Мощность, м

1. Конгломераты светло-серые массивные крупногалечные, мелко- валунные со светло-коричневым карбонатным цементом. Обломки хорошо

	Мощность, м
окатанные (размеры колеблются от 0,5 до 25 см) представлены светло-серыми, серыми известняками, реже красно-коричневыми окварцованными песчаниками	3,5
Задрнованный участок мощностью 8 м.	

II. Пачка красновато-серых гравелитов и песчаников.

	Мощность, м
1. Паттумы красновато-серые косослоистые среднеобломочные с карбонатным цементом. Содержат отдельные окатанные гальки и тонкие линзы гравелитов	1,5

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

	Мощность, м
1. Конгломераты красновато-серые массивные средне-, крупногалечные с песчано-карбонатным цементом. Обломки окатанные, полуокатанные (размеры колеблются от 0,5 до 15 см). Содержат линзы красно-коричневых косослоистых крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов, количество которых возрастает вверх по разрезу одновременно с уменьшением величины обломков	8,0
2. Паттумы красно-коричневые косослоистые среднеобломочные, цемент глинисто-карбонатный. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и отдельные полуокатанные гальки, их количество уменьшается вверх по разрезу	5,0
Выше начинается задрнованный склон мощностью 35 м.	
3. Паттумы красно-коричневые массивные мелкообломочные. Содержат отдельные полуокатанные обломки гравийной и галечной размерности	4,0

IV. Пачка коричневых, красновато-коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов.

	Мощность, м
1. Конгломераты красновато-коричневые линзовидно-слоистые средне-, крупногалечные с песчано-карбонатным цементом, неотчетливой черешитчатой структурой. Обломки полуокатанные (размеры колеблются от 0,5 до 50 см) представлены серыми, темно-серыми известняками, кварцитами и кремнями. Содержат валуны, линзы мелкогалечных конгломератов, гравелитов и косослоистых среднеобломочных паттумов. Количество мелкообломочного материала увеличивается вверх по разрезу.	20,0

Следующий разрез составлен при изучении красноцветных отложений, выходы которых расположены в 0,5 км южнее перевала Аирташ. Они представлены снизу вверх.

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных конгломератов.

	Мощность, м
1. Конгломераты светло-серые массивные крупногалечные с коричнево-серым карбонатным цементом	6,5—7,0

Задрнованный участок 7 м.

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

	Мощность, м
1. Конгломераты красновато-серые массивные средне-, крупногалечные с красно-коричневым песчано-карбонатным цементом. Обломки полуокатанные, неокатанные. Содержат линзы красно-коричневых косослоистых крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов	2,5—3,0
2. Паттумы красно-коричневые косослоистые среднеобломочные с карбонатным цементом, чередующиеся с крупнозернистыми песчаниками.	2,0—2,5
3. Конгломераты красно-коричневые линзовидно-слоистые мелко-, среднегалечные. Обломки полуокатанные, неокатанные представлены серыми, темно-серыми известняками, реже кварцитами и коричневыми окварцованными песчаниками. Содержат линзы косослоистых крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов	5,0—6,0

Южнее, в 0,5 км от этого разреза, на серых, коричнево-серых крупнозернистых гранитах лежат светло-серые крупногалечные конгломераты, переходящие выше в красноцветные отложения. Они представлены (снизу вверх).

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты серые, светло-серые массивные крупногалечные, мелковалунные со светло-коричневым карбонатным цементом. Обломки хорошо окатанные. Вверх по разрезу отмечается уменьшение размеров обломков, ухудшается их окатанность, в цементе появляется песчаный материал аркозового состава 12,0

II. Пачка красновато-серых гравелитов и песчаников.

Мощность, м

1. Паттумы красновато-серые косослоистые среднеобломочные с карбонатным цементом. Содержат линзы гравелитов и крупнозернистых песчаников 3,5

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты красновато-серые массивные средне-, крупногалечные с красно-коричневым песчано-карбонатным цементом. Содержат в верхней части линзы красно-коричневых косослоистых крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов 8,0

2. Паттумы красно-коричневые косослоистые среднеобломочные с карбонатным цементом. Обломки плохо окатанные, остроугольные. Присутствуют линзы крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов 2,5—3,0

3. Конгломераты красно-коричневые косослоистые мелко-, среднеобломочные. Обломки плохо окатанные представлены серыми, темно-серыми известняками, редко кварцитами, кремнями и окварцованными песчаниками. Содержат линзы крупнозернистых песчаников и среднеобломочных паттумов, их количество увеличивается вверх по разрезу 10,0

4. Песчаники красно-коричневые косослоистые крупнозернистые с глинисто-карбонатным цементом, чередующиеся со среднеобломочными паттумами. Обломки плохо окатанные, остроугольные 35,0—40,0

5. Паттумы красно-коричневые массивные мелкообломочные. Содержат линзы крупнозернистых косослоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов 3,0—3,5

Мощность пачки 63—64 м.

IV. Пачка коричневых, красновато-коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты коричневые, красно-коричневые массивные плохо сортированные крупногалечные, мелковалунные с карбонатным цементом. Обломки полуокатанные, неокатанные (размеры колеблются от 0,5 до 35 см) представлены темно-серыми известняками, реже кремнями, окварцованными песчаниками, кварцитами. Присутствуют линзы красно-коричневых гравелитов, среднеобломочных паттумов и косослоистых крупнозернистых песчаников. Их количество увеличивается вверх по разрезу . . . 12,0—13,0

Подобные отложения вскрываются на южном склоне высоты 3422,0. На светло-серых карбонатных породах с несогласием залегают коричневые, красновато-коричневые породы. Они представлены снизу вверх.

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты красновато-серые, серые массивные крупногалечные, мелковалунные с коричневым песчано-карбонатным цементом. Обломки окатанные представлены серыми, темно-серыми известняками . . . 3,0

Выше наблюдается задернованный склон мощностью 7 м.

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты красно-коричневые плохо сортированные средне-, крупногалечные с глинисто-карбонатным цементом, чередующиеся с красновато-серыми косослоистыми крупнозернистыми песчаниками. Обломки окатанные (размеры колеблются от 0,1 до 20 см) представлены серыми, темно-серыми коричневыми известняками 1,5—2,0

2. Конгломераты красно-коричневые плохо сортированные средне-, крупногалечные. Содержат редкие линзы косослоистых крупнозернистых песчаников, среднеобломочных паттумов и отдельные валуны. Количество мелкообломочного материала резко возрастает в верхней части 14,0
3. Паттумы красно-коричневые косослоистые среднеобломочные, чередующиеся с крупнозернистыми песчаниками. Обломки неокатанные, остроугольные. Вверх по разрезу уменьшаются размеры зерен, появляются линзы мелкозернистых тонкослоистых глинистых песчаников 12,0
- Мощность пачки 28 м.

IV. Пачка коричневых, красновато-коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты коричневые, красновато-коричневые крупногалечные, мелковалунные с карбонатным цементом. Обломки плохо окатанные (от 0,1 до 40 см) представлены серыми, темно-серыми известняками, красно-коричневыми окварцованными песчаниками, кварцитами и кремнями. Присутствуют редкие линзы мелкогалечных конгломератов, гравелитов и среднеобломочных паттумов 25,0
2. Конгломераты коричневые средне-, крупногалечные с карбонатным цементом. Содержат линзы красновато-серого, серого косослоистого крупнозернистого песчаника и среднеобломочного паттума 35,0
3. Конгломераты коричневые мелко-, среднегалечные, чередующиеся с красновато-серыми, серыми косослоистыми песчаниками и среднеобломочными паттумами 20,0
- Общая мощность пачки 80 м.

В 2 км восточнее высоты 3422,0 на сильно выветрелой поверхности светло-серых известняков залегают с угловым несогласием следующие отложения (снизу вверх).

I. Пачка светло-серых, серых крупногалечных, мелковалунных конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты серые, светло-коричневые массивные средне-, крупногалечные с карбонатным цементом. Обломки окатанные, полуокатанные, размеры колеблются от 0,1 до 15 см. 1,5
2. Конгломераты светло-коричневые массивные мелко-, среднеобломочные с карбонатным цементом. Содержат большое количество песчано-гравийного материала 0,5

II. Пачка красновато-серых гравелитов и песчаников.

Мощность, м

1. Паттумы красновато-коричневые косослоистые с карбонатным цементом. Обломки плохо окатанные, остроугольные 0,1—0,5

III. Пачка красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты красновато-серые массивные средне-, крупногалечные с песчано-карбонатным цементом. Содержат редкие линзы мелковалунных конгломератов и крупнозернистых песчаников 40,0—44,0
2. Конгломераты коричневые, красновато-серые средне-, крупногалечные, переслаивающиеся с коричневыми косослоистыми паттумами и красновато-коричневыми крупнозернистыми песчаниками 20,0
3. Паттумы коричневые косослоистые среднеобломочные с карбонатным цементом, переслаивающиеся с красно-коричневыми крупнозернистыми песчаниками. Содержат линзы гравелитов 40,0
4. Песчаники красно-коричневые косослоистые мелко-, среднезернистые, переслаивающиеся со среднеобломочными коричневыми паттумами. Содержат линзы мелкообломочных паттумов 10,0
- Общая мощность пачки 110—114 м.

IV. Пачка коричневых, красновато-коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов.

Мощность, м

1. Конгломераты коричневые, красновато-коричневые массивные средне-, крупногалечные с песчано-карбонатным цементом. Обломки полуокатанные, неокатанные (размеры колеблются от 0,5 до 50 см) представлены темно-серыми известняками, коричневыми окварцованными песча-

никами, кремнями и кварцитами. Присутствуют валуны и линзы мелкогалечных конгломератов. Вверх по разрезу увеличивается содержание мелкообломочного материала 50,0

Из изложенного материала видно, что разрез грубообломочной части красноцветных отложений состоит из четырех пачек, прослеживаемых на всей исследованной площади. Пачка светло-серых, серых конгломератов в нижней части представлена повсюду серыми крупногалечными, мелковалунными конгломератами с карбонатным цементом, сложенными хорошо окатанными обломками. Верхняя часть состоит из средне-, крупногалечных конгломератов светло-коричневого цвета с карбонатным цементом, включающих линзы крупнозернистых косослоистых песчаников и среднеобломочных паттумов. Мощность пачки колеблется от 10 до 14 м. Вверх по разрезу отмечается уменьшение размеров обломков, ухудшается их окатанность, увеличивается содержание песчаного материала в цементе.

Отложения пачки красновато-серых гравелитов и песчаников залегают повсюду с разрывом на неровной поверхности подстилающих пород. Представлены они косослоистыми среднеобломочными паттумами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Мощность пачки уменьшается с запада на восток, почти выклиниваясь в районе высоты 3422,0, от 7 до 0,2—0,3 м. Отмечается вверх по разрезу уменьшение величины обломков, больше становится прослоев косослоистых крупнозернистых песчаников.

На размытой поверхности лежат породы пачки красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность ее увеличивается с запада на восток от 20 до 110 м. Нижняя часть сложена крупногалечными, мелковалунными конгломератами с коричневым песчано-карбонатным цементом и редкими линзами косослоистых крупнозернистых песчаников, гравелитов и среднеобломочных паттумов. Обломки плохо окатанные, остроугольные представлены серыми, темно-серыми известняками, редко красными окварцованными песчаниками, кремнями и кварцитами. Устойчивые состав и плохая окатанность — отличительная особенность этих конгломератов. Роль песчаников и среднеобломочных паттумов увеличивается вверх по разрезу, постепенно заменяя конгломераты. Верхняя часть пачки состоит из мелкозернистых песчаников, глинистых алевролитов и мелкообломочных паттумов, содержащих отдельные гальки, и прослеживается на всей изученной территории, являясь своеобразным маркером.

Выше залегают отложения пачки красновато-коричневых, коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность ее увеличивается с запада на восток от 34 до 70 м. Нижняя часть сложена красновато-серыми, красно-коричневыми крупногалечными, мелковалунными конгломератами, имеющими сложное линзовидное строение, черепитчатую структуру, содержащими редкие линзы серых, красновато-серых косослоистых песчаников и среднеобломочных паттумов. Обломки полуокатанные представлены светло-серыми, серыми, коричневыми известняками, красновато-коричневыми окварцованными песчаниками, кварцитами и кремнями. Количество обломков известняков заметно уменьшилось по сравнению с конгломератами нижележащих пачек. Вверх по разрезу уменьшается величина обломков, увеличивается роль серых, красновато-серых песчаников и среднеобломочных паттумов, которые слагают среднюю часть пачки. Заканчивается она красно-коричневыми, коричневыми мелкозернистыми песчаниками, глинистыми алевролитами и мелкообломочными паттумами.

По появлению в отложениях большого количества прослоев и линз мелкообломочных пород проводится граница между нижней и верхней частью красноцветных отложений. Строение верхней части рассмотрим на примере трех разрезов.

В верховье р. Макмал, в 7 км юго-западнее перевала Аирташ, у подножья высоты 2704,0 вскрываются красно-коричневые мелкозернистые

отложения, среди которых по литологическим признакам выделяют (снизу вверх).

I. Пачка песчано-мелкообломочно-паттумная.

	Мощность, м
1. Паттумы красно-коричневые, коричневые мелкообломочные, чередующиеся с глинистыми алевролитами. Содержат линзы серых, зеленовато-серых косослоистых песчаников	18,0
2. Песчаники коричневые, светло-коричневые косослоистые крупнозернистые содержат линзы мелкогалечных конгломератов, гравелитов и среднеобломочных паттумов	6,2—6,5
3. Паттумы красно-коричневые массивные мелкообломочные с прослоями глинистых алевролитов	3,5—4,0
4. Песчаники красновато-коричневые, серые косослоистые крупнозернистые содержат линзы мелкогалечных конгломератов, гравелитов и среднеобломочных паттумов	4,0
5. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с многочисленными линзами косослоистых серых, красновато-серых песчаников и гравелитов	22,0
6. Песчаники серые, красновато-серые косослоистые средне-, крупнозернистые с карбонатным цементом. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов	6,0—7,0
Общая мощность пачки 60—62 м.	

II. Пачка красно-коричневых мелкообломочных паттумов.

	Мощность, м
1. Паттумы красно-коричневые мелкообломочные с редкими линзами коричневых, серых косослоистых песчаников и гравелитов	18,0
2. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с единичными линзами косослоистых серых, зеленовато-серых песчаников	90,0
3. Песчаники зеленовато-серые, коричневые косослоистые средне-, крупнозернистые, чередующиеся в нижней части с мелкогалечными конгломератами и гравелитами	4,5—5,0
Мощность пачки 113 м.	

III. Пачка коричневых мелкообломочных паттумов и пестрых глинистых известняков.

	Мощность, м
1. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные содержат линзы желтых, серых, зеленовато-серых косослоистых песчаников с обильным карбонатным цементом и плотных светло-коричневых глинистых известняков	88,0—90,0
Общая мощность мелкообломочной части красноцветной формации 265 м.	

Подобные отложения вскрываются восточнее в 4—4,5 км у подножья перевала Аирташ. Выделяются снизу вверх.

I. Пачка песчано-мелкообломочно-паттумная.

1. Паттумы красно-коричневые тонкослоистые мелкообломочные с редкими линзами коричнево-серых, серых косослоистых песчаников и гравелитов	10,0
2. Песчаники серые, коричнево-серые косослоистые средне-, крупнозернистые с линзами мелкогалечных конгломератов, среднеобломочных паттумов и гравелитов	3,5—4,0
3. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с редкими линзами серых, коричневых косослоистых песчаников	16,0
4. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с многочисленными линзами и прослоями косослоистых серых, зеленовато-серых песчаников, среднеобломочных паттумов и гравелитов, составляющих около 50% общего объема пород	25,0
5. Песчаники зеленоватые, коричневые, серые косослоистые, средне-, крупнозернистые с линзами среднеобломочных паттумов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	4,5—5,0
Мощность пачки 60 м.	

II. Пачка красно-коричневых мелкообломочных паттумов.

	Мощность, м
1. Паттумы красно-коричневые, коричневые рыхлые мелкообломочные с редкими прослоями серых, зеленовато-серых косослоистых средне-, крупнозернистых песчаников	25,0
Задернованный участок 10—15 м.	

2. Паттумы красно-коричневые, коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат редкие линзы серых, коричневых косослоистых средне-, крупнозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Их количество возрастает вверх по разрезу	25,0
3. Песчаники коричневые, серые косослоистые средне-, мелкозернистые с карбонатным цементом. Содержат линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов	4,5—5,0

Мощность пачки примерно равна 70 м.

III. Пачка коричневых мелкообломочных паттумов и пестрых глинистых известняков.

Мощность, м

1. Паттумы красно-коричневые, коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат редкие линзы серых косослоистых средне-, крупнозернистых песчаников и прослои коричневых плотных глинистых известняков	15,0
2. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с большим количеством линз серых, коричнево-серых косослоистых песчаников, гравелитов и прослоев плотных глинистых известняков	17,0
3. Паттумы красно-коричневые мелкообломочные с редкими прослоями плотных коричневых глинистых известняков и линзами серых, коричнево-серых косослоистых песчаников	10,0
4. Паттумы красно-коричневые, коричневые мелкообломочные. Содержат линзы серых известковистых песчаников и плотных светло-коричневых глинистых известняков.	30,0
5. Известняки глинистые, светло-коричневые плотные с прослоями косослоистых зеленовато-серых, желтоватых песчаников	3,0
6. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные с редкими белыми соляными выцветами. Содержат многочисленные линзы зеленовато-серых, желтых косослоистых песчаников и плотных светло-коричневых глинистых известняков	29,0
7. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с частыми прослоями (0,2—0,3 м) плотных светло-коричневых глинистых известняков и редкими линзами (3,5—4 м) зеленоватых, желтых крупнозернистых песчаников и гравелитов	50,0
8. Песчаники желтые, зеленовато-серые косослоистые крупнозернистые со светло-серым карбонатным цементом. Содержат линзы коричневых мелкогалечных конгломератов и гравелитов	4,0
9. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с редкими прослоями светло-коричневых плотных глинистых известняков и линзами зеленовато-серых, серых косослоистых песчаников	24,0
10. Песчаники серые, желтые, зеленоватые косослоистые крупнозернистые с карбонатным цементом. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов	4,0
11. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные	1,0
12. Известняки глинистые серые плотные, чередующиеся с желтыми, зелеными косослоистыми крупнозернистыми песчаниками	1,0
13. Паттумы коричневые, красновато-коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат прослои (0,2—0,3 м) серых, светло-коричневых глинистых известняков и линзы (0,2—5 м), желтых, зеленоватых косослоистых песчаников	50,0

Мощность пачки 228 м; всей верхней мелкообломочной части — 358 м.

Восточнее, в 2—2,5 км от этого разреза, обнажаются мелкообломочные красноцветные отложения, среди которых выделяются (снизу вверх).

I. Пачка песчано-мелкообломочно-паттумная.

Мощность, м

1. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные, чередующиеся с глинистыми алевролитами. Содержат линзы светло-коричневых, серых косослоистых крупнозернистых песчаников	12,0
2. Песчаники коричневые косослоистые крупнозернистые с карбонатным цементом. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов	4,0
3. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные	4,5
4. Песчаники коричневые, серые косослоистые средне-, крупнозернистые. Содержат линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов	2,0
5. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные содержат большое количество линз (0,2—2,5 м) серых, светло-коричневых косослоистых крупнозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	22,0

Мощность пачки 44 м.

II. Пачка красно-коричневых мелкообломочных паттумов.

1. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с редкими прослоями светло-серых косослоистых крупнозернистых песчаников	15,0
2. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные	20,0
3. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат редкие линзы серых, светло-серых косослоистых песчаников	35,0
4. Паттумы красно-коричневые, коричневые рыхлые мелкообломочные с многочисленными линзами (0,1—0,3 м) серых косослоистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	16,0
5. Песчаники серые, зеленовато-серые косослоистые средне-, крупнозернистые с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов	3,5—4,0
Общая мощность пачки 90 м.	

III. Пачка коричневых мелкообломочных паттумов и пестрых глинистых известняков.

1. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат редкие линзы серых, зеленовато-серых плотных косослоистых крупнозернистых песчаников и прослой плотных коричневых глинистых известняков	20,0
2. Паттумы коричневые, красно-коричневые мелкообломочные. Содержат прослой плотных коричневых известняков и линзы серых, зеленовато-серых косослоистых крупнозернистых песчаников	26,0
3. Песчаники светло-коричневые, серые косослоистые крупнозернистые с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов	2,0
4. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с линзами серых средне-, крупнозернистых песчаников и плотных глинистых известняков	20,0
5. Песчаники светло-коричневые, серые косослоистые крупнозернистые, переходящие в гравелиты, с серым карбонатным цементом. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов	3,5—4,0
6. Известняки глинистые светло-коричневые плотные. Содержат прослой рыхлых красно-коричневых мелкообломочных паттумов и линзы серых, зеленовато-серых косослоистых песчаников	6,0
7. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные с редкими прослоями желтых, светло-коричневых, зеленых плотных глинистых известняков	10,0
8. Известняки глинистые светло-коричневые плотные массивные	0,5—1,0
9. Паттумы красно-коричневые рыхлые мелкообломочные	5,0
10. Известняки глинистые светло-коричневые, желтые плотные массивные, чередующиеся с коричневыми рыхлыми мелкообломочными паттумами	3,0
11. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные	4,0
12. Известняки глинистые светло-коричневые плотные массивные. Содержат линзы зеленовато-серых крупнозернистых песчаников	1,0
13. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат линзы светло-коричневых плотных глинистых известняков и зеленовато-серых крупнозернистых песчаников	13,0
14. Паттумы коричневые рыхлые мелкозернистые с многочисленными линзами светло-коричневых плотных глинистых известняков и зеленовато-серых крупнозернистых песчаников	10,0
15. Паттумы коричневые, красно-коричневые мелкообломочные	5,0
16. Песчаники серые, зеленовато-серые косослоистые крупнозернистые с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов	1,0—1,5
17. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные	8,0
18. Песчаники светло-серые, зеленоватые косослоистые, средне-, крупнозернистые. Содержат линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов	3,0
19. Паттумы коричневые рыхлые мелкообломочные. Содержат линзы желтых, зеленоватых песчаников и алевролитов	7,0
Мощность пачки 158 м. Общая мощность всей мелкообломочной части 292 м.	

Разрез мелкообломочных красноцветных отложений состоит из трех хорошо обособленных пачек.

Пачка песчано-мелкообломочно-паттуменная сложена красно-коричневыми рыхлыми мелкообломочными паттумами, глинистыми алевролитами, светло-коричневыми серыми косослоистыми крупнозернистыми песчаниками. Последние представлены в виде быстро выклинивающихся линз, имеющих сложное строение. Мощность пачки меняется незначительно — от 44 до 60 м. Песчаники содержат линзы гравелитов, среднеобломочных

паттумов и мелкогалечных конгломератов. Размеры обломков колеблются от 0,05 до 10 см, плохо окатанные, остроугольные, среди них встречаются светло-коричневые, красноватые крупнозернистые граниты, серые, темно-серые известняки, окварцованные песчаники, кварциты, редко кремни и зеленоватые основные породы.

Пачка красно-коричневых мелкообломочных паттумов почти полностью состоит из красно-коричневых, коричневых рыхлых мелкообломочных паттумов. Светло-серые, зеленоватые песчаники с линзами мелкогалечных конгломератов, среднеобломочных паттумов появляются в большом количестве лишь в верхней ее части. Мощность меняется с запада на восток от 113 до 90 м. Граница между этой и вышележащей пачками проводится по появлению плотных коричневых, светло-коричневых глинистых известняков.

Пачка коричневых мелкообломочных паттумов и пестрых глинистых известняков сложена коричневыми, красно-коричневыми рыхлыми мелкообломочными паттумами, светло-серыми, зеленоватыми, желтыми крупнозернистыми косослоистыми песчаниками с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов и коричневых, светло-коричневых известняков. Мощность пачки резко возрастает с запада на восток от 90 до 228 м и снова уменьшается до 158 м. Обломки в гравелитах и мелкогалечных конгломератах окатанные и полуокатанные представлены кварцитами, коричневыми и серыми крупнозернистыми гранитами, известняками, окварцованными песчаниками и основными породами. Количество прослоев пестроцветных песчаников и глинистых известняков увеличивается вверх по разрезу. Переход от красноцветной толщи к пестроцветной соленосной постепенный. Граница проводится по началу преобладания в разрезе слоев и линз пестроцветных пород. Мощность всей мелкообломочной части красноцветных отложений колеблется от 205 до 358 м.

Таким образом, проведенное детальное изучение разрезов красноцветных отложений показало, что среди них исключительно широкое развитие имеют смешанные плохо сортированные породы. Рассмотрим некоторые из существующих определений смешанных пород и их классификаций. Известно, что исследователи по-разному выделяют смешанные породы. Одни [Флоренский, 1938; Теодорович, 1939; Пустовалов и др., 1944; Robinson, 1949] понимают под ними такие, в которых ни один из содержащихся компонентов не достигает 50% общего объема. Такое же определение дается и в Геологическом словаре [1978]. Другие [Рухин, 1956; Верзилин, 1962; Шлинке, 1974] предлагают взять за границу 60% содержания компонента, обобщивая это тем, что она отражает заметное изменение физических свойств пород. Это предположение довольно спорное — под смешанными породами мы понимаем те, в которых ни один из содержащихся компонентов не превосходит 50% общего объема.

Основной параметр, на котором строятся все классификации смешанных терригенных пород — изменение размера зерен и процентное содержание того или иного гранулометрического класса. Большинство исследователей в своих построениях использовали равносторонний треугольник А. Озанна и В. Гибса. В качестве трех конечных компонентов многие из них принимали песчаные, алевритовые и глинистые частицы. Жесткая необходимость определения трех компонентов неизбежно приводит в более сложных смешанных породах, к тому, что некоторые из компонентов либо совсем не учитывались, либо им уделялось недостаточное внимание. В своих классификациях Л. Б. Рухина, Н. В. Верзилина, Н. Д. Шлинке предприняли попытку отразить графически более сложные четырех-, пятикомпонентные смешанные породы. Н. В. Верзилин [1962] предложил объединить песчаник с алевритом, доломит с кальцитом. Н. Д. Шлинке [1974] назвал смесь песчаного и алевритового материала «кластитом» и не разделял карбонатный материал на доломит и известняк. Наиболее полную классификацию смешанных терригенных пород предложил Г. И. Теодорович [1939]. Рассматривая четырехкомпонентную смешанную породу (псаммит — песок — алеврит — глина), он выделяет породы, в которых

ни один из компонентов не превышает 50% общего объема, а именно гипонсаммит, гипопсефит (супесь), гипоалеврит и гипопелит (суглинок). Те породы, в которых содержание всех четырех компонентов одинаково (каждого более 20%), он выделил как миктиты. Среди них по относительному преобладанию обособляются псефитовые, псаммитовые, алевритовые и пелитовые миктиты. Для графического изображения принимался тетраэдр, где каждая вершина отвечала 100%-ному содержанию компонента. На плоскости тетраэдр изображался с помощью геометрических проекций.

Смешанные красноцветные терригенные породы, изученные в верховьях р. Макмал, состоят из трех — пяти, изредка шести компонентов. Наиболее распространенные образованные следующими частицами: 1) гравелитовыми, песчаными, алевритовыми, глинистыми и карбонатными; 2) гравелитовыми, песчаными, алевритовыми, глинистыми; 3) гравелитовыми, песчаными, алевритовыми, карбонатными; 4) песчаными, алевритовыми, глинистыми, карбонатными; 5) песчаными, алевритовыми, глинистыми; 6) песчаными, алевритовыми, карбонатными; 7) алевритовыми, глинистыми, карбонатными. Кроме них встречаются смешанные породы, состоящие из: 8) гальки, гравия, песка, алеврита, глины, карбоната; 9) гальки, гравия, песка, алеврита, карбоната; 10) гравия, песка, карбоната. Первые три и с восьмого по десятый характерны для нижней грубообломочной части красноцветной формации, остальные четыре — для верхней мелкообломочной. Для работы с ними необходима простая полевая классификация смешанных терригенных пород. Существующие классификации охватывают лишь часть из них. Составление новой классификации, опирающейся на графическое построение и учитывающей все компоненты, привело бы к созданию очень сложной системы, неудобной для полевых исследований. Для практического применения она должна быть простой и не сильно дробной. Вслед за рядом исследователей [Теодорович, 1939; Пустовалов, 1947; Рухин, 1956; Верзилин, 1962] предлагается выделить смешанные терригенные породы в особую группу; в качестве общего названия берется термин «паттум», впервые введенный В. И. Половым [1954]. Под ним он понимал плохо сортированную смешанную породу, состоящую из песка, алеврита и глины. Постепенно значение этого термина расширилось, и теперь зачастую так называют любую плохо сортированную смешанную породу. В Геологическом словаре [1978] термин «паттум» — синоним определения «мусорная порода»; особенно широко применяется этот термин геологами Средней Азии (при изучении смешанных красноцветных пород межгорных впадин Тянь-Шаня). Для рабочей классификации в качестве ведущего критерия принимается содержание в породе гравелитового и галечного материала. В полевых условиях использование этого признака, на наш взгляд, наиболее удобно. Выделяем грубо-, средне- и мелкообломочные паттумы. В первом обломки, имеющие галечную и валунную размерность, составляют от 5 до 50% объема всей смешанной породы. В среднеобломочных паттумах гравийные обломки присутствуют в пределах 5—50%. Мелкообломочный паттум сложен только мелкозернистым материалом, гравийные и галечные обломки составляют менее 5%. Имеющийся в большинстве изученных смешанных пород карбонатный материал не разделяется на доломит и известняк. Его присутствие учитывается только до 25%; породы, в которых содержание карбонатного материала выше, — карбонатно-терригенные. При наличии его до 5% порода — слабокарбонатная, от 5 до 15% — карбонатная, от 15 до 25% — сильнокарбонатная, например, мелкообломочный паттум — сильнокарбонатный.

Для более детального изучения приведенная классификация недостаточна. После петрографического и других анализов (зная процентное содержание каждого компонента) можно использовать другую классификацию. Все составляющие смешанную породу компоненты по процентному содержанию делятся на породообразующие (25—50%), второстепенные (5—25%) и примесь (до 5%). Первые пишутся впереди словосочетания с суффиксом «овый» и «ий». Если их несколько, то вначале пишется тот,

содержание которого больше всего в породе, а остальные, в порядке убывания, — через дефис. Далее следуют второстепенные с суффиксом «истый», потом слово паттум, после которого с предлогом «с» — компоненты примеси. Карбонатность породы обозначается как и в полевой классификации, например: гравелитно-песчаный алевролитистый паттум с галькой и глиной сильнокарбонатный. Термин паттум вводится в название, чтобы подчеркнуть особый характер породы, ее плохую отсортированность, отсутствие какого-либо преобладающего компонента.

Таким образом, красноцветные отложения, вскрывающие на южных склонах хребтов Чаарташ и Акшийрак, имеют более сложное строение, чем считалось ранее. В разрезах, выделенных ранее айрташской и чонташской свит, обособлено семь пачек: серых, светло-серых крупногалечных мелковалунных конгломератов; красновато-серых гравелитов и песчаников; красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов; коричневых, красновато-коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов; песчано-мелкообломочных паттумов; коричневых мелкообломочных паттумов и пестрых глинистых известняков. Все они четко прослеживаются в разрезах, составленных на исследованной территории. Общая мощность красноцветных отложений увеличивается с запада на восток от 160 до 350—400 м. Также увеличивается и доля грубообломочных пород. Общее строение красноцветных отложений существенно не меняется, что свидетельствует о ее формировании в едином седиментационном бассейне. По мере удаления от горного сооружения происходит смена грубообломочных пород на мелкообломочные, но отсутствие обнажений не позволяет нам проследить весь латеральный ряд от валунных конгломератов до мелкообломочных паттумов. Пачки красно-коричневых плохо сортированных песчаников, гравелитов и конгломератов и коричневых, красно-коричневых песчаников, гравелитов и конгломератов имеют ритмическое строение, что свидетельствует об активной тектонической обстановке данного района на раннем этапе формирования красноцветных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Верзилин Н. Н. К вопросу о классификации смешанных осадочных пород. — Учен. зап. ЛГУ, 1962, № 310, вып. 12, с. 123—133.
- Геологический словарь. Т. 2. — М.: Недра, 1978. — 456 с.
- Джумагулов А. Д., Карась О. И., Королева Н. П. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазосности кайнозойских отложений Нарынской впадины. — М.: ВНИИОЭНГ, 1975. — 49 с.
- Омуралиев М. К. К стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Алабуга — Нарынской впадины и о находке в них костных остатков млекопитающих. — Изв. АН КиргССР, 1978, № 1, с. 30—31.
- Параев В. В. Континентальные красноцветные формации «паттумного» типа. — В кн.: Эволюция литогенеза в истории земли. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 36—41.
- Параев В. В. Сравнительная характеристика паттумных красноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня. — В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983а, с. 5—27.
- Параев В. В. Паттумные красноцветные формации межгорных впадин Тянь-Шаня. — Геология и геофизика, 1983б, № 8, с. 138—142.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Кн. I. — Ташкент, 1954. — 524 с.
- Пустовалов Л. В., Алибеков Ш. Л., Алпеев А. Г. и др. О стандартизации методов и классификации осадочных пород. — Изв. Азербайд. филиала АН СССР, Баку, 1944, № 11, с. 32—44.
- Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. XXII, № 5, с. 69—80.
- Рухни Л. Б. О классификации смешанных осадочных пород. — Вестн. ЛГУ, 1956, № 12, с. 3—19.
- Соколов Б. С. К стратиграфии третичных и древнечетвертичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 4, с. 681—684.
- Теодорович Г. И. К вопросу о расширенной классификации обломочных пород (классификация по четырем компонентам). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 4, с. 162—179.

- Флоренский В. П. К вопросу о номенклатуре песчано-алевритово-пелитовых пород и их классификации.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, т. 16, вып. 4, с. 345—352.
- Фортуна А. Б. Палинологическая характеристика и стратиграфия палеоген-неогеновых отложений на площади Мак-мал (Алабукинская впадина).— В кн.: Геология кайнозоя Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983, с. 18—26.
- Шлинке Н. Д. К методике систематизации и обработки результатов гранулометрического анализа многокомпонентных смешанных пород.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 9. Ч. 1. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1974, с. 21—34.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— М.: Географгиз, 1948.— 222 с.
- Robinson G. W. Soil, their origin constitution and classification.— London: Murly, 1949.— 573 p.

Г. А. Мерзляков

ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУЛЬФАТОНОСНЫЕ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Проявления сульфатных (гипсовых и ангидритовых) пород и минералов, обнаруженные в архейских метаморфических толщах Алданского щита, вызывают большой интерес исследователей. Изучалась их петрографическая приуроченность [Каргатьев, 1970], изотопный состав серы этих сульфатов [Виноградов и др., 1976; Виноградов, 1977], рассматривалась возможность перехода сульфатных и соляных пород в результате метаморфизма в скаполитовые и скаполитсодержащие породы [Сердюченко, 1972]. По нашему мнению, представляет интерес рассмотрение сульфатных пород Алданского щита с точки зрения проблемы эвапоритов докембрия вообще и сравнения их с известными докембрийскими сульфатными образованиями.

Проблема эвапоритов докембрия в последние годы привлекает к себе большое внимание различных исследователей. Относительно недавно считалось, что эвапоритовые отложения стали образовываться начиная только с кембрийского времени — такое мнение основывалось на отсутствии в докембрийских осадочных толщах проявлений соляных и сульфатных (гипс-ангидритовых) пород. Эти представления использовались для доказательства существования в докембрии иного состава вод Мирового океана и атмосферы, для обоснования резкой смены обстановок седиментации на границе докембрий — кембрий и других выводов.

Однако в последние годы стали появляться многочисленные сведения о присутствии сульфатных, а иногда и соляных пород и минералов в составе осадочных или метаморфических толщ заведомо докембрийского возраста. В настоящее время накопилось такое количество данных о наличии эвапоритов в докембрийских отложениях, что вопрос о их существовании решается однозначно. Наиболее полная сводка о докембрийских эвапоритах приведена в работе М. А. Жаркова [Zharkov, 1984]; краткая характеристика докембрийских сульфатов, приводимая ниже, в значительной степени основывается на этой работе с некоторыми дополнениями.

Предварительный анализ установленных проявлений докембрийских сульфатов позволяет заключить, что они распространены на территории всех континентов, кроме Антарктиды, и приурочены к отложениям от нижнего архея до верхнего докембрия. На основании характера проявлений сульфатов и приуроченности их к определенным типам вмещающих толщ можно выделить три разновидности проявлений: первая характеризуется присутствием слоев и пачек гипса и ангидрита в составе неизменных или очень слабо метаморфизованных осадочных толщ, имеющих рифейский или вендский возраст; вторая отличается тем, что прослои и включения гипса и ангидрита приурочены к сильно метаморфизованным толщам, первичная природа которых устанавливается с большим трудом; третья

не содержит собственно прослоев или включений сульфатных минералов, она выделяется благодаря большому количеству псевдоморфоз и глиптоморфоз по гипсу или ангидриту в составе терригенных или карбонатных толщ. Кратко рассмотрим строение и распространение каждой из выделенных разновидностей.

Первая разновидность проявлений сульфатов широко развита на территории Северной Америки. Наиболее значительные пласты и пачки гипса, достигающие мощности 100 м и более, отмечаются в гипсоносной формации, входящей в состав верхнепротерозойской группы Литл-Дал. Развиты отложения на северо-западе Канады, в горах Маккензи [Aitken, 1981]. Гипсы составляют большую часть разреза формации и содержат прослои и пласты доломитов. Также насыщенный гипсами разрез имеет формация Джипсум Велли, распространенная в северной части гор Маккензи, в бассейне р. Снейк [Ziegler, 1969]. Мощная пачка гипсов среди доломитов прослеживается в нижней части формации Редстоун-Ривер, входящей в состав меденосных отложений верхнего протерозоя [Aitken, 1981]. Многочисленные прослои, пласты и включения гипса встречаются в верхней части верхнепротерозойской группы Шале бассейна Амундсен, на северо-западе Канады. Здесь сульфатные породы приурочены к формациям Минто-Инлет, Винниат и Нижний Килиан и отмечаются среди карбонатных или терригенных пород [Young, 1981]. Небольшие по мощности прослои ангидрита и его включения присутствуют в составе Гренвильской серии рифея, развитой на юго-востоке Канады, в районе оз. Сильвия, где они приурочены к слабо метаморфизованным карбонатно-терригенным отложениям [Brown, Engel, 1956]. Гипсовые прослои и включения отмечаются также среди преимущественно терригенных пород в составе формаций Арктик-Бей и Соунетти-Клиффс верхнего протерозоя. Они распространены в северо-западной части о-ва Баффинова Земля Канадского Арктического архипелага [Jackson, Iannelli, 1981].

Проявления первой разновидности отмечены также на территории Гренландии: в северо-западной ее части прослои и пачки гипсов развиваются в составе формаций Дундас и Нарсарсук верхнепротерозойской группы Туле [Jackson, Iannelli, 1981]; гипсы приурочены к верхней части формации Дундас, сложенной главным образом песчаниками; в формации Нарсарсук гипсовые прослои располагаются в ее нижней части среди доломитовых пород. Также среди доломитов зафиксированы прослои и линзы гипсов в протерозойской формации Мёркебьберг, развитой на восточном побережье Гренландии [Dawes, 1976].

Достаточно широким распространением пользуются сульфатные проявления первой разновидности на территории Сибирской платформы и ее обрамления. Так, на западном склоне Анабарской антеклизы прослои гипсов встречаются в составе старореченской свиты венда среди доломитов и карбонатных брекчий выщелачивания [Комар, 1966; Хоментовский, Трофимов, 1980]. Выходы гипсоносных отложений старореченской свиты отмечаются по рекам Котуйкан и Быхыттах. На территории Норильского района прослои гипса и ангидрита зафиксированы в нижней и средней подсвиты полбанской свиты венда. Здесь сульфатные прослои располагаются среди глинистых доломитов, доломитовых мергелей и известняков [Решения..., 1983]. В Непско-Ботубинском районе (Приленская зона) ангидриты приурочены к нижней подсвите даниловской свиты мотской серии венда [Решения..., 1983]. Нужно также отметить, что многочисленные прослои и включения гипса и ангидрита известны в составе карбонатной толщи юдомской серии по восточному и северному склону Алданского щита. Но вопрос заключается в стратиграфическом положении юдомской серии, так как некоторые исследователи полностью помещают ее на уровень нижнего кембрия.

Наконец еще один регион, где встречается первая разновидность проявлений сульфатов, находится в бассейне Амадес в Центральной Австралии. Здесь в составе верхнепротерозойской формации Биттер-Спрингс слои и линзы гипсов отмечаются среди доломитов в нижней и сред-

ней частях разреза [Wells, 1980]. Интересно, что к формации Биттер-Спрингс приурочены также прослой и пачки каменной соли. Это пока единственный район распространения соленосных отложений, более или менее достоверно относимых к докембрию.

Сульфатопроявления второй разновидности, связанные с сильно метаморфизованными толщами, имеют более узкое распространение. Самые интересные проявления ангидрита находятся на территории Алданского щита в составе федоровской свиты иенгской серии архея [Каргатъев, 1970; Виноградов и др., 1976; Виноградов, 1977]. Ангидрит здесь встречается в виде массивных обособлений или включений в кристаллических сланцах и гнейсах. Подробнее характер сульфатной минерализации в этом районе будет рассмотрен ниже.

Еще один район распространения второй разновидности проявлений сульфатов расположен на территории Замбии в синклинали Муфулира. Здесь включения и линзовидные прослой ангидрита встречаются среди кристаллических сланцев и кварцитов в составе группы Нижний Роан архейской серии Катанга [Garlick, 1981]. Есть упоминания о присутствии ангидритовых включений в метасадочной архейской толще, распространенной в юго-восточной части о-ва Мадагаскар [Работнов, 1973].

Третья разновидность проявлений сульфатов, выделяемая на основании наличия глиптоморфоз и псевдоморфоз по ангидриту и гипсу, развита в более широком масштабе. Наиболее характерна такая разновидность для архейских и протерозойских образований Австралии. На территории Западной Австралии в районе Пилбар Блок многочисленные псевдоморфозы по ангидриту отмечаются в окремненных песчаниках и доломитах верхнеархейской группы Варравуна [Barley e. a., 1979; Wells, 1980]. В районе Калгурли псевдоморфозы анкерита по гипсу присутствуют в доломитах и мраморах архейских слоев Блек-Флег [Golding, Walter, 1979; Wells, 1980]. В пределах Северной Территории, в долине р. Мак-Артур, также встречены псевдоморфозы карбонатных пород по ангидриту и гипсу. Здесь они приурочены к терригенно-карбонатной формации Маллапунах и к доломитам Амелия позднепротерозойского возраста [Muir, 1979; Wells, 1980]. На территории штата Квинсленд, в районе гор Айза, следы былой сульфатности отмечаются довольно часто, например в верхнепротерозойских джеспилитах Оверханг встречены псевдоморфозы окислов железа по гипсу. Большое количество псевдоморфоз по гипсу отмечается в составе формации Корелла верхнего протерозоя [Wells, 1980]. Некоторые формации протерозойской группы Мак-Намара также содержат псевдоморфозы по ангидриту и гипсу, а кроме того — бывшие нодулы ангидрита, замещенного кремнем. Еще один район распространения псевдоморфоз по сульфату находится на территории Нового Южного Уэльса, в долине р. Пайн-Крик. Псевдоморфозы по ангидриту отмечены в доломитах Келия и Кумалия формации Кахил и в карбонатах формации Кулпин [Zharkov, 1984]. Возраст этих отложений раннепротерозойский.

Достаточно широко развиты сульфатные проявления третьей разновидности на территории Канады. В районе Великих Озер они установлены в слабо измененных терригенных породах формации Гордон-Лейк нижнепротерозойской серии Гурон [Sims e. a., 1981]. В восточной части п-ова Лабрадор, в пределах Центрально-Лабрадорского трога, глиптоморфозы по гипсу и ангидриту присутствуют в карбонатных породах формации Денаулт нижнепротерозойской группы Кноб Лейк [Wardle, Bailey, 1981]. На о-ве Белчер в Гудзоновом заливе псевдоморфозы по гипсу отмечены в терригенно-карбонатной толще формации Маклери нижнепротерозойской группы Белчер [Ricketts, Donaldson, 1981]. Наконец, в районе оз. Большое Невольничье встречены многочисленные проявления глипто- и псевдоморфоз по гипсу и ангидриту в аргиллитах и глинистых сланцах формаций Старк и Гибралтер; здесь сульфатноносными были верхние части формаций (возраст их раннепротерозойский [Hoffman, 1981; Zharkov, 1984]).

На территории Советского Союза пока не известно подобных проявлений сульфатной минерализации в докембрийских толщах. Имеются лишь указания на наличие псевдоморфоз по галиту. Последние отмечены в доломитах кютюнгдинской свиты нижнего рифея, развитой на Оленекском поднятии [Шпунт и др., 1979], а также в известняках каруярвинской свиты верхнего рифея на севере Кольского полуострова [Кратц и др., 1984]. В составе упомянутых свит возможно обнаружение псевдоморфоз, развитых по гипсу или ангидриту.

Рассмотренный материал позволяет заключить, что сульфатная минерализация или явные следы ее былого существования широко представлены в докембрийских осадочных толщах. Преимущественно они тяготеют к карбонатным и терригенно-карбонатным не измененным или слабо измененным породам. Гораздо реже сульфаты встречаются в составе сильно метаморфизованных пород. При специальном изучении большинства докембрийских, преимущественно карбонатных толщ, обнаружение в их составе следов былой сульфатности в виде глиптоморфоз или псевдоморфоз по гипсу или ангидриту весьма вероятно. Но уже имеющиеся материалы позволяют говорить о возникновении и существовании в докембрийское время благоприятных обстановок для образования эвапоритовых отложений.

Говоря о существовании в докембрии благоприятных условий для образования эвапоритов, уместно будет упомянуть о метаморфических породах, не содержащих гипсов и ангидритов, но состоящих в значительной степени из скаполита или скаполитсодержащих пород. Некоторые исследователи считают, что скаполитовые породы представляют собой результат метаморфической переработки древних соленосных или засоленных осадков. Такие представления, в частности, высказываются в работах многих исследователей [Сердюченко, 1972; Сердюченко, Каденская, 1960; Салоп, 1967; Каргатъев, 1970; и др.]. Примечательно то обстоятельство, что районы распространения скаполитовых пород, отмеченные в работах перечисленных авторов, зачастую территориально совпадают с размещением сульфатносных докембрийских толщ. Из таких районов можно отметить Алданский щит, северо-восточную (горы Айза) и южную (синклиналь Аделаида) части Австралии, юго-восток Мадагаскара, Адирондакские горы и северо-восточное обрамление Великих Озер в Северной Америке, Кольский полуостров. Во всех перечисленных районах метаморфические скаполитсодержащие породы тесно соседствуют с сульфатносными, а иногда и соленосными толщами, причем часто близок и возраст тех и других образований. Такие пространственные и временные соответствия — косвенное подтверждение возможности образования скаполитов при метаморфизме первично эвапоритовых осадков. Во всяком случае скаполитовые породы, по-видимому, необходимо учитывать при решении вопросов древнего эвапоритонакопления.

Наибольший интерес, но вместе с тем и особую сложность для изучения, представляют сульфатные образования, связанные с древнейшими толщами, претерпевшими значительные изменения в результате метаморфизма. Именно к таким относятся проявления ангидрита, приуроченные к федоровской свите архея, развитой на территории Алданского щита.

Первые предположения о возможной сульфатности метаморфических толщ Алданского щита возникли в связи с обнаружением в некоторых метасоматических минералах архейских пород повышенного количества сульфатной серы [Виноградов и др., 1976], что позволяло предположить присутствие сульфатной серы в исходных осадочных породах, а в процессе их метасоматической переработки ее мобилизацию в состав последующих продуктов метасоматоза.

В дальнейшем, при более детальном изучении метаморфических пород федоровской свиты, была обнаружена существенная ангидритизация пород на отдельных участках. Так, по данным В. А. Каргатъева [1970], в среднем течении р. Элькон среди пород федоровской свиты встречена пачка диопсидовых пород, содержащих значительное количество ангид-

рита. Подстилались и перекрывались эти породы гиперстенсодержащими биотит-амфиболовыми гнейсами. Породы инъецированы крупнозернистыми аляскитовыми гранитами, на контакте с которыми вмещающая толща подвергалась метасоматической переработке с образованием буро-черного граната, магнетита, кварца, альбита, эпидота. В. А. Каргатъев [1970] приводит разрез ангидритсодержащей пачки диопсидовых пород из федоровской свиты среднего течения р. Элькон.

Подстилагся пачка гиперстенсодержащими биотит-амфиболовыми гнейсами, содержащими в верхней части разреза включения ангидрита.

	Мощность, м
1. Скаполит-полевошпатовая порода с ангидритом	8
2. Кальцитсодержащий плаггиогнейс	1,5
3. Диопсидовый плаггиогнейс	1,5
4. Скаполит-диопсид-полевошпатовая порода с линзами аляскитовых гранитов	6
5. Аляскитовый гранит	1
6. Скаполит-полевошпатовая порода ангидритсодержащая	3
7. Скаполит-диопсид-полевошпатовая порода ангидритсодержащая	2
8. Существенно диопсидовая порода ангидритсодержащая	4
9. Эпидот-гранатовый метасоматит, содержащий в нижней и верхней частях разреза включения ангидрита	15
10. Аляскитовый гранит	25
11. Скаполит-диопсид-полевошпатовая порода ангидритизированная	2
12. Аляскитовый гранит	1,5
13. Эпидот-диопсид-магнетитовый метасоматит с ангидритом	1

Перекрывается пачка существенно диопсидовой породой (диопсидитом) с ангидритизацией в нижней части разреза.

Ангидрит приурочен преимущественно к скаполит-полевошпатовым и диопсид-скаполит-полевошпатовым породам и встречается в виде шпировидных скоплений размером в первые сантиметры или образует крупные обособления (до 8—10 см) в ассоциации с крупнозернистым диопсидом. Микроскопическое изучение пород показало наличие изолированных кристаллических зерен ангидрита в диопсидовых плаггиогнейсах и в реликтах первичных пород среди эпидот-гранатовых метасоматитов [Каргатъев, 1970]. В составе последних ангидрит часто замещен тонковолокнистым селенитом.

Петрографические исследования диопсидовых пород, проведенные В. А. Каргатъевым [1970], позволили ему заключить, что ангидрит в данных породах образует устойчивые парагенетические ассоциации, что подтверждается отсутствием реакционных каемок на контакте зерен ангидрита с основными породообразующими минералами. Показательно в этом отношении также замещение зерен ангидрита кристаллами бурой роговой обманки или порфиробластами полевого шпата.

Последние содержат много мелких реликтовых зерен ангидрита, имеющих синхронное погасание и одинаковую интенсивность интерференционной окраски с крупными контактирующими зернами ангидрита (рис. 1). Признаки замещения ангидритом каких-либо других минералов не отмечаются. Все это может служить подтверждением его первичности и сингенетичности другим породообразующим компонентам в диопсидовых породах федоровской свиты архея. Однако первичная природа ангидрита здесь пока неясна.

В пределах Алданского щита установлен совершенно иной характер



Рис. 1. Развитие по ангидриту зональных порфиробластов полевого шпата (по В. А. Каргатъеву [1970]).

Николи +, $\times 30$.

А — ангидрит, Пш — полевого шпата.

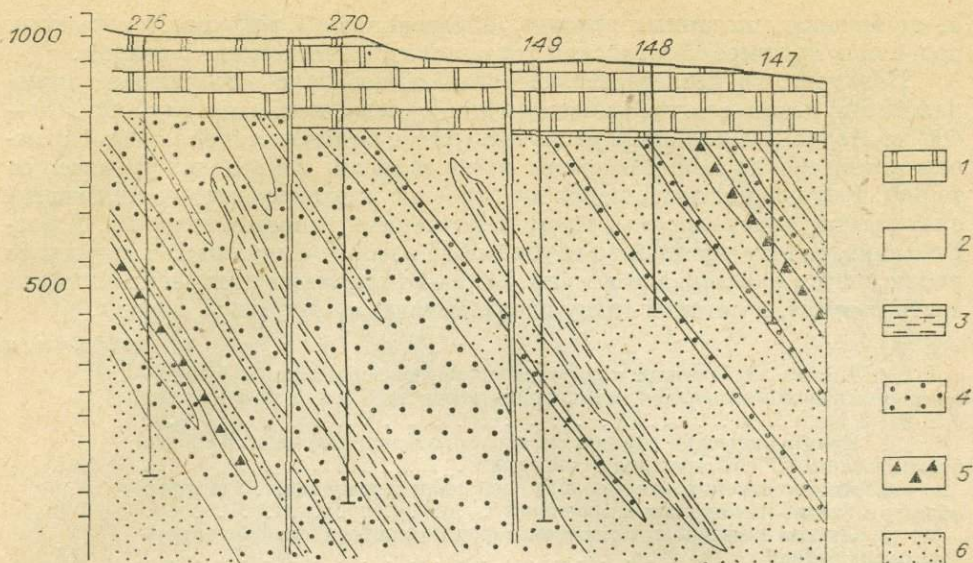


Рис. 2. Разрез Селигдарского месторождения апатита (по А. Г. Булаху и А. А. Золотареву [1983]).

1 — отложения юдомской свиты и покровы сиенит-порфиров; 2—6 — породы архейской метаморфической толщи: 2 — апатит-карбонатные, 3 — апатит-кальцитовые, 4 — апатит-доломитовые, 5 — апатит-форстерит-карбонатные, 6 — кристаллические сланцы и гнейсы.

проявлений сульфатной минерализации, связанной с другими породно-минералогическими ассоциациями. Приурочены проявления гипса и ангидрита к рудоносной толще Селигдарского месторождения апатита [Энтин и др., 1977; Егин и др., 1982; Белоусов, 1983; Булах, Золотарев, 1983; и др.]. Месторождение расположено в 30 км к югу от г. Алдан, в верхнем течении р. Селигдар. В плане контур рудного поля имеет форму неправильного эллипса, вытянутого в северо-западном направлении, размером 2,4×1,2 км. В разрезе месторождение представляет собой штоко- или воронкообразное тело, расположенное среди основных кристаллических сланцев и гнейсов верхнеалданской и федоровской свит нижнего архея. В отношении контакта рудного тела с вмещающими породами высказываются противоположные мнения: якутские геологи считают эти контакты отчетливо секущими, несогласными [Энтин и др., 1977; Егин и др., 1982]; сотрудники Ленинградского университета А. Г. Булах и А. А. Золотарев [1983] считают, что строение фланговых частей месторождения типично стратиформное и среди вмещающих сланцев и гнейсов согласно залегают пласты апатитоносных карбонатных пород (рис. 2). Исходя из этого по-разному определяется возраст рудоносной толщи: якутские геологи датируют эту толщу как нижне-среднепротерозойскую, ленинградцы считают ее архейской. Отсутствие единой точки зрения затрудняет выяснение возраста сульфатной минерализации, поскольку последняя связана именно с рудоносной толщей.

В строении рудного тела Селигдарского месторождения принимают участие породы апатит-доломитового и апатит-кальцитового состава, которые чередуются с подчиненными им породами апатит-карбонатно-силикатного состава. Кроме этих пород часто присутствуют пропласты вмещающих кристаллических гнейсов и сланцев, характерны останцы осадочных пород (песчаники, гравелиты, конглобрекчии, мергели, вулканокластические образования). Особо нужно отметить тектонические брекчии, обломочная часть которых представлена доломитами юдомской свиты, перекрывающими в этом районе архейские и протерозойские метаморфические толщи, а цементом служат апатитоносные метасоматиты [Энтин и др., 1977]. Подобные брекчии отмечаются до глубин более 500 м

и, по мнению указанных авторов, образовались в результате взрывных явлений в процессе мезозойской тектономагматической активизации.

Большинство исследователей считают, что гипс-ангидритовая минерализация развита почти по всему рудному телу, начиная с глубины 300—400 м. Подобный характер распределения сульфатных проявлений отмечен и нами при изучении разрезов шести скважин, вскрывших рудоносную толщу. Рассмотрим более подробно строение и приуроченность включений сульфатных минералов на примерах изученных разрезов скважин. В разрезе скв. 58, пробуренной до глубины 614 м, включения гипса и ангидрита наблюдаются в интервале глубин 420,5—614 м. Ниже приведено описание части разреза, в которой снизу вверх выделены следующие породы.

Мощность, м

1. Апатит-карбонатная порода розовато-красного цвета с вытянутыми облаковидными включениями гипса розоватого цвета размером от 0,5 до 2 см	6
2. Кристаллические сланцы сильнохлоритизированные и частично брекчированные. По трещинам ангидрит	19,9
3. Апатит-доломитовая порода мелкобрекчиевидная. Ангидрит образует гнезда и выполняет прожилки	2,8
4. Сильно измененная осадочная порода, шпиритизированная и карбонатизированная	6,1
5. Кристаллические сланцы брекчиевидные с трещинами, заполненными кальцитом и ангидритом; в верхней части разорваны дайкой сиенитов (мощность 5 м) палево-сиреневых с зеленоватыми порфиоровыми выделениями	9,1
6. Кристаллический сланец серо-зеленого цвета местами брекчированный	28,4
7. Апатит-доломитовая порода с пятнистой текстурой; гипс кристаллический прозрачный выполняет пустоты, гнезда. Многочисленные каверны имеют кальцитовые «рубашки»	4,2
8. Кристаллический сланец зеленоватый	4,1
9. Брекчия из обломков вмещающих и апатит-карбонатных пород. Цемент представлен либо песчанником с градационной слоистостью, либо карбонатным материалом. Много удлиненных включений гипса	4,7
10. Апатит-доломитовая порода с гнездами гипса и кавернами с кальцитовой «рубашкой». В верхней части порода переходит в апатит-доломит-форстеритовую	12,7
11. Вмещающая гнейсовидная порода	3,3
12. Апатит-доломитовая порода местами брекчированная. Гипс выполняет небольшие включения, вытянутые вдоль отдельных обломков. Цемент представлен карбонатно-терригенной массой, часто с обломками зерен апатита	50,3
13. Кристаллический пироксеновый сланец	1,4
14. Кварц-apatит-карбонатная порода с гнездами гипса и халцедона	5,4
15. Кристаллический сланец зеленовато-серый	1,2
16. Апатит-карбонатная порода брекчированная с обломками вмещающих пород	1,5
17. Апатит-карбонатная порода розовато-коричневого цвета с кварцем. Многочисленны включения и жилы гипса и ангидрита, а также стяжения халцедона	11,2
18. Апатит-карбонатная порода брекчированная с обломками вмещающих пород; прожилки выполнены ангидритом	2,1
19. Апатит-карбонатная порода с гнездами гипса (до 5—6 мм) и прожилками, выполненными волокнистым гипсом	21,4

Выше идет чередование апатит-карбонатных пород с подчиненными пропластами вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов. Местами породы брекчированы, но в цементирующей массе не наблюдается ангидрита. Отсутствуют и включения гипса, лишь местами отдельные трещины залечены ангидритом.

Характер сульфатной минерализации в разрезах других скважин, вскрывших рудное тело, остается таким же, поэтому нет необходимости приводить подробное их описание. При просмотре керна скважин, пройденных главным образом по вмещающим породам (кристаллическим сланцам и гнейсам), в составе не обнаружено визуальных включений гипса или ангидрита, не встречаются эти минералы и в трещинах.

Обобщая проведенные исследования, можно заключить, что в пределах Селигдарского месторождения апатита гипс и ангидрит приурочены

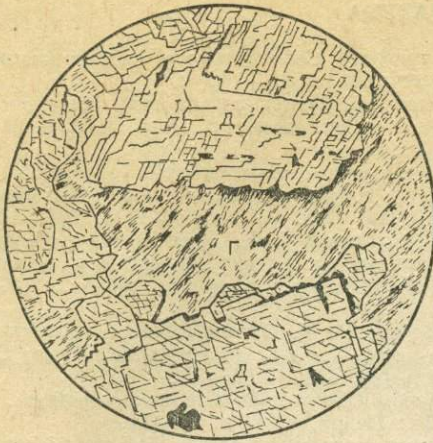


Рис. 3. Включения гипса в апатит-доломитовой породе Селигдарского рудного тела (шлиф 83—11, скв. 49, гл. 488 м).

Г — гипс, Д — доломитовая порода.

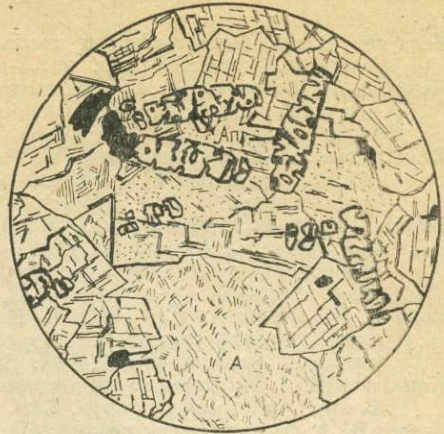


Рис. 4. Мелкозернистые обособления ангидрита в апатит-карбонатной породе Селигдарского рудного тела (шлиф 83—26, скв. 49, гл. 823 м).

А — ангидрит, Ап — кристаллы апатита.

главным образом к апатит-доломитовым породам. В меньшем количестве они встречаются в составе апатит-доломит-(кальцит)-форстеритовых, кварц-apatит-доломитовых и апатит-кальцитовых пород. Ангидрит и гипс встречаются в этих породах в виде гнезд и жил размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров (рис. 3). В брекчированных породах ангидрит часто образует мелкозернистые обособленные массы (рис. 4) и может присутствовать в качестве цемента, характерны также шестоватые агрегаты кристаллов ангидрита, которые иногда обрастают тонкокристаллическим гипсом. Кристаллы гипса в ассоциации с кварцем, халцедоном или флюоритом часто выноляют пустоты выщелачивания и трещины в породе. Во вмещающих породах сульфатные минералы не встречены. Только иногда ангидрит залечивает трещины в небольших по мощности и брекчированных пропластах кристаллических сланцев, располагающихся среди апатитовых пород.

Перечисленные признаки гипс-ангидритовой минерализации, несомненно, указывают на вторичность их происхождения по отношению к рудоносным породам Селигдарского месторождения, которые, по мнению А. Г. Булаха и А. А. Золотарева [1983], подвержены многократной перекристаллизации и несут следы метасоматической переработки (кальцитизации, доломитизации, гематитизации и окварцевания). Процессы ангидритизации и огипсования апатит-доломитовых пород они также считают вторичными.

В заключение нужно отметить, что первые результаты изучения сульфатопроявлений в архейских и протерозойских толщах Алданского щита не дают ответов на вопросы, связанные с первичной природой сульфатных минералов, путями их мобилизации и переотложения в процессах метаморфической и метасоматической переработки первоначальных пород. Остается не выясненным и относительный возраст различных по характеру сульфатных проявлений. Для решения большинства вопросов необходимо дальнейшее более подробное изучение минералогических и петрографических особенностей сульфатсодержащих пород для всестороннего их сравнения. Существенную помощь в определении относительного возраста сульфатных минералов и их первоначального источника может оказать изучение и сравнение изотопного состава серы сульфатов обеих разновидностей, а также сульфатов юдомской доломитовой толщи.

Предварительное сравнение сульфатопроявлений пород Алданского щита со всеми известными докембрийскими сульфатоносными толщами показывает их значительное различие. Однако здесь также нужно проводить специальное более детальное изучение и сравнение.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. М.** Петрография и проблемы генезиса Селигдарского месторождения апатитов. Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1983.— 17 с.
- Булах А. Г., Золотарев А. А.** Геологическая природа Селигдарского поля апатитоносных карбонатных пород (Алданский щит).— Сов. геология, 1983, № 6, с. 96—101.
- Виноградов В. И.** О признаках бывшего существования эвапоритовых отложений в раннем докембрии (по данным изотопного состава серы).— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. 1. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977, с. 105—108.
- Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б.** Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Металлогения и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 12—27.
- Егин В. И., Энтин А. Р., Сучков В. П., Белоусов В. М.** Основные черты геологического строения Селигдарского рудного поля.— В кн.: Апатитовые породы Селигдара. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982, с. 9—16.
- Каргатыев В. А.** Ангидрит в диоксидовых породах Центрально-Алданского района.— В кн.: Минеральное сырье. Вып. 22. М.: Недра, 1970, с. 65—74.
- Комар В. А.** Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.— М.: Наука, 1966.— 122 с.
- Кратц К. О., Негруца В. З., Соколов В. А. и др.** Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита.— Сов. геология, 1984, № 7, с. 105—118.
- Работнов В. Т.** Эвапоритовые образования докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 71—72.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1.**— Новосибирск, 1983.— 64 с.
- Салоп Л. И.** Геология Байкальской горной области. Т. 2.— М.: Недра, 1967.— 699 с.
- Сердюченко Д. П.** Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные.— В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972, с. 31—41.
- Сердюченко Д. П., Каденская М. И.** Скаполитовые породы и их генетические типы.— В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 134—148.
- Хоментовский В. В., Трофимов В. Р.** Венд Западного Прианбарья.— В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 3—30.
- Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А. и др.** Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 215 с.
- Энтин А. Р., Белоусов В. М., Галкин Г. Ф.** Новые данные по геологии Селигдарского апатитового месторождения.— В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1977, с. 5—19.
- Aitken J. D.** Stratigraphy and sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 47—71.
- Barley M. E., Dunlop J. S., Groves J. E., Groves D. I.** Sedimentary evidence of an Archaean shallow-water volcanicsedimentary facies eastern Pilbara Block, Western Australia.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, v. 43, N 1, p. 74—84.
- Brown J. S., Engel A. E. J.** Revision of Grenville stratigraphy and structure in the Balmat — Edwards district, Northwest Adirondacks, N. Y.— Geol. Soc. America Bull., 1956, v. 67, N 12, p. 1599—1622.
- Dawes P. R.** Precambrian to Tertiary of northern Greenland.— In: Escher A. E., Watt W. S. (eds) Geology of Greenland. Geol. Surv. Greenland, 1976, p. 248—303.
- Garlick W. G.** Sabkhas, slumping, and compaction of Mufulira, Zambia.— Econ. Geol., 1981, N 76, p. 1817—1847.
- Golding L. G., Walter M. R.** Evidence of evaporite minerals in the Archaean Black Flag Beds, Kalgoorlie, Western Australia.— Bur. Miner. Res. J. Aust. Geol. Geoph., 1979, N 4, p. 67—72.
- Hoffman P. F.** Autopsy of Athapuscow Aulacogen: a failed arm affected by three collisions.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 97—102.
- Jackson G. D., Iannelli T. R.** Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden Basin, northern Baffin Island.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 269—302.
- Muir M. D.** A sabkha model for the deposition of part of the Proterozoic McArthur Group of the Northern Territory, and its implications for mineralisation.— BMR J. Austr. Geol. Geoph., 1979, N 4, p. 149—162.

- Ricketts B. D., Donaldson J. A. Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 235—254.
- Sims P. K., Card K. D., Lumbers S. B. Evolution of early Proterozoic basins of the Great Lakes region.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 379—397.
- Wardle R. J., Bailey D. G. Early Proterozoic sequences in Labrador.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 331—359.
- Wells A. T. Evaporites in Australia.— Bur. Miner. Res. Aust. Bull., 1980, N 198.— 104 p.
- Young G. M. The Amyndsen Embayment, Northwest Territories; relevance to the Upper Proterozoic evolution of North America.— In: Proterozoic basins of Canada. Can. Geol. Surv. Paper 81—10, 1981, p. 203—218.
- Zharkov M. A. Paleozoic Salt Bearing Formations of the World.—Berlin — Heidelberg: Springer-Verlag, 1984.— 284 p.
- Ziegler P. A. The development of sedimentary basins in Western and Arctic Canada.— Alberta Soc. Petrol. Geol., 1969.— 89 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>С. Ф. Бахтуров.</i> Внутреннее строение битуминозных карбонатно-сланцевых формаций Восточной Сибири	6
<i>Е. М. Хабаров.</i> Латеральные взаимоотношения внутриформационных структурно-вещественных подразделений позднедокембрийской ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба	22
<i>М. А. Жарков, Т. М. Жаркова, Я. Г. Машович, [Э. И. Чечель].</i> Карбонатные, сульфатные и карбонатно-сульфатные наборы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы	28
<i>Г. Н. Шатилов.</i> Ассоциации пород органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира	81
<i>В. В. Благоевдов.</i> О строении и условиях образования верхнеживетской карбонатной формации Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадин	98
<i>Ю. К. Советов.</i> Парагенетические ассоциации континентальных отложений в позднедокембрийской эпигеосинклинальной молассе: Малый Каратау, Казахстан	104
<i>В. В. Параев.</i> О кайнозойском красноцветном осадконакоплении Памиро-Алая	126
<i>А. Ю. Нехаев.</i> Некоторые особенности строения патушной красноцветной формации западной части Нарынской впадины Тянь-Шаня	133
<i>Г. А. Мерзляков.</i> Докембрийские сульфатоносные толщи Алданского щита	146

ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Л. М. Акейтцева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискунов*
Технический редактор *А. В. Сурванова*
Корректоры *А. А. Набточий, Н. Н. Крохоткина*

ИБ № 29971

Сдано в набор 11.12.85. Подписано к печати 07.05.86. МН-01228. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,4. Уч.-изд. л. 16. Тираж 1000 экз. Заказ № 1027. Цена 2 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

Хаустов А. П. Многомерный анализ гидрогеологических систем горно-складчатых областей.— 10 л.

В книге рассматриваются возможности применения методов многомерного анализа при изучении формирования естественных ресурсов подземных вод Байкальской горно-складчатой области с позиций системного подхода. Главное внимание уделяется построению и методическому анализу многомерных классификаций условий формирования ресурсов подземных вод. На базе современных методов многомерного анализа продемонстрированы возможности построения таксономических моделей по комплексу информативных признаков.

Для гидрогеологов, гидрологов.

Афанасьев С. А., Красавчиков В. О. Задачи прогноза и оптимизации при разведке месторождений нефти и газа.— 10 л.

В монографии освещаются вопросы возникновения геологических задач и их решения с помощью комбинаторно-логических методов. Рассматриваются прогнозные и оптимизационные типы задач, отмечается их тесная взаимосвязь в процессе поисков и разведки месторождений нефти и газа. Особое внимание уделено выделению изучаемых объектов и постановке цели исследования, как определяющих формализованное описание объектов и явлений.

Для геологов-нефтяников и других специалистов, занимающихся математическими методами оптимизации и прогнозирования.

**Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресам:**

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97
370005 **Баку**, ул. Коммунистическая, 51
232600 **Вильнюс**, ул. Университето, 4
690088 **Владивосток**, Океанский проспект, 140
320093 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95
375002 **Ереван**, ул. Тумаяна, 31
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289
420043 **Казань**, ул. Достоевского, 53
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148
343900 **Краматорск**, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57
197345 **Ленинград**, Петрозаводская ул., 7
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72
103009 **Москва**, ул. Горького, 19а
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7
117192 **Москва**, Мичуринский проспект, 12
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22
142284 **Протвино**, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 **Пушино**, Московской обл., МР, «В», 1
620161 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73
700070 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43
700185 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6
700000 **Ташкент**, ул. Ю. Фучика, 1
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18
634050 **Томск**, Академический проспект, 5
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87

Внутреннее строение битуминозных карбонатно-сланцевых формаций Восточной Сибири. Бахтуров С. Ф. — В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

На основании детального изучения внутриформационных таксономических подразделений: наборов пород, сообществ наборов и комплексов, подразделяющихся на простые и сложные, рассматривается внутреннее строение битуминозных карбонатно-сланцевых формаций: каланчевской — верхнего рифея и тинновской — венда периферии Патомского нагорья, куонамской — ранне-среднекембрийского возраста севера и востока Сибирской платформы, чамбинской — лlandoверийского яруса северо-запада Сибирской платформы и таймырской — верхнего кембрия, ордовика, силура и девона п-ова Таймыр. Выяснено, что наиболее часто отмечаются комплексы черных аргиллитов, а также те, в строении которых участвуют глинистые и кристаллические известняки и доломиты. Выделенные парагенезы пород широко развиты в формациях сходного состава других районов Земли. Ил. 7. Библиогр. 42.

Латеральные взаимоотношения внутриформационных структурно-вещественных подразделений позднекембрийской ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба. Хабаров Е. М. — В кн.: Проблемы формационного анализа. — Новосибирск: Наука, 1986.

Рассмотрены латеральные взаимоотношения внутриформационных структурно-вещественных подразделений разного ранга в ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба. Выяснено, что наиболее крупные парагенезы пород (надкомплекс) сохраняют основные структурно-вещественные особенности в пределах карбонатной биогеоморфной грации. Парагенезы пород более низких таксономических рангов (комплексы, ассоциации, сообщества и наборы пород) изменяются на расстоянии 5—15 км, что свидетельствует о существенно отличных условиях седиментации на соседних участках палеобассейна в пределах единой палеогеографической зоны. Ил. 5. Библиогр. 11.

Карбонатные, сульфатные и карбонатно-сульфатные наборы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Жарков М. А., Жаркова Т. М., Машович Я. Г., Чечель Э. И. — В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Впервые приводится характеристика трех классов наборов пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы: карбонатного, сульфатного и карбонатно-сульфатного. Рассмотрены особенности строения наборов, их стратиграфическое и пространственное размещение. Всего описано 20 наборов пород, часто встречающихся в соленосной формации. Табл. 1. Библиогр. 12.

Ассоциации пород органогенных карбонатных комплексов верхнего силура, нижнего и среднего девона Горного Алтая и Салаира. Шатилов Г. Н. — В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Показано, что выделяемые в составе органогенных карбонатных комплексов классы пород встречаются не хаотично, а образуют крупные ассоциации органогенных карбонатных пород, отличающиеся друг от друга и отражающие пространственные изменения карбонатных комплексов от центральных частей к периферийным. Обосновывается закономерное положение классов ассоциаций в пределах органогенных карбонатных комплексов и приводятся три модели внутреннего строения последних. Ил. 6. Табл. 2. Библиогр. 45.

О строении и условиях образования верхнеживетской карбонатной формации Миусинской и Чебаково-Балахтинской впадин. Благовидов В. В. — В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Карбонатная толща бейской свиты выделена в качестве самостоятельной верхнеживетской карбонатной формации. В пределах Миусинской и юго-западной части Чебаково-Балахтинской впадины в ее составе намечается шесть пачек, сменяющих друг друга в стратиграфической последовательности: 1 — строматолитовых и кристаллически-зернистых известняков; 2 — глинистых известняков; 3 — биодетритовых и глинистых известняков; 4 — терригенно-карбонатная; 5 — биодетритовых и глинистых известняков; 6 — пестроцветных мергелей и глинистых известняков. На основе анализа особенностей строения формации делается вывод о конседиментационном развитии впадин в бейское время. Ил. 1. Библиогр. 8.

Парагенетические ассоциации континентальных отложений в позднекембрийской эпигеосинклиальной молассе: Малый Каратау, Казахстан. Советов Ю. К. — В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Приводится описание, классификация и пространственное распределение литотипов и их парагенезов в аллювиальных отложениях кокусуйской эпигеосинклиальной молассы венда в Малом Каратау. Составлены детальные парагенетические ряды отложений и дана им генетическая интерпретация. Сделаны выводы о развитии речных систем при формировании молассы. Ил. 12. Библиогр. 16.

УДК 551.051

О кайнозойском красноцветном осадконакоплении Памиро-Алая. Паранов В. В.— В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Рассмотрены вопросы размещения кайнозойских красноцветных отложений Памиро-Алая во времени и пространстве. Выделено девять уровней проявления красноцветной седиментации, которые представляют собой ряд, начавшийся с палеоцена накоплением тонко- и мелкообломочных отложений, в олигоцене сменившийся континентальными толщами с преобладанием песчаников и завершившийся в плиоцене формированием песчано-конгломератовых образований. По особенностям красноцветной седиментации, ее стадийности, продолжительности и интенсивности в пределах Памиро-Алая выделяются области, различающиеся между собой по палеогеографии и активности тектонического режима. Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 10.

УДК 551.051.+552.5:025.4—001.4

Некоторые особенности строения паттумной красноцветной формации западной части Нарынской впадины Тянь-Шаня. Неханов А. Ю.— В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Рассмотрены особенности строения красноцветных кайнозойских отложений западной части Нарынской впадины, выделено семь пачек. Дано описание ряда разрезов. Предложена рабочая классификация плохо сортированных смешанных пород. Библиогр. 17.

УДК 552.53.71(571.56)

Докембрийские сульфатносные толщи Алданского щита. Мерзляков Г. А.— В кн.: Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986.

Кратко рассмотрены все известные в настоящее время проявления гипсов и ангидритов в докембрийских толщах Земли. Более подробно охарактеризованы сульфатнопроявления, известные в архейских метаморфических толщах Алданского щита и в метасоматически переработанных апатит-карбонатных породах Селигдарского месторождения апатита. Ил. 4. Библиогр. 32.

2 р. 30 к.

ПЗ
вып. 658



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ