

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ЦИКЛИЧНОСТЬ
ОТЛОЖЕНИЙ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
И УГЛЕНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

551.3+

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

(МАТЕРИАЛЫ ВСЕСОЮЗНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
"ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ ГОРЮЧИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ",
15-17 АПРЕЛЯ 1975 Г., НОВОСИБИРСК)

2286



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1977



Прикладные вопросы цикличности — предмет обсуждения данного сборника. Круг этих вопросов довольно широк и охватывает проблемы региональной стратиграфии, палеогеографии, тектоники, закономерностей размещения горючих полезных ископаемых.

Сборник представляет интерес для геологов самых различных специальностей.

Редакционная коллегия:

*Н.Б. Вассоевич, О.П. Вышемирская, Ю.Н. Карогодин,
А.Э. Конторович, В.С. Лучников, Я.Р. Меламед,
М.Ф. Мирчинк, А.А. Трофимук*

Ответственные редакторы:

А.А. Трофимук, М.Ф. Мирчинк, Ю.Н. Карогодин

РИТМИЧНОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Настоящая статья носит обзорный характер, в ней обобщаются известные зависимости распределения нефти и газа (а также процессов формирования их залежей) от ритмичности строения разреза и тектонического развития; вместе с тем предлагаются некоторые новые зависимости и выявляются недоработанные и дискуссионные вопросы.

В настоящее время можно выделить два основных ритмических фактора, влияющих на нефтегазоносность:

- 1) ритмичность тектонических движений различных порядков:
 - а) эвстатических колебаний уровня океана, б) колебательных движений, формирующих седиментационные бассейны, в) дифференцированных структурообразующих движений;
- 2) ритмичное строение осадочного чехла седиментационных бассейнов, определяющее закономерное размещение в разрезе и по площади нефтегазоматеринских свит, нефтегазоносных комплексов и покрывшек.

РИТМИЧНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В.Е. Хаин (1954) рассматривает влияние на нефтегазоносность ритмичного проявления двух типов тектонических движений: волновых (или структуроформирующих) и колебательных (или эпейрогенических). Такое разделение сохраняет свою силу и в настоящее время. Несмотря на близость этих движений к синхронности, они по-разному влияют на процессы образования залежей.

Ритмичность роста структур проявляется с момента заложения бассейнов осадконакопления. Большинство из них зарождалось в начальные моменты крупнейших (продолжительностью в 180—200 млн. лет) или же крупных (30 млн. лет) циклов.

Рост крупных и локальных структур происходит также ритмично. Многочисленные исследования, проведенные различными авторами, как путем сопоставления результатов бурения, так и путем замеров углов наклона отражающих площадок (метод Е.В. Еханина, В.П. Жданова, И.А. Миталева, 1961), показали, что наиболее резкие изменения мощностей при сопоставлении разрезов сводов и крыльев наблюдаются в нижних частях трансгрессивных ритмов. В эти моменты происходило погружение отрицательных структур и воздымание положительных. С ускорением прогибания крупных отрицательных структур можно связывать усиление, а также ускорение процессов генерации углеводородов. Рост положительных структур увеличивает объем структурных ловушек. Вместе с этим увеличиваются углы наклона моноклиналей, а следовательно, и силы, способствующие миграции флюидов. Все сказанное позволяет предполагать, что к начальным этапам ритмов, скорее всего, приурочены моменты усиления многих процессов формирования и переформирования нефтяных и газовых залежей.

С границами крупных ритмов связаны также основные изменения плана тектонических движений — прекращение роста существовавших структур, заложение новых, изменение ориентировки региональных склонов. Впервые на такие перестройки указывают в своих работах М.Ф. Мирчинк и А.А. Бакиров (1951); они подробно рассматриваются В.Е. Хайным (1954). Примерами их служат изменение местоположения основных районов прогибания в среднем и верхнем палеозое (по сравнению с нижним палеозоем) и смена направления наклона восточного края Русской плиты на обратное, а также кардинальные перестройки структурного плана на Сибирской платформе. Эти перестройки могли вызвать раскрытие как крупных, так и особенно локальных структур, изменение их взаимного гипсометрического положения и, следовательно, переформирование нефтяных залежей. Очевидно, основные этапы переформирования наступали не в начальные этапы перестройки структурного плана, а несколько позже, когда изменения наклонов достигали величины, соизмеримой с углами наклона крыльев структур. Эти явления не следует считать синхронными.

Наконец, можно думать, что с моментами усиленного роста структур связано раскрытие трещин и вертикальный переток нефти из уже сформированных залежей. При этом, видимо, наиболее значительное раскрытие происходило во время землетрясений, даже небольших. Число землетрясений также увеличивалось в периоды усиленных тектонических напряжений. В этом отношении интересны исследования К.И. Микуленко (СНИИГГИМС), показавшие, что число следов подводных оползней в мезозойском разрезе Западной Сибири, вероятно отражающее число землетрясений, возрастает вблизи границ ритмов. Не исключено, что периодичность раскрытия трещин является причиной многоактности формирования залежей, фиксирующейся следами древних водонефтяных контактов.

Ритмичность колебательных (эпейрогенических) движений влияет на формирование залежей по крайней мере в двух аспектах. Во-первых, ритмично чередующиеся трансгрессии и регрессии вызывают такие же смены пластовых давлений. Поскольку уровень Мирового океана в прошлом изменялся более чем на 400 м, то и соответственно перепады давлений в пластах достигали нескольких десятков атмосфер, как это, например, было в кайнозое на севере Западной Сибири и в бассейне Каспийского моря. Понижения уровня океана способствовали выделению растворенного газа на весьма обширных территориях, который затем мог собираться в ловушки. На это указывали А.Б. Ронов (1949) для Волго-Уральской области, Н.М. Крутлюков, В.Д. Наливкин и Г.П. Сверчков для Западной Сибири. Одновременно расширялись сформированные ранее газовые залежи, а если ловушки были заполнены до замка, то происходила потеря ими газа. Этот процесс, естественно, усиливался, если регрессия суммировалась с ростом крупной положительной структуры.

Во-вторых, с регрессиями и поднятиями часто связываются размывы ранее отложившихся осадков и эрозионные врезы. Если эти размывы были невелики, то, как отмечали Н.Ю. Успенская (1952) и другие геологи, они были благоприятны для образования коллекторов и в терригенных, и в карбонатных (выщелачивание) осадках. Глубокие размывы, нао-

борот, играют отрицательную роль. Если размывы достигали глубины 2 км, как это, вероятно, было на севере Сибирской платформы за мезокайнозойское время, то уничтожалась большая часть существовавших ранее нефтяных залежей (Критерии раздельной оценки..., 1974).

Отрицательное влияние глубоких размывов на степень концентрации запасов хорошо показано И.И. Нестеровым и В.В. Потеряевой (1971).

РИТМИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА

Циклическое развитие седиментационных бассейнов определяет закономерную повторяемость (в разрезе выполняющих их отложений) нефтегазоматеринских, нефтегазосодержащих и экранирующих толщ.

В фанерозое, несомненно, выделяются три крупнейших трансгрессивно-регрессивных цикла продолжительностью 180–200 млн. лет, проявившихся в глобальном масштабе. Длительность трансгрессивных фаз этих циклов составляет 140–150 млн. лет, а регрессивных фаз, с которыми связаны основные эпохи складчатости, – 40–50 млн. лет. Крупнейшим циклам подчинены также повсеместно проявляющиеся крупные циклы продолжительностью 25–35 млн. лет. Более мелкие циклы (от 5–10 млн. лет и до мельчайших) выделяются в отдельных регионах или в частях регионов в связи с детальной корреляцией разрезов, изучением распределения угленосных, нефтеносных горизонтов и т.д.

Вопросы связи нефтегазоносных толщ и вообще нефтегазоносности с ритмичным строением разреза затрагивались в работах многих исследователей. Однако специальным анализом ритмичного характера размещения нефтегазоматеринских и нефтегазоносных толщ, повышенных концентраций нефти и газа занимались относительно немногие: В.В. Вебер (1947, 1971), Н.Ю. Успенская (1967, 1972), С.П. Максимов и др. (1974), Т.И. Гурова и В.П. Казаринов (1962), Ю.Н. Карогодин (1967, 1974) и некоторые другие

Ритмичность распределения нефтегазоматеринских свит

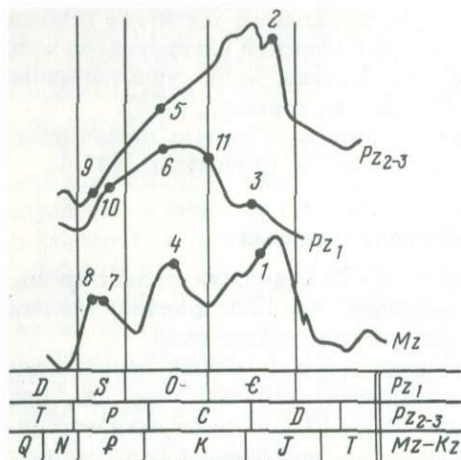
Закономерная повторяемость эпох интенсивного накопления в осадках сапропелевого органического вещества (ОВ) приводит к образованию повторяющихся в разрезе классических нефтематеринских свит. Такая же повторяемость свойственна и угленосным толщам.

Все классические нефтематеринские свиты "доманиковского" типа, содержащие до 20% сапропелевого ОВ (в среднем не менее 6%), формируются только в трансгрессивные фазы циклов.

Наиболее четко это наблюдается в последнем, мезо-кайнозойском цикле (рисунок). В начале трансгрессивной фазы к первому максимуму трансгрессии приурочены сильно обогащенные сапропелевым ОВ верхнеюрские осадки (баженовская свита Западной Сибири, юрские горючие сланцы Европейской части СССР, битуминозные оксфорд-кимериджские отложения во многих районах мира). Ко второму максимуму трансгрессии приурочены более слабо выраженные, но также обогащенные сапропелевым ОВ осадки альба-турона (юго-восточный Кавказ, Северная Америка, Северная Африка и т.п.). К последнему, третьему, мак-

Положение высокобитуминозных толщ в крупнейших ритмах фанерозоя

1 — баженовская свита (верхняя юра); 2 — доманиковый горизонт (верхний девон); 3 — куонамская свита (граница нижнего и верхнего кембрия); 4 — туронские горячие сланцы (верхний мел); 5 — кендерлькские сланцы (верхний карбон); 6 — кукурские сланцы (средний ордовик); 7 — кумская свита (эоцен); 8 — менилитовые сланцы (олигоцен); 9 — пермские битуминозные медистые сланцы (верхняя пермь); 10 — граптолитовые сланцы (силур); 11 — диктионемовые сланцы (нижний ордовик)



симуму трансгрессии приурочено формирование сильно насыщенных сапропелевым ОВ осадков верхнего эоцена—олигоцена (кумская свита Юга СССР, сланцы Грин-Ривер в Северной Америке, битуминозные и фосфоритоносные эоценовые осадки Северной Африки, менилитовые сланцы Карпат и т.п.). Повторяемость формирования этих весьма специфических, сильнобитуминозных осадков в мезо-кайнозойской трансгрессивной фазе крупнейшего цикла определяется наличием более мелкой цикличности.

В трансгрессивной фазе средне-верхнепалеозойско—нижнемезозойского цикла наблюдаются те же закономерности в проявлении эпох формирования осадков, сильно обогащенных сапропелевым ОВ. К максимуму трансгрессии приурочено образование известных битуминозных осадков доманикового горизонта Русской плиты, а также других районов СССР и чаттанугских битуминозных сланцев Северной Америки. Моменту накопления альб-туронских битуминозных осадков в мезо-кайнозойском цикле соответствует отложение верхнекаменноугольных кендерлькских сланцев, а накопление насыщенных сапропелевым ОВ осадков верхнего эоцена—олигоцена — отложение верхнепермских битуминозных сланцев Европы и битуминозных фосфоритоносных отложений формации Фосфория в Северной Америке. В трансгрессивной фазе нижнепалеозойского цикла также фиксируются аналогичные этапы интенсивного накопления сапропелевого ОВ. Накоплению баженовской свиты мезо-кайнозойского цикла и доманикового горизонта верхнепалеозойско-нижнемезозойского цикла соответствует (по своему положению в крупных циклах) формирование битуминозной куонамской свиты кембрия Сибири, черных битуминозных сланцев в Швеции, на Пиренейском полуострове, в Южной Америке и Южной Азии. Отложению верхнемеловых (туронских) и верхнекаменноугольных (кендерлькских) сланцев соответствует накопление сильно обогащенных сапропелевым ОВ ордовикских сланцев Прибалтики и Северной Америки, а доманикоидным отложениям верхнего эоцена и верхней перми — накопление граптолитовых сланцев силура во многих районах мира.

Наиболее интенсивным накоплением ОВ и широким прерывисто-глобальным распространением характеризуются осадки этих эпох на начальной и конечной стадиях трансгрессивных фаз крупных геологических циклов. Битуминозные осадки, формирующиеся в средних частях трансгрессивных фаз, не столь насыщены сапропелевым ОВ и имеют, по-видимому, более ограниченное распространение.

Ритмичное повторение (во времени) эпох интенсивного накопления сапропелевого ОВ планктонной природы определяет закономерное распределение (в осадках) основных нефтематеринских свит, а поэтому в известной мере и закономерное распределение нефтеносности. Однако соответствие это не строгое, поскольку на распределение нефти не в меньшей мере влияют и другие важные причины, определяющие время, расстояние и условия миграции и аккумуляции углеводородов.

Одновременно и совместно с накоплением сапропелевого ОВ в осадках в эти кратковременные в геологическом смысле моменты (несколько миллионов лет) накапливаются огромные массы осадочного урана, концентрация которого в ряде мест достигает уровня бедных промышленных руд. В прибрежных фациях одновременно накапливается преобладающая часть мировых запасов фосфоритов. Есть данные о комплектациях в эти эпохи и ряда других элементов; например, в эоценовых сланцах Грин-Ривер количество глинозема в даусоните в три раза превышает мировые запасы бокситового глинозема.

Наконец, с этими кратковременными эпохами интенсивного накопления планктоногенного ОВ и осадочного урана связано значительное усиление мутационного процесса, приводящего одновременно как к вымиранию существующих видов организмов, так и к появлению большей части новых видов и даже принципиально новых типов строения организмов.

Таким образом, по своему значению в накоплении нефтематеринских отложений, сапропелевых горючих сланцев, фосфоритов, осадочного урана и ряда других соединений, а также по роли в эволюции органического мира эти эпохи в истории Земли представляют исключительный интерес.

Ритмичность распределения нефтегазоносных и экранирующих толщ

Ритмичное распределение нефтегазоносных толщ, горизонтов, пластов и покрывок над ними в разрезах осадочных отложений, а также ритмичное распределение залежей по стратиграфическим комплексам разбиралось в упоминавшихся выше работах В.В. Вебера, Н.Ю. Успенской, Ю.Н. Карогодина и др. Более детальный анализ этого вопроса в связи с разнопорядковыми (разномасштабными) циклами седиментации для Западной Сибири проведен Т.И. Гуровой и В.П. Казариновым (1962), Л.Я. Трушковой (1970), Ю.Н. Карогодиным (1974). Подобный анализ проводился и в наших работах (Условия формирования..., 1967; Оценка характера..., 1969). Обобщение литературных данных и некоторых результатов наших исследований позволяет дать следующий обзор намечающихся связей и закономерностей.

Среди платформенных нефтегазоносных бассейнов различаются одноцикловые, сформировавшиеся на протяжении одного крупнейшего цикла, и многоцикловые, развивавшиеся на протяжении двух и более мегациклов. Осадочные толщи, образованные на протяжении мегацикла, составляют мегакомплекс, литологический состав и строение которого определяются режимом развития бассейна, областей сноса, количеством, масштабом, длительностью трансгрессий и регрессий, климатом и рядом других причин. Мегакомплексы чаще всего сложены различными сочетаниями карбонатных, терригенных и эвапоритовых пород, реже бывают почти чисто терригенными.

В мегакомплексе выделяются относительно проницаемые и непроницаемые тела — коллекторы, резервуары и покрышки, экраны. Региональные покрышки — наиболее выдержанные по площади мощные глинистые и корбонатно-глинистые тела — приурочены к трансгрессивным (или начальным регрессивным) этапам развития; их формирование определяется крупными циклами длительностью 25—35 млн. лет, наложенными на трансгрессивные этапы крупнейших циклов. Характерна одновозрастность или близкий возраст региональных покрышек в разных бассейнах. Такие покрышки (их обычно две-три) распространены на 70—90% территории бассейна. Они разделяют региональные нефтегазоносные комплексы, которые формируются на смежных регрессивных и начальных трансгрессивных этапах крупных циклов и нередко охватывают до трех и более мелких циклов (особенно в карбонатных разрезах или в основании преимущественно терригенных мегакомплексов).

Первый (нижний) нефтегазоносный комплекс в бассейне характеризуется, как правило, наибольшим ареалом нефтегазоносности. Однако этот комплекс не всегда содержит максимальные запасы, так как в центральных областях бассейна он обычно залегает на больших глубинах, что обуславливает региональное ухудшение коллекторов и покрышек. Вышележащие комплексы характеризуются меньшими по площади ареалами нефтегазоносности, но они залегают на меньших глубинах, коллекторы и покрышки в них лучше, и поэтому именно в верхних комплексах чаще содержатся крупнейшие скопления и основные запасы нефти и газа.

Региональные покрышки обычно охватывают небольшой стратиграфический интервал: один—три яруса, редко — до отдела и более; нефтегазоносные комплексы распространяются обычно на целый отдел, иногда — до системы и более.

Ритмичное распределение нефтегазоносных комплексов и региональных покрышек в разрезе и их закономерная связь с крупнейшими и крупными циклами обуславливают часто отмечающуюся примерную одновозрастность основных продуктивных комплексов и покрышек в различных, даже удаленных друг от друга бассейнах: юрский нефтегазоносный комплекс и верхнеюрско-валанжинская региональная покрышка Западной Сибири, юрский терригенно-карбонатный продуктивный комплекс и верхнеюрская галогенная (Чаурдакская) региональная покрышка Туранской плиты, верхнеюрская эвапоритовая региональная покрышка (хит) Аравийской плиты и т.д.

В терригенных разрезах нефтегазоносные комплексы характеризуются разнообразным составом и строением — от преимущественно песчаных до сильноглинизированных, содержащих подчиненные невыдержанные песчаные тела и линзы. Крайние случаи не характерны; обычно распространены терригенные комплексы с более или менее четко выраженным ритмичным чередованием глинистых и песчано-алевритовых пластов и пачек (по всему разрезу или в части комплекса). Они формируются стадийно в регрессирующих или трансгрессирующих палеоморях и отражают наложенную на крупные циклы (25—35 млн. лет) подчиненную цикличность разных порядков. Выделяются средние циклы, соответствующие одному-двум ярусам (5—10 млн. лет), которые формируют субрегиональные покрышки (типа аптской или нижнеальбской) в Западной Сибири. Эти тела распространены на значительной части бассейна.

За пределами развития разделяющих покрышек подкомплексы объединяются. Более мелкие циклы, "вековые" (один-два яруса), формируют зональные покрышки и нефтегазоносные пачки (горизонты); пример — нижневасюганская зональная покрышка и горизонт (пачка) Ю₁ келловей-оксфордского возраста в Западной Сибири, выделяющиеся в начальных трансгрессивных частях более крупных циклов. Еще более мелкие циклы, длительностью 1—3 млн. лет (?), выделяются в ритмично построенных толщах регрессивного формирования, например горизонт Б₁₀ — чеускинская пачка глин, горизонт Б₈ — сармановская пачка глин в Западной Сибири. В связи с рассматриваемой мелкой цикличностью формируются зональные покрышки, пласты и горизонты-коллекторы. Отличия мелкой цикличности от "вековой" — нечеткие.

Ритмично построенный разрез — чередование выдержанных песчаных и глинистых пачек и горизонтов — наиболее благоприятен для нефтеносности. При этом в регрессивных ритмах наилучшие коллекторы тяготеют к максимуму регрессии, особенно если регрессия связана с размывом; в предперерывных толщах отмечены наиболее емкие и высокопродуктивные коллекторы. В трансгрессивных условиях наилучшие коллекторы находятся в базальных горизонтах, особенно если они залегают с размывом.

Наиболее четкая и выдержанная ритмичность образуется в части бассейна со стабильным режимом развития на протяжении формирования этой ритмичной толщи. Смена режима вызывает изменение строения, мощности ритмов и их частей, "расщепление" ритмов, расслаивание и исчезновение покрышек, выклинивание коллекторов. В целом отмечается ухудшение условий для нефтегазоаккумуляции. Отсюда возникает необходимость картирования и прогнозирования наиболее четких, выдержанных (благоприятных) ритмов. Прослеживание ритмов в зоне глинизации и выклинивания коллектора позволит прогнозировать участки наиболее вероятного распространения изолированных песчаных линз (баров, береговых валов и других образований) — ловушек литологических залежей нефти.

Детальное изучение вещественного состава ритмично построенных толщ показало, что гранулометрические особенности, минеральный состав и физические свойства пород изменяются также ритмично, позволяя выявить не только благоприятные пласты-коллекторы, но и части этих

пластов с наилучшими емкостными характеристиками. Это изучение, с учетом вторичных изменений пород, дает основание прогнозировать на больших глубинах в условиях сильного уплотнения пласты или части пластов, сохранившие относительно хорошие коллекторские свойства.

В неокомской толще Западной Сибири было отмечено, что ритмично построенные разрезы характеризуются определенными, до известной степени постоянными мощностями периодически перемежающихся тел. Это свойство позволило с помощью несложных математических приемов выделить в разрезе цикличность (периодичность) мелких порядков. Наиболее подходящим материалом для такого анализа являются диаграммы электрокаротажа, которые характеризуют в общем виде переслаивание "проницаемых" (песчано-алевритовых) и "непроницаемых" (глинистых) тел. С помощью гармонического анализа выделяются гармоники разных порядков.

Частоты периодических составляющих электрокаротажных характеристик, видимо, отражают разные порядки цикличности. Суммируя частные гармоники, получаем идеализированную характеристику разреза, в которой участки с неявной, смазанной цикличностью характеризуются взаимным "погашением" гармоник, сглаженной (почти нерасчлененной) результирующей кривой; участки с наиболее отчетливой цикличностью характеризуются сложением, взаимным усилением частных гармоник. Это открывает широкие перспективы использования математического аппарата и ЭВМ для изучения ритмичности разреза.

В карбонатных разрезах уже давно были обнаружены черты закономерной смены и периодической повторяемости палеогеографических обстановок их формирования (Белоусов, 1944; Ронов, 1949; Виноградов, Ронов, 1956; Рухин, 1961; Страхов, 1960; Хаин, 1964). Наиболее детальное отражение этот вопрос нашел в работе А.Б. Ронова и его соавторов (Ронов и др., 1969), которые установили, что максимумы доломитообразования тяготеют к началу и концу средней стадии цикла, в общем совпадающими во времени с эпохами накопления эвапоритов, тогда как накопление известняков — к самой середине цикла.

Ритмичность в распределении пористости была впервые установлена А.Б. Вистелиусом (1946, 1963) в результате статистического изучения распределения пористости средне- и верхнепалеозойских карбонатных толщ Волго-Уральской области. Между тем основная мысль, высказанная А.Б. Вистелиусом о периодической дифференциации вещества твердой фазы карбонатных отложений, определявшей их коллекторские возможности, по-настоящему так и не была понята многими литологами. Как показывает наше детальное изучение нижнепермских отложений Волго-Уральской области и верхнедевонских отложений Припятской впадины, интенсивность процессов доломитизации известняков по существу зависит от начальной проницаемости осадка, а стало быть, от его сортировки.

Следует четко разграничивать "чистый" доломитовый метасоматоз известнякового осадка (породы) от доломитового метасоматоза, сопровождающегося заполнением пор доломитом, выпавшим из поровых

растворов. В условиях аридизированного и тем более аридного климата соотношения этих двух процессов доломитизации чутко реагируют на колебательные движения. Так, восходящие движения обеспечивают обмеление бассейна и выводят осадок в зону интенсивных волнений и течений, где сказывается роль процессов испарения в увеличении общей солености воды вплоть до садки доломитов, а в отдельных случаях (в зависимости от рельефа дна) и сульфатов. В условиях еще слабого осолонения придонных вод происходит доломитовый метасоматоз хорошо проницаемого известкового осадка (породы).

По мере обмеления и постепенного увеличения солевого потенциала придонных вод доломитовый метасоматоз будет сопровождаться заполнением пор доломитом, выпавшим из поровых растворов, и "залечиванием" им всех пустот (в том числе и вторичных пустот, образованных в результате доломитового метасоматоза). При быстром осолонении поры могут залечиваться сульфатом (ангидритом).

Одновременно необходимо отметить, что такие сульфатизированные доломиты обладают потенциальными возможностями перехода в хорошие коллекторы даже при кратковременных перерывах, когда в первую очередь будут выщелачиваться сульфаты.

Если же доломитовый метасоматоз сопровождается выпадением только доломита, то происходит резкое уменьшение емкостных возможностей даже тех вторичных доломитов, которым часто, исходя лишь из их вторичной природы, приписывают хорошие коллекторские свойства. В действительности они могут обладать даже экранирующими свойствами. Такое ухудшение проницаемости может сохраняться и при последующих кратковременных перерывах.

Нисходящие движения постепенно обеспечивают общее ослабление придонной гидродинамики, что ведет к накоплению преимущественно неотсортированного органогенного и органогенно-обломочного материала. Подъем в условиях аридного климата иногда приводит к накоплению эвапоритовых толщ, которые, как известно, являются весьма надежными покрывками. Образование этих толщ обычно бывает приурочено к заключительной стадии крупных циклов.

В гумидном климате в регрессивную стадию циклов не происходит изменений гидрохимического режима, и экранирующие толщи не образуются. Наоборот, усиление движения вод способствует увеличению зернистости, сортировке карбонатного материала и образованию хороших известняковых коллекторов, которые и сохраняются в последующем.

Доломитизация, связанная с началом трансгрессивной стадии и особенно со средней частью циклов, носит мозаичный характер и происходит за счет значительного перераспределения магния в известняковом иле по схеме Н.М. Страхова (1956). При дальнейшем погружении на смену известнякам (в карбонатном цикле) приходят глинисто-мергельные отложения, обладающие хорошими экранирующими свойствами. Максимальная их мощность соответствует трансгрессивной стадии циклов.

Таким образом, в гумидном климате карбонатные коллекторы приурочены к регрессивным, а экранирующие горизонты — к трансгрессивным стадиям циклов.

В аридном климате добавляется новый уровень экранирующих пород, отвечающий конечнорегрессивной стадии. Этими породами могут быть или вторичные доломиты с порами, заполненными доломитом, а иногда и сульфатами, выпавшими из поровых вод, или же эвапориты.

ПРОГНОСТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РИТМИЧНОСТИ

Прогностическое значение ритмичности является основным практическим результатом изучения ее влияния на нефтегазоносность. Благодаря выдержанности ритмов и закономерной изменчивости прогноз, базирующийся на критериях, которые вытекают как из ритмичности строения разреза, так и из закономерной повторяемости событий, обладает сравнительно высокой степенью достоверности. При этом ритмичность позволяет прогнозировать нефтегазоносность как в пространстве, так и во времени.

Прогнозирование во времени возможно с целью обнаружения усиления и замедления ряда процессов, влияющих на формирование нефтяных и газовых месторождений, а именно роста структур, перестроек тектонического плана, изменения пластовых давлений и т.п.

Прогнозирование по разрезу позволяет предсказывать положение нефтегазоносных комплексов и горизонтов, а также экранирующих их флюидоупоров, т.е. помогает выявлять те объекты, которые ищут нефтяники. Оно также облегчает поиски нефте- и газоматеринских свит.

Прогнозирование по площади будет возможно, когда обнаружатся закономерности изменения ритмичности по простиранию. В настоящее время оно подменяется фациальным анализом.

Таким образом, наиболее достоверный и прямой практический выход имеет прогнозирование по разрезу. Прогнозирование во времени приобретает практическое значение преимущественно как прогнозирование пока-

зателей изменения интенсивности процессов формирования залежей. Прогнозирование по площади, вероятно, будет возможным, но после дополнительных исследований.

С целью уменьшения ошибок при прогнозировании, основанном на ритмичности, нужно учитывать несколько обстоятельств.

1. Направленность изменения характера циклов. Обычно эту направленность определяет положение данного цикла в более крупном цикле. Например, при перемещении от трансгрессивной части крупного цикла к регрессивной в мелких циклах отмечается все большее и большее значение регрессивных элементов за счет деградации трансгрессивных.

2. Правильность объединения циклов в единую систему. Важно избежать сопоставления циклов, принадлежащих к разным системам или порядкам. Разработанных критериев правильности такого объединения еще не существует. Ориентировочным критерием для крупных ритмов может служить их длительность в абсолютном летоисчислении, а для мелких — мощность. Объединение циклов, принадлежащих к различным системам, может привести к серьезным ошибкам.

3. Связь рассматриваемых зависимостей с той или иной системой (порядком) ритмичности. В таблице ориентировочно показана приуроченность формирования нефтематеринских пород, коллекторов и покрышек различного порядка, тектонических и других условий к различным системам ритмичности. Чаще всего наиболее сильное влияние на процессы формирования месторождений оказывают крупнейшие ритмы с периодом около 180 млн. лет. С уменьшением масштаба процесса или явления обычно большее значение приобретает средняя или мелкая ритмичность, что особенно ясно устанавливается для терригенных покрышек. Наиболее значительные перерывы обычно бывают связаны с границами между крупнейшими циклами. Они отрицательно сказываются на нефтегазоносности. Если же требуется прогнозировать перерывы, улучшающие

Возможная связь порядков ритмичности

Порядок ритмов (млн. лет)	Нефтематеринские свиты "даманиково" типа	Карбонатные		Терригенные		
		покрышки	коллекторы	покрышки		
				региональные	зональные	локальные
Крупнейшие (180-200)	x	o		o		
Крупные (25-35)	+	+	+	x	+	
Средние (5-10)		x	x	+	x	+
Мелкие (1-3)					+	x
Очень мелкие						+

Примечание. x — ритмы данного порядка имеют главное значение для воз-

с геологическими условиями формирования залежей

Терригенные коллекторы		Галогенные покрышки	Изменение структурного плана заложения бассейнов	Рост структур, раскрытие трещин	Снижение давления в пластах	Перерывы
комплексы	пласты					
		+	x	x	x	x
x		x	+	+	+	+
+	o	?		o		+
	+					o
	x					

никновения соответствующего явления; + — среднее значение, o — малое значение.

коллекторские свойства и не снижающие значительно запасы нефти и газа, то главная роль переходит к средним или мелким порядкам ритмичности.

Таким образом, различные системы ритмичности по-разному влияют на условия формирования нефтяных и газовых месторождений, и это необходимо учитывать при прогнозировании.

НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

Недостаточно изученными, но важными вопросами для дальнейшего совершенствования связей между нефтегазоносностью и ритмичностью можно считать следующие.

1. Связь характера ритмичности и нефтегазоносности. Необходимо установить количественные взаимоотношения между степенью четкости проявления ритмичности, мощностью циклов, набором пород, составляющих циклы, регрессивными и трансгрессивными типами ритмичности, с одной стороны, и удельными плотностями запасов и соотношением нефти и газа, с другой.

2. Выявление закономерностей изменения ритмичности различного порядка по простиранию.

3. Разработка системы признаков, позволяющих идентифицировать ритмы одного порядка (или системы), и отделять их от ритмичности, относящейся к другому порядку (или системе). Для крупной ритмичности основное значение, по-видимому, будет иметь продолжительность циклов, а для мелкой, возможно, их возраст и строение.

4. Сравнительное значение (в отношении генерации нефти и газа) обогащенных ОВ "доманиковых" фаций и других пород с несколько повышенным содержанием ОВ. Последние расчеты показывают, что доманиковые фации Волго-Уральской области служили основным источником нефти.

5. Изучение особенностей и характера ритмичности в карбонатных разрезах.

6. Расширение исследований древних водонефтяных контактов и ритмичности заполнения ловушек.

7. Выявление приуроченности седиментационных ловушек к различным частям циклов.

К числу дискуссионных вопросов можно отнести следующие.

1. Характер влияния перерывов, связанных с границами циклов различного порядка, на нефтегазоносность. В настоящее время существует много различных точек зрения, расценивающих перерывы как неблагоприятный (Нестеров, Потеряева, 1971) и как благоприятный (Успенская, 1952; Хаин, 1954) факторы.

2. Местоположение газо- и нефтегенерирующих свит в цикле осадконакопления. Высказано мнение, что первые тяготееют к концу цикла, а вторые — к началу (Карогадин, 1974). Однако известны угленосные толщи, приуроченные к началу циклов, как, например, угленосная свита нижнего карбона в Волго-Уральской области, угленосные отложения средней и нижней юры на Западно-Сибирской и Туранской плитах.

3. Причины образования доманиковых фаций. Накапливаются ли они вследствие образования обособленных погруженных участков дна моря или же причиной служит общее повышение уровня радиоактивности, о чем говорилось в данной статье (положение, доказываемое С.Г. Неручевым).

4. Влияние первичной пористости на развитие процессов доломитизации.

5. Понимание цикличности нефтеобразования. Если ее понимать как стадийность формирования (т.е. существование ряда – накопление и преобразование ОВ, последующая генерация нефти и газа и их миграция), то споров почти не будет; если же ее понимать как собственно цикличность нефтеобразования в отдельные периоды и в изолированных комплексах (О цикличности процессов нефтегазообразования, 1972; Максимов и др., 1974), то возникает ряд спорных вопросов: о масштабах вертикальной миграции, о распределении запасов нефти и газа по возрастным подразделениям, о количестве осадочных пород того или иного возраста на земном шаре, о степени их континентальности, о преобладающем положении региональных покрывок и т.п.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А.А., Мирчинк М.Ф. О некоторых вопросах теории геотектонического развития крупных структурных элементов земной коры в связи с изучением их нефтегазоносности. – "Нефт. хоз-во", 1951, № 9, с. 5–16.
- Белоусов В.В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1944. 116 с.
- Вебер В.В. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений. Л.–М., Гостоптехиздат, 1947. 147 с.
- Вебер В.В. Закономерности распределения нефтяных и газовых месторождений в зависимости от фаций отложений. – В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. М., "Недра", 1971, с. 239–252.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. – "Геохимия", 1956, № 6, с. 3–25.
- Вистелиус А.Б. Ритмы пористости и явления фазовой дифференциации осадочных толщ. – "Докл. АН СССР", 1946, т. 54, № 6, с. 519–521.
- Вистелиус А.Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.
- Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962. 296 с.
- Еханян Е.В., Жданов В.П., Миталев И.А. Метод количественного изучения тектогенеза платформенных структур III порядка по материалам сейсморазведки. Новосибирск, СНИИГТИМС, 1961. 30 с.
- Казаринов В.П. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. – В кн.: Осадочные серии палеозоя Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 5–16.
- Карогодин Ю.Н. Перспективы нефтегазоносности верхнеаптских отложений Западной Сибири. – "Геол. и геофиз.", 1967, № 5, с. 14–25.
- Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Критерии раздельной оценки нефтеносности и газоносности. Л., "Недра", 1974. 183 с.
- Кругликов Н.М., Наливкин В.Д., Сверчков Г.П. О поисках нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности в связи с особенностями нефтегазоносности эпигерцинских плит. – В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 11–28.
- Максимов С.П., Кукин Н.Я., Сардонников Н.М. Цикличность нефтегазообразования и вторичная миграция. – "Геол. нефти и газа", 1974, № 8, с. 30–38.

- Мирчинк М.Ф., Бакиров А.А.* О геологическом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтеносности. — "Нефт. хоз-во", 1951, № 1, с. 8–23.
- Нестеров И.И., Потеряева В.В.* Региональные геологические условия, контролирующие формирование крупных месторождений нефти и газа. — "Геол. нефти и газа", 1971, № 10, с. 1–5.
- Оценка характера нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна осадконакопления на основе анализа процессов преобразования органического вещества и нефтей. — "Бюлл. НИИ. Сер. геол. Методы поисков и разведки месторождений нефти и газа", № 5, М., ВИЭМС, 1969, с. 12–14. Авт.: В.Д. Наливкин, Г.П. Евсеев, Н.М. Кругликов и др.
- О цикличности процессов нефтегазообразования. (Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5. Горючие ископаемые). М., "Наука", 1972, с. 7–14. Авт.: С.П. Максимов, Т.А. Ботнева, Н.А. Еременко и др.
- Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательные движения Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1949, 390 с. ("Труды Геофиз. ин-та АН СССР", № 3 (130)).
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Барская Н.В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования). — "Литол. и полезные ископ.", 1969, № 6, с. 3–36.
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1961. 799 с.
- Страхов Н.М.* О типах и генезисе доломитовых пород. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 5–27. ("Труды ГИН АН СССР", вып. 4).
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 570 с.
- Трушкова Л.Я.* Стратиграфия и условия формирования нефтегазоносных нижнемеловых отложений Центральной части Западно-Сибирской равнины. — Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 24 с.
- Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Л., "Недра", 1967. 294 с. Авт.: В.Д. Наливкин, Г.П. Евсеев, Н.М. Кругликов и др.
- Успенская Н.Ю.* Некоторые закономерности нефтегазоаккумуляции на платформах. М., Гостоптехиздат, 1952. 153 с.
- Успенская Н.Ю.* Сравнительная характеристика условий нефтегазоносности Западно-Европейской и Скифско-Туранской эпипалеозойских платформ. — "Геол. нефти и газа", 1967, № 1, с. 20–24.
- Успенская Н.Ю., Таусон Н.Н.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., "Недра", 1972. 294 с.
- Хаин В.Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954. 691 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М., "Недра", 1964. 479 с.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РИТМИЧНОСТИ (ЦИКЛИЧНОСТИ) ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСХОДНЫХ ПОНЯТИЙ

Несмотря на широкое применение терминов "цикличность", "ритмичность" и "периодичность", они употребляются в геологической и географической литературе весьма неоднозначно. Этому вопросу посвящена большая литература, в том числе специальная статья Н.Б. Вассоевича и Е.Г. Гладковой (1973), а также разделы в работах Н.Ф. Балуховского (1966), Ю.Н. Карогодина (1974), Г.П. Леонова (1974), Г. Фюхтбауэра (Füchtbauer, 1970), сборники "Ритмы и цикличность в природе" (1970), "Ритмичность природных явлений" (1973) и многие другие, более ранние работы советских и зарубежных авторов. Одни исследователи стремятся показать не только сходство, но и различие понятий, стоящих за этим терминами, другие употребляют их как синонимы.

Напомним, что "ритм" и "цикл" — слова, заимствованные из древнегреческого языка, и их первоначальное значение не тождественно. "Ритм" означал в древнегреческом языке "размеренность... определенный порядок движения... соразмерность, складность" (Дворецкий, 1958, с. 1457). Первым, по свидетельству А.Ф. Лосева, этот термин употребил поэт Архилох (VII в. до н. э.) в очень широком понимании: "Познавай тот ритм, что в жизни человеческой сокрыт". Слово "циклос" (кикλος) имело значение "круг, круговорот" (там же, с. 994), а также и вообще обозначало всякую определенную законченную последовательность (например, "эпический цикл").

Не углубляясь в обсуждение этого вопроса, отметим здесь только, что неправомерно разделять понятия "цикл" и "ритм" ни по их размерности или длительности, ни по факторам их образования. Нельзя согласиться и с Г.П. Леоновым, который понимает под цикличностью "явление повторяемости тех или иных элементов стратиграфического разреза, получающее определенное объемное выражение, а под ритмичностью — аналогичное явление, выраженное, однако, лишь в одном вертикальном сечении, т. е. только во времени, но не в пространстве" (Леонов, 1974, с. 350).

Н.Б. Вассоевич и Е.Г. Гладкова указывают, что термин "цикл" не обязательно предполагает повторяемость и что цикл — это "единичный последовательный ряд чем-либо связанных между собой явлений" (Вассоевич, Гладкова, 1973, с. 21). Это верно, но не совсем. Последовательный ряд чем-то связанных явлений только тогда называется циклом, когда он или в себе самом содержит хотя бы некоторые элементы возврата к исходному положению, круговорота (например, "жизненный цикл": неживое — живое — опять неживое), или хотя бы возможность полного или частичного повторения этого единичного последовательного ряда (например, цикл Карно и вообще любой энергетический цикл). В геологии, скажем, Фердинандский цикл только потому и назван циклом, что имеются чем-то сходные с ним другие циклы, например каледонский и т.д.

С другой стороны, термин "ритм" вовсе не предполагает, как считают

Н.Б. Вассоевич и многие другие авторы, только "степень" равномерности повторения циклов", ибо существуют и даже преобладают ритмы с изменением меры повторяемости. Поэтому не представляется точным разделение этих терминов, принятое в "Геологическом словаре": "Ритмичность осадконакопления — более или менее равномерная смена условий отложения осадков" (Геологический словарь, 1973, с. 187), а цикличность — "свойство цикличного процесса, представляющего собой закономерный ряд каких-либо явлений. . . Цикличность — более общее и более широкое понятие, чем ритмичность" (там же, с. 410). Для сравнения напомним определение В. Фирнсайдса, принятое и Т. Уэстоллом (Westoll, 1968, p. 75). Согласно этому определению, ритм — это "термин, употребляемый геологами как общий термин, описывающий повторение осадочных толщ в пространстве или времени" (Fearnside, 1950, p. 4). В этом определении ничего не говорится о равномерности повторения.

По Ю.Н. Кародину (1974, с. 11), "ритм — закономерное чередование, последовательность, соотношение или (и) повторение элементов (явлений) системы во времени и (или) пространстве". Это определение больше отвечает первоначальному пониманию термина и реальности описываемых процессов. В термине "цикл" Ю.Н. Кародин также отмечает признак законченности, целостности процесса и его внутренней ритмичности. С этой точки зрения цикл есть частный случай ритма, так как ритм не обязательно бывает завершенным процессом.

Сравнивая все предлагаемые определения, следует отметить, что авторы констатируют — сознательно или незаметно для самих себя — нечто общее в категориях ритма и цикла, и это общее лучше всего называть термином "ритмичность". На этом основании можно предположить следующее определение: ритмичность — это упорядоченная (с вариациями и отклонениями) последовательность чередования явлений во времени и (или) в пространстве с определенными более или менее повторяющимися элементами или признаками. Этой формулировке удовлетворяет и термин "цикличность", так как, несмотря на оговорку Н.Б. Вассоевича, единичная и направленная последовательность может быть названа циклом только в том случае, если она или содержит в себе те или иные признаки возврата, повторения, или (и) сама как целое может в той либо иной степени повторяться.

Отличие "цикличности" от "ритмичности" геологами трактуется по-разному, и достаточно четких критериев для разделения этих понятий еще не разработано. С другой стороны, множество геологов, в том числе авторы рассмотренных сводных и обобщающих работ, употребляют эти термины как синонимы (П. Дафф, А. Халлам и Э. Чолтон, Х. Фюхтбауэр, А.В. Македонов и др.). Х. Фюхтбауэр при этом правильно отмечает трудность такого их разграничения, которое стало бы общепризнанным. Поэтому мы пока считаем целесообразным употреблять их как синонимы, отдавая предпочтение термину "ритмичность". Мы допускаем также выделение в пределах общего понятия ритмичности особой ее разновидности, характеризующейся завершенной последовательностью ритмических процессов (и выражающих их пород). Для такой ритмичности, быть может, целесообразно употреблять термин "цикличность" в более узком смысле.

В обоих вариантах понимания и соотношения этих терминов не предполагается полная повторяемость. Все геологические процессы являются поступательно-ритмическими (поступательно-циклическими) с различной степенью и формой повторяемости и неповторяемости (необратимости).

Категория **п е р и о д и ч н о с т и** тесно связана с категорией ритмичности и цикличности и термин "периодичность" употребляется, по сути, как синоним "ритмичности" (Страхов, 1973; Карогодин, 1974). Если выделять специальный термин, то периодичность можно определить как более или менее повторяющуюся относительную или абсолютную размерность промежутков между чередующимися элементами (компонентами, явлениями). По А.В. Шнитникову (1968, с. 8), периодичностью называется "ритмичность, имеющая определенные и четкие границы во времени". В геологических процессах (и телах) преобладает неравномерная, сложная периодичность.

Во всех вариантах принятых определений необходимо разделять ритмы (циклы) как последовательности каких-то процессов и ритмы (циклы) как геологические тела, образующиеся в результате этих процессов. Для циклических процессов это разделение может быть выражено употреблением терминов "циклотема", впервые примененного Х. Уонлессом (Wanless, Weller, 1932; Wanless, Shepard, 1936; Mapping sedimentary environments. . ., 1963; Wanless e. a., 1969) и Дж. Уэллером (Weller, 1931, 1956, 1958, 1966; Weller e. a., 1958), или "ритмотема", обозначающих совокупность осадочных пород, образовавшихся в ходе данного цикла (ритма).

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РИТМИЧНОСТИ (ЦИКЛИЧНОСТИ)

Методы изучения ритмичности в обобщенной форме освещались в литературе до сих пор лишь очень кратко или применительно к отдельным группам геологических объектов и методов. Однако, опираясь на огромный опыт конкретных исследований, можно уже сейчас сформулировать основные требования к этим методам, направление их развития и порядок работы.

Основные требования

Геологические ритмы фиксируются как **т р е х м е р н ы е** геологические тела (ритмотемы, циклотеми), отличающиеся от других тел а) **вещественным составом** (включая **с т р у к т у р н ы е** признаки вещества), б) **морфологией** (размером и формой), в) **в н у т р е н н и м** **с т р о е н и е м** — набором чередующихся **э л е м е н т о в** (компонентов) и определенным характером изменения признаков пород.

Все методы изучения ритмов должны выявлять этот минимальный, основной комплекс признаков; кроме того, для познания происхождения и правильного выделения элементов нужно изучать и дополнительные признаки — "индикаторы": состав и распределение органических остатков, конкреции и др. Каждый признак изучается по возможности и с **к а ч е с т в е н н о й**, и с **к о л и ч е с т в е н н о й** стороны. Выявляются

их качественно-количественные сочетания — меры существования и распространения.

Элементами ритма служат более или менее закономерно чередующиеся слои (породы, наборы гомотаксальных пород, образующих единый, более или менее непрерывный слой). Особо выявляются более или менее повторяющиеся типы их сочетаний по нормали к напластованию (и по возможности — по латерали) и отдельные, наиболее ясно выделяющиеся и повторяющиеся в своих некоторых существенных признаках элементы — породы (например, угольные пласты в угленосных ритмах, а также характерные пласты их почвы, кровли и т. д.; или некоторые песчаники с определенными свойствами в нефтегазоносных районах и т. д.).

В набор признаков пород включаются признаки как непосредственно наблюдаемые геологом, так и фиксирующиеся геофизическими методами.

Порядок выделения и описания ритмов и их элементов¹

В результате послойного детального описания закономерное чередование пород выявляется в отдельных нормальных разрезах и прослеживается на площади хотя бы в двух взаимно перпендикулярных направлениях. В дальнейшем устанавливаются направления наибольшей изменчивости и наибольшей устойчивости признаков ритмов и строится система профилей, блок-диаграмм, карт.

Детальность описания варьирует в зависимости от изучаемых объектов и решаемых задач, но в большинстве случаев описание включает в себя набор признаков, необходимых и достаточных для выделения литогенетических типов пород и их ассоциаций, т. е. петрографический состав, структуру, текстуру, органические остатки, аутигенные минеральные новообразования (конкреции и др.), морфологию слоев (пород), характер их контактов (переходов друг в друга), динамику изменений этих признаков во времени и на площади.

С помощью описания устанавливаются границы ритмов, характер этих границ (размыв и т. д.), размерности ритмов, наборы признаков каждого ритма как целого, его элементы и их признаки, количество элементов, структура их чередования, степень повторяемости отдельных признаков элементов и ритмов в целом, степень связи элементов и признаков друг с другом.

Анализ соотношений ритмов друг с другом позволяет в ряде случаев выявить их иерархию, порядки и таксономию. Выделенные литологические элементы обозначаются буквенными индексами или арабскими цифрами, порядок ритмов — римской цифрой. Например, Iab — ритм первого порядка, в котором чередуются два более или менее похожих элемента. По характеру чередования различаются асимметричные, симметричные и, по А.В. Македонову и др., частично симметричные (диссимметричные) ритмы. Например, $Iabc$ — асимметричный (ряд ритмов имеет вид $Iabcabc...$ и т. д.), $Iabcba$ — симметричный (ряд ритмов имеет вид $Iabcabcba...$ и т. д.), $Iabcdc_1b_1a$ — диссимметричный (элемент b_1 похож на b , но зако-

¹Один из авторов статьи (Г.А. Иванов) придерживается других представлений о порядке выделения и описания ритмов и составляющих элементов.

номерно и устойчиво отличается; c_1 — на c , но также четко отличается; ряд имеет вид $abcdc, b, abcdc, b_1, a_1 \dots$).

В симметричных и асимметричных ритмах (ритмотемах, циклотемах) часто выделяются гемиритмы (или гемициклы), например, в ритме с формулой $abcba$ один гемицикл abc , другой ba .

Диссимметрия проявляется также в том, что некоторые элементы одного гемиритма (гемицикла) не имеют подобных в другом гемиритме (гемицикле), например в диссимметричном ритме $abcdb_1a$ не повторяется элемент c первого гемиритма. Существуют и другие формы симметрии—диссимметрии элементов ритмов. В цифровой индексации (менее удобной) элементы обозначаются арабскими цифрами, например, I_{123} или I_{12321} и т. д.

Типизация ритмов проводится как путем фиксации наборов элементов, их описания и анализа, так и путем прослеживания изменения комплексов признаков в каждом ритме как целом. Например, по характеру изменения гранулометрического состава можно различать ритмические "сукцессии": 1) с уменьшением крупности зерна вверх по разрезу; 2) с увеличением крупности зерна вверх по разрезу; 3) с увеличением, а затем уменьшением крупности зерна и т. д. Таким образом, построение кривых гранулометрического состава (по методике Г.А. Иванова) позволяет наглядно выделять и типизировать г р а н у л о м е т р и ч е с к и е ритмы. Эти ритмы также делятся на асимметричные, симметричные, диссимметричные и т. д.

Можно строить графики изменения и других признаков (например, размерностей и форм слоистости; состава, количества и форм сохранности остатков фауны и флоры; содержания тех или других петрографических или химических компонентов; состава и других свойств новообразований — конкреций и т. д.). Сопоставление таких графиков, построенных для одной и той же последовательности пород — по нормали или латерали, позволяет выделять типы ритмов по характеру изменения определенных комплексов признаков. Оба способа выделения и типизации ритмов не противоречат, а дополняют друг друга и должны, если возможно, осуществляться совместно.

Таким образом, для каждой формации и мегаформации фиксируются наборы ритмов разных порядков, их соподчиненность, типы однопорядковых ритмов, их изменение в пространстве—времени, характер переходов или сочленений. По возможности определяется периодичность и продолжительность выделенных ритмов. Сопоставление этих данных у разных исследователей позволяет наметить также типизацию ритмов (шкалы их размерностей — мощностей — и продолжительности), общую для крупных групп формаций и даже стратисферы в целом, и закономерности вариаций по формациям и регионам.

Вся эта работа основывается на объективных признаках ритмов независимо от гипотез об их происхождении (пример — флишевые ритмы) и приводит к установлению конкретного п а р а г е н е з и с а элементов и свойств ритма (например, парагенезиса угольных пластов и признаков других вмещающих пород угленосных ритмов и ритма в целом). Парагенетический анализ должен быть вместе с тем и г е н е т и ч е с к и м, начи-

нающимися уже в ходе описания, но при этом предположения четко отделяются от фактов. В результате генетического анализа выявляются основные факторы образования (геотектонические, климатические, геобиологические с учетом эволюционного уровня и геоморфологические, зависящие во многом от первых трех) и литогенетические типы ритмов.

Наиболее распространены классификации ритмов по геоморфологическим обстановкам (например, у П. Даффа, Х. Фюхтбауэра и других: морские, переходные, континентальные, с дополнительными, также геоморфологическими, подразделениями на озерные, речные и т. д.). Но в таких классификациях надо избегать неопределенных терминов (например, "переходные") и пользоваться достаточно обоснованными диагностическими критериями. Конечно, целью является разработка комплексной классификации по совокупности геотектонических и физико-географических факторов образования. Такая классификация сейчас намечается только для некоторых групп формаций ("фациально-геотектонические" типы ритмов угленосных формаций и т. д.).

При выделении и типизации ритмов нужно сравнивать конкретные последовательности элементов (или изменений признаков в данных индивидуальных разрезах) и выявлять максимально полные (для каждого данного ритма как трехмерного тела) разрезы, т. е. разрезы, в которых представлен наиболее полный набор элементов (признаков) ритма. Эти полностью ритмы затем сравниваются друг с другом в пределах данной толщи пород или группы сходных толщ и в результате выделяются разные типы конкретных индивидуальных разрезов, а также обобщенные "идеальные" разрезы с предельными наборами элементов.

Комплексы признаков ритмов включают в себя и качественные и количественные показатели. При количественном анализе используются различные математические методы (математической статистики и гармонического анализа, теории множеств). В частности, статистическими методами устанавливаются наиболее часто встречающиеся в данной формации или толще типовые ("модельные") наборы слоев (в которых участвуют и реже встречающиеся элементы, но всегда на определенном месте в последовательности) и другие типы совокупностей элементов или признаков. Статистический анализ должен контролироваться генетическим и помогать ему.

Ритмы (ритмотемы, циклотемы) нужно рассматривать как геологические динамические системы, к которым можно применять методы системно-структурного анализа, но которые обладают особенностями, вытекающими из специфики этих геосистем.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РИТМИЧНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ритмичность (цикличность) строения, выявленная первоначально в угленосных толщах, обнаруживается во все более разнообразных типах осадочных формаций: во флише, в карбонатных, галогенных, терригенных безугольных, молассовых формациях и т. д. Методический подход к выделению ритмов и приемы изучения ритмичности (цикличности) в различных осадочных образованиях имеют свои особенности.

Осадочные ритмы относительно легко выделяются в сериях, сложенных чередующимися морскими и континентальными отложениями, несколько труднее — в чисто морских отложениях, включающих терригенные и карбонатные породы. Наиболее трудно выделять ритмы в осадочных сериях, целиком сложенных карбонатными породами.

Карбонатные формации

Расчленение толщ на ритмы осуществляется по следующим группам признаков.

1. Размер кристаллических зерен. Так, в миссисипских красных известняках Большого Каньона (штат Аризона), обладающих, на первый взгляд, однообразной массивной текстурой, выделены осадочные ритмы по признаку закономерного изменения крупности зерна внутри каждого ритма (McKee, 1960). Эти ритмы прослежены вдоль Большого Каньона с запада на восток более чем на 100 миль с некоторыми закономерными изменениями по латерали.

2. Органические остатки, например, в биогенных и биогенно-детритусовых известняках. Тщательное изучение изменения сообществ ископаемых организмов дает возможность с большей степенью достоверности фиксировать эпохи поднятия и опускания уровня седиментации. Очень хорошими индикаторами колебаний дна бассейна являются рифовые и водорослевые известняки.

3. Минералогические и геохимические особенности вещественного состава иногда вместе со структурно-текстурными особенностями напластований. Например, устанавливаются различные последовательности пород: известняк — доломит (первичный), известняк — доломит — ангидрит (гипс), доломит — ангидрит (гипс) и т. д. (Никишин, 1973). Изменение вещественного состава пород в ритмах по вертикали отражает направленность процесса осадконакопления, связанную с развитием бассейна и чередованием трансгрессий и регрессий.

В глинисто-карбонатных толщах ритмы выделяются по чередованию "число карбонатных" слоев с карбонатными, содержащими значительную примесь глинистого материала (мергелистыми породами). В таких толщах различаются ритмы нескольких порядков. Так, в глинисто-карбонатной толще ордовика южной Прибалтики установлены ритмы четырех порядков мощностью до 77, 35, 25 м и единиц метров. В ряде случаев ритмы фиксируются по вариациям состава и количества нерастворимого остатка и даже по крупности некоторых терригенных примесей.

А. Кароцци (Carozzi, 1951, 1954) разработал систему из 12 кривых изменения различных свойств карбонатных пород: 1) общего количества обломочного материала; 2) интенсивности доломитизации; 3) частоты примесей окислов железа; 4) частоты вторичного окремнения; 5) распространения оолитов; 6) частоты колониальных организмов; 7) частоты аннелид; 8—11) частоты различных групп микрофауны; 12) индекса кластичности и изменений — максимального диаметра кластических зерен (прежде всего кварца) и встречаемости других минеральных компонентов. Это позволило детально расчленить на ритмы юрские и меловые карбонатные толщи Швейцарии.

Д.С. Кашик (1972) выделил циклы в карбонатных каменноугольно-пермских формациях Московской синеклизы главным образом на основе изучения количественных соотношений в породе основных породобразующих минералов — кальцита, доломита и ангидрита. Учитывались также данные о распределении по разрезу концентраций малых химических элементов (Sr, Zr, Cu, Ba, V и др.). Таким образом, были установлены циклы I порядка мощностью 10–20 м (иногда и более), а также циклы II, III и IV порядков. IV порядок отвечает по объему отделу. Циклы прослежены на большие расстояния и сопоставлены с палеонтологическими данными. Образование циклов объясняется региональными колебательными и эвстатическими движениями.

Флиш

Для флишевой формации характерна особая ритмичность, являющаяся, по Н.Б. Вассоевичу (1948), самым важным, универсальным, специфическим признаком этой формации. Флишевые ритмы выделяются по следующим признакам: 1) характеру и размерности слойчатости; 2) гранулометрии осадков; 3) соотношению механических и химических продуктов осадочной дифференциации; 4) распределению органических остатков и следов жизни.

Специфика изучения флиша определяется особенностями его строения: ограниченным числом основных типов пород и ритмической повторяемостью их наборов, слагающих отдельные флишевые свиты. Отсюда вытекает первая особенность методики изучения флиша — отсутствие необходимости описывать подробно весь разрез свиты. Достаточно один раз подробно описать породы типового флишевого набора, обозначить каждую из них определенным индексом, выявить руководящие породы и охарактеризовать общий тип ритмичности свиты. Чем подробнее требуется расчленить флишевую свиту, тем точнее и детальнее требуется проводить литологическое изучение различий отдельных чашек.

Вторая особенность изучения флиша заключается в необходимости количественного анализа ритмичности — составления ритмограмм и выявления по ним руководящих ритмов или их сочетаний (флишевых гамм, по Н.Б. Вассоевичу). Количественный анализ флишевой ритмичности связан с получением цифровых данных — абсолютных и относительных (минимальных, максимальных, средних и суммарных). Прежде всего устанавливается относительная роль различных типов пород, принимающих участие в сложении свиты, а также в строении отдельных типов ритмов. Анализируются также данные о мощности слоев — элементов ритмов: определяется минимальная, максимальная и средняя мощность каждого элемента ритма. Вычисляется частота встречаемости слоев каждого элемента ритма в процентах к общему числу слоев. Иногда определяется доля ритмов также в процентах, содержащих какой-то конкретный элемент ритма. Далее выделяются разновидности ритмов по сочетанию в них литологических элементов и определяется относительная роль каждой разновидности в сложении свиты. Все параметры ритмов фиксируются в виде кривых распределения ритмов и их сочетаний по разрезу. Полученные кривые используются для корреляции (коннексии) разрезов.

Метод графической коннекции позволяет с помощью сравнительно простых приемов проводить корреляцию разрезов очень монотонных флишевых толщ. Однако и сам автор метода отмечает, что "эта методика должна расцениваться лишь как составная часть, как определенный элемент комплекса наблюдений и исследований" (Вассоевич, 1948, с. 189). Для надежной корреляции разрезов флишевых толщ, помимо метода графической коннекции, необходимо привлекать и все остальные методы исследования.

Терригенные неугленосные формации

Трудность корреляции неясных тонкослоистых толщ, сложенных монотонно чередующимися слоями терригенных пород с различной крупностью зерна, привела геологов к необходимости искать во внешне неупорядоченном чередовании скрытый порядок. А.Б. Вистелиус разработал на материале изучения красноцветных толщ Туркмении методы функционального профилирования и скользящей корреляции, которые позволили выявить скрытую ритмичность отложений и использовать ее для расчленения и увязки разрезов. Эти методы основаны на использовании изменения гранулометрического состава отложений в вертикальном разрезе (Вистелиус, Романова, 1962).

А.Б. Вистелиус исходит из того, что крупность зерна осадков в разрезе изменяется под влиянием систематических и случайных факторов. Систематическая составляющая (компонента) должна носить закономерный характер, а случайная беспорядочно изменяется, внося искажения в состав суммарного продукта осадконакопления. Таким образом, задача сводится к построению графика, на котором значение закономерной компоненты будет подчеркнуто, а случайной — значительно ослаблено. Так как график должен отражать количественное изменение гранулометрии, каждому типу пород придается определенный ранговый номер. А.Б. Вистелиус связывает выбор рангового номера, с одной стороны, с интенсивностью основного гидродинамического агента седиментации, с другой — с необходимостью приспособления к одной из имеющихся вычислительных схем. В результате ранговые номера были выбраны так, что породы, образовавшиеся в более застойных условиях, получили меньшие ранговые номера, а отложившиеся в более активной среде — большие. Вместе с тем все ранговые номера делятся на семь, что требуется при пользовании выбранной вычислительной схемой (формула Спенсера).

Практически работа по методике А.Б. Вистелиуса — это построение гранулометрической кривой и ее многократное сглаживание. При этом увеличение интервала сглаживания приводит к постепенной потере деталей строения кривой, т. е. ко все большему ее обобщению. Корреляция разрезов сводится в основном к сопоставлению кривых различной степени сглаженности.

Методы функционального профилирования и скользящей корреляции сходны в своей основе и различаются деталями математической обработки данных.

Последователями А.Б. Вистелиуса можно считать И.А. Одесского, А.И. Айнемера и некоторых других исследователей, разрабатывающих

количественные методы интерпретации гранулометрического состава (гармонический спектрально-тектонический анализ).

Первые опыты применения гармонического анализа при построении седиментационных кривых и их использования для корреляции относятся еще к 40-м годам (В.П. Флоренский). За рубежом в этом плане интересны работы Ф. Престона (Preston, Henderson, 1966; и др.).

Простейшая форма изучения ритмичности — установление чередований типов пород по гранулометрическому, вещественному составу и другим признакам. Закономерные чередования двух- и трехчленного типа установлены в самых разных терригенных формациях — молассовых, молассоидных, "аспидных" и др. (Македонов, 1956, 1965, 1968 а,б; Fiege, 1937; Дафф и др., 1971; Вылцан, 1967; и др.), причем в ряде случаев выделяется до восьми порядков с определенными интервалами мощностей и количества элементов, продолжительности образования, сопоставимых и в разных формационных группах. Преобладают двух-трехчленные чередования. Построение кривых гранулометрического состава — простейший графический прием выявления ритмичности этих толщ.

Угленосные формации

Методы изучения ритмичности этих формаций разработаны наиболее детально и получили наибольшее применение (см. статью Г.А. Иванова, А.В. Македонова в наст. сб.), однако многие вопросы являются еще дискуссионными или неясными. Сравнительному обсуждению разных методов было уделено специальное внимание на II угольно-геологическом совещании (Ленинград, 1955 г.). К этому времени выявилось несколько направлений литолого-фациального анализа угленосных толщ: 1) фациальный или литогенетический, 2) фациально-циклический, 3) фациально-геотектонический и 4) фациально-фазовый. Во всех этих методах первостепенное значение придается детальным полевым наблюдениям, однако они иногда значительно отличаются: теоретическими представлениями, положенными в их основу; неоднозначным пониманием фаций и их группировок; количеством признаков, используемых при описании разрезов; практическими приемами самого литолого-фациального анализа и полученными конечными результатами.

К настоящему времени эти направления в значительной мере сблизились, но все же некоторые различия еще существуют. Наиболее массовое применение получили фациально-циклический и фациально-геотектонический анализы. "Фациальный" метод, разработанный впервые Ц.Л. Гольдштейном и Т.Н. Давыдовой при участии Г.Ф. Крашенинникова на материале угленосных отложений и в дальнейшем применявшийся в разных вариантах В.В. Копериной и другими исследователями, основывался на выделении "генетических" или "фациальных" типов отложений по комплексам их литологических признаков. Генетические типы непосредственно сопоставлялись с теми или иными современными геоморфологическими обстановками, а "комплексы" этих типов отложений — с обстановками более крупных размерностей (например, руслово-пойменные комплексы). Циклическое или ритмическое строение этих ассоциаций устанавливалось после выделения "фациальных типов", прослеживаемых на изучаемой площа-

ди. Однако в большинстве случаев сторонники этого метода или совсем отрицали существование закономерной ритмичности в строении разреза, или считали, что она имеет второстепенное значение только для некоторых угленосных толщ. Вследствие этого практическое применение метода привело к грубым ошибкам даже в решении основной задачи исследования — установить фациальные типы пород.

В настоящее время, когда огромным фактическим материалом доказано четкое ритмическое строение почти всех угленосных толщ, этот метод в первоначальном виде никем не применяется. Большинство его сторонников стало применять метод фациально-циклического анализа.

Метод фациально-циклического анализа разработан Ю.А. Жемчужниковым и его сотрудниками — В.С. Яблоковым, Л.И. Боголюбовой, Л.Н. Ботвинкиной, А.П. Феофиловой, М.И. Ритенберг, П.П. Тимофеевым и З.Ф. Тимофеевой — в основном на материале Донецкого бассейна. Результаты изучения опубликованы в двухтомной монографии (Строение и условия накопления. . . , 1959, 1960) и многочисленных статьях. Метод получил широкую известность и применяется многими авторами при изучении угленосных формаций. "Как показывает само название, фациально-циклический метод основывается, во-первых, на изучении фациального состава угленосной толщи, закономерностей изменения и взаимопереходов фаций и, во-вторых, на изучении комплексов, фаций, повторяющихся в разрезе, т. е. циклов" (Ботвинкина, 1952, с. 189).

Основной элемент разреза — фациальный тип, принятый в фациальном методе, здесь назван литогенетическим типом или генетическим типом породы. По определению, это породы, обладающие первичными генетическими признаками, отражающими условия накопления и формирования осадка. Фазию авторы понимают как совокупность физико-географических условий происхождения осадка, выраженных в одном или нескольких литогенетических типах, тесно связанных между собой.

При использовании фациально-циклического метода работы ведутся в такой последовательности.

Первый этап — определение и изучение литогенетических типов пород по первичным признакам (структура, минеральный состав, текстура, состав и характер захоронения остатков флоры и фауны, минеральные включения, изменения внутри слоев, характер контактов и переходов и др.). Определение генетических типов пород и фаций, по мнению авторов метода, — первейшее и важнейшее требование. Это полностью совпадает с установкой фациального метода. Первый этап заканчивается составлением разреза колонки с выделенными литогенетическими типами, со всеми их признаками; намечаются фации и циклы.

При изучении угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна авторы метода выделили три группы отложений — морские, переходные и континентальные, включающие до 17 фаций, к которым относятся около 40 литогенетических типов; среди них — около 15 типов карбонатных и два основных генетических типа углей.

Второй этап заключается в построении районных литогенетических фациальных профилей для отдельных месторождений или ряда разведочных участков. Они строятся с целью: а) проследить выдержанность выделен-

ных литогенетических типов в разрезе и на площади, выявить их взаимоотношения и взаимопереходы; б) на базе этого уточнить определения и названия фаций; в) выяснить выдержанность и особенности циклов, характер их изменения и произвести увязку разрезов.

Авторы метода признают, что цикличность проявляется в результате колебательных движений субстрата, и в циклах осадконакопления выделяют два ряда сменяющихся фаций: регрессивный ряд — от морских условий к континентальным и трансгрессивный — от континентальных к морским.

За начало цикла принимается начало его регрессивной части, которое, по мнению авторов метода, проявляется в погребении материала. Практически за начало цикла принимается почва первого пласта песчаника, лежащего выше угольного пласта. Это заставило авторов метода ошибочно относить к регрессивным осадкам все имеющиеся в разрезе песчаные породы, что в свою очередь повлекло за собой и другие ошибки.

Типизация циклов в методе фациально-циклического анализа производится по началу и концу цикла. Различаются циклы: лагунно-заливный, лагунно-озерный, аллювиально-морской и т. д. Типизация циклов может производиться и по другим признакам, соотношению регрессивных и трансгрессивных фаций и преимущественному развитию их в частях циклов (трансгрессивные, регрессивные, однородные циклы), содержанию углей (угольные, безугольные), мощности (мощные, маломощные), сложности строения (простые или усложненные наличием подциклов). В последнее время стали выделяться циклы разных порядков: элементарные (I порядка), мезоциклы (II порядка), макроциклы (III порядка), мегациклы (IV порядка) и так далее до циклов VI—VII порядков.

Третьим этапом фациально-циклического метода является межрайонное сопоставление фациальных колонок и составление палеогеографических карт с целью реконструкции обстановок осадко- и углеобразования. Для части Донбасса были построены палеогеографические карты регрессивной и трансгрессивной частей циклов I порядка. В процессе их выполнения составлялись: 1) "регистрационные карты фаций", 2) "фациальные карты" (распределения фаций в момент, предшествующий заболачиванию); 3) схематические палеогеографические карты начала заболачивания в конце регрессии и 4) карты на момент максимального распространения торфяников (угольного пласта) с показом нулевой и рабочей мощности. Составление каждой из четырех карт является одним из этапов создания единой палеогеографической карты.

Ошибки при отнесении фаций к регрессивной или трансгрессивной части цикла и объединение разновозрастных отложений благодаря включению всех более грубозернистых осадков, в том числе и аллювиальных, в регрессивную часть цикла заставляют усомниться в соответствии этих карт действительности, что уже отмечалось (Леонов, 1974, с. 411 и др.), и с большой осторожностью подойти к их использованию и к методике их составления. Ошибки, допущенные в фациально-циклическом методе, по нашему мнению, обусловлены безоговорочным принятием, особенно в начале его разработки, концепции Дж. Уэллера о якобы обязательном участии аллювиальных осадков в каждом цикле осадконакопления.

Несмотря на то, что в дальнейшем авторы метода признали цикл Уэллера за частный случай, во всех своих работах они не избежали переоценки роли аллювиальных отложений в Донецком и других бассейнах. Преувеличенное выделение аллювия в угленосных отложениях стало "традиционным" при применении фашиально-циклического анализа и другими авторами.

Основным недостатком метода является, с нашей точки зрения, недостаточно критическое использование методики "фашиального анализа" Ц.Л. Гольдштейна и Т.Н. Давыдовой, с одной стороны, и схем Дж. Уэллера, с другой. В частности, в ряде случаев при диагностике ископаемых фаций были ошибочно отнесены к аллювию осадки другого происхождения, а описания комплексов признаков самих пород и циклов подменялись недостаточно обоснованными их физико-географическими интерпретациями. Ошибочным оказалось проведение начала регрессивной части циклов по подошве первой над пластом угля песчаной или другой наиболее грубозернистой породы, что привело в некоторых случаях к ошибочному отнесению песчаных пород к регрессивным осадкам.

Не подтвердились представления о связи наиболее продуктивного углеобразования с циклами осадков речных долин; наблюдающийся иногда парагенезис продуктивных пластов с аллювиально-озерным или аллювиально-лагунными циклотемами имеет более сложную природу (см. статью Г.А. Иванова и А.В. Македонова в наст. сб.).

Несмотря на эти недостатки, метод фашиально-циклического анализа сыграл положительную роль в изучении ритмичности угленосных формаций. Полученные результаты были применены и при изучении других групп формаций, включая вулканогенно-осадочные и пестроцветные (Ботвинкина, 1974; и др.). М.И. Ритенберг (1971, 1972), А.П. Феофилова и другие исследователи подметили связь между угленосностью и некоторыми формами цикличности (степенью асимметрии), соотношением "однородных" и других групп циклов, местом циклов I порядка в циклах более высоких порядков. Были обнаружены явления "суммирования" и "унаследования" мощностей пластов, явление горизонтально-волновой цикличности (М.И. Ритенберг и др.), которые, однако, еще не получили достаточной проверки и объяснения.

Фашиально-геотектонический метод был предложен Г.А. Ивановым (1974, 1956). Такое название метод получил потому, что одновременно с определением фашиального состава отложений устанавливается и геотектонический режим их образования. Метод основан на использовании закономерностей, выявленных при изучении строения и образования угленосных формаций в основных бассейнах СССР с учетом данных по современным условиям седиментации. В фашиально-геотектоническом методе выделяются два этапа исследования: 1) ритмический анализ и 2) собственно фашиально-геотектонический. Первый начинается с детального изучения и записи разреза угленосной формации вначале, по возможности, в естественных обнажениях и горных выработках, а затем по керну скважин.

По крупности зерна и другим признакам осадков в разрезе выделяются слои — литологические типы. Слои описываются по комплексу

литологических признаков, среди которых различаются фациальные (структура, текстура, остатки фауны, флоры, конкреции и пр.) и геотектонические (последовательность слоев, характер контактов между ними, форма, мощность и протяженность слоев) признаки.

При описании разреза прослеживаются изменения гранулометрического состава и типов первичной слоистости осадков, которые отражают как количественную (сила волнений или течений), так и качественную (поступательно-возвратный или направленный характер) сторону динамики среды, характерной для той фациальной обстановки, в которой шло накопление осадков. Вместе с тем в разрезе прослеживается последовательность смены слоев по всем другим признакам. При детальной записи опорных разрезов рекомендуется непосредственно в поле рисовать колонку разреза (в масштабе 1:100 или 1:200) с гранулометрической кривой, пользуясь стандартной гранулометрической шкалой и внося в колонку все другие признаки (типы слоистости, остатки фауны, флоры, конкреции и пр.). Это позволяет непосредственно в поле уловить и проследить все нюансы изменения разреза, характер переходов от одного слоя к другому (постепенный, резкий, с размывом), изобразив это в рисовке самой гранулометрической кривой. В камеральной обстановке все наблюдения оформляются в виде разрезов с гранулометрической кривой и другими признаками в масштабе 1 : 500 (для мощных отложений) или 1 : 200.

Разрезы с гранулометрической кривой отличаются от обычных разрезов-колонок, ограниченных двумя параллельными линиями, следующими характерными особенностями.

Они наглядно, объективно и точно (соответственно детальности работ) отражают все наблюдаемое при записи разреза и прежде всего характер изменения динамики среды седиментации в количественном и качественном отношении.

Благодаря возможности выделять (штрихами) слои даже миллиметровой мощности разрез, вычерченный с гранулометрической кривой, является лучшим объективным критерием детальности записи.

Независимо от желания исполнителя гранулометрическая кривая отбивает основные (I порядка) и элементарные гранулометрические ритмы осадконакопления, которые особенно четко выявляются при проведении обобщающей гранулометрической кривой сплошной линией (для ритмов I порядка) и пунктирной линией (для элементарных ритмов). Разрез с выделенными основными и элементарными гранулометрическими ритмами очень удобен для рациональной индексации всех его элементов (ритмов, пластов угля, известняков, фаунистических горизонтов и др.).

Разрезы с гранулометрической кривой и другими признаками удобно сопоставлять и увязывать, если они разделены единицами (а иногда и десятками) километров, особенно если эти разрезы опираются на палеонтологические и конкреционные данные.

При выделении в разрезе не только основных (I порядка) гранулометрических ритмов, но и ритмов более высокого порядка, последние могут использоваться для корреляции и увязки разрезов на большие (десятки, сотни километров) расстояния.

Разрезы с гранулометрической кривой удобны для увязки с каротажными диаграммами и необходимы для их наиболее правильной интерпретации, так как "овеществлены" конкретным литологическим содержанием и другими признаками отложений.

Перечисленные выше возможности использования гранулометрических ритмов совершенно не связаны с необходимостью предварительно определять их фаціальную природу и геотектонический режим их образования. Поэтому ритмический анализ может быть успешно проведен каждым грамотным техником-геологом.

Собственно фаціально-геотектонический анализ требует предварительного выполнения операций ритмического анализа. Сущность же его заключается в опознании по набору и последовательности слоев (ископаемых фацій) в гранулометрических ритмах I порядка той фаціальной обстановки и того геотектонического режима, в которых образовался ритм.

В большинстве случаев, имея представление о закономерном расположении фацій в различных фаціальных обстановках и о процессах, происходящих там при колебательных движениях и миграции береговых линий, можно со значительной степенью достоверности по последовательности расположения и составу слоев выделять в гранулометрических ритмах (с показанными в них другими признаками) лагунно-баровую, лагунно-морскую, речную и дельтовые обстановки и части ритмов, образовавшиеся в трансгрессивную и регрессивную фазы колебательных движений. В частности, они устанавливаются по конфигурации гранулометрических ритмов с учетом дополнительных признаков. При этом рекомендуется использовать предложенные Г.А. Ивановым (1950, 1967, 1968) кинематические модели осадко- и углеобразования в различных конкретных фаціальных обстановках при проявлении там колебательных движений. Эти модели позволили вскрыть физическую сущность процессов и выработать приемы, помогающие по строению и типам гранулометрических ритмов устанавливать их фаціальную природу и те движения, которыми определяются трансгрессивные и регрессивные наборы фацій.

Для этого практически справа от разреза с гранулометрической кривой и параллельно ему проводятся три линии, соответствующие: 1) уровню бассейна, 2) баровому полю и 3) наиболее удаленной от берега и наиболее глубоководной фації бассейна (в морской обстановке — известняки). Выше уровня бассейна располагается континент, между этим уровнем и баровым полем — лагуна, за баровым полем — фації открытого бассейна. В разрезе выбираются реперные фації — слои, фаціальная природа которых не вызывает сомнений. К ним можно отнести: угли, известняки и другие слои с морской фауной, баровые, дельтовые и аллювиальные песчаники (фаціальная принадлежность этих песчаников определяется по комплексу признаков с помощью специальной таблицы).

Все реперные фації в виде точек наносятся на соответствующие места относительно трех линий и соединяются пунктиром. Таким образом, намечаются колебательные движения участка или пункта, где записан разрез, относительно уровня бассейна. Затем по комплексу признаков проверяется (слой за слоем) принадлежность последовательности слоев к трансгрессивным и регрессивным частям фаціально-геотектонических ритмов I по-

рядка, образующихся в период одного результирующего колебательного движения I порядка, после чего вместо пунктирной линии рисуется кривая колебательных движений. Таким образом, взаимно контролируя друг друга, определяются фациальный состав и геотектонический режим образования исследуемой части разреза.

Разрезы, проанализированные фациально-геотектоническим методом, используются с разными целями. Для определения изменения фациального состава и геотектонического режима на площади составляются литолого-фациальные профили, которые затем могут быть положены в основу последующего составления палеогеографических карт, блок-диаграмм какой-нибудь части разреза, заключающей часть ритма, ритм или несколько ритмов осадконакопления. При изучении морфологии и генезиса отдельных пластов угля необходимо рассматривать часть разреза, заключающую ниже- и вышележащие пласты угля, т. е. три ритма I порядка.

В литолого-фациальных профилях на месте записи разреза (обнажения или скважины) приводится разрез с гранулометрической кривой и другими признаками. Между точками наблюдений фиксируется литологический состав слоев и производится их послонная увязка. Фациальный состав отложений показывается цветом или другими условными обозначениями. Таким образом, в этих литолого-фациальных профилях отражаются и весь наблюденный фактический материал, и его фациальная трактовка. Этим данные профили принципиально отличаются от фациальных профилей, которые строятся при использовании фациального и фациально-циклического методов и в которых отсутствует фактический материал, а отражаются субъективные представления авторов о фациальном составе отложений.

Методика фациально-фазового (парагенетического) анализа разработана А.Г. Кобилевым на материале изучения угленосных отложений северо-восточной части Донбасса. Исходным пунктом методики послужило общепризнанное представление о том, что слои пород, слагающие угленосную толщу, находятся в тесной парагенетической связи. Исключение составляют слои, граничащие между собой с резким контактом (с размывом или без него), что указывает на перерыв в осадконакоплении или на резкую смену среды осаждения.

Породы, слагающие угленосную толщу, по комплексу литологических признаков подразделяются на ряд "типоморфных разностей" или типов. Фациальная обстановка той или иной типоморфной разности трактуется с позиций сотрудников группы Ю.А. Жемчужникова (1947, 1958; Строев и условия накопления. . . , 1959, 1960), проводивших литологические исследования в Донбассе в 40–50-х годах.

Автор метода фациально-фазового анализа вводит понятие "основные плоскости напластования", в качестве которых принимаются слои известняков, углей и линии размыва. Слои пород, располагающиеся между основными плоскостями напластования, объединяются в так называемые парагенетические комплексы или фазы.

При рассмотрении выделенных парагенетических комплексов обращает на себя внимание чрезвычайная неравноценность их с точки зрения количества входящих в них слоев (и соответственно типоморфных разностей

и фаций). Одни из них включают в себя широкий набор фаций — от континентальных торфяников до морских известняков, другие же состоят лишь из одного слоя.

В отличие от ритмов (циклов) I порядка, выделяемых при фациально-геотектоническом и фациально-циклическом анализе, парагенетические комплексы не имеют определенной привязки к режиму колебательных движений. В одном случае они соответствуют какой-либо ветви колебательного движения (трансгрессивной или регрессивной), в другом — только короткой части ветви, в третьем — полному колебательному движению.

Таким образом, фациально-фазовый анализ не является собственно методом изучения ритмичности (циклическости) отложений, хотя практические приемы исследования сближают его в какой-то степени с рассмотренными выше методами, а основные объекты исследования — парагенетические комплексы (фазы) — в частных случаях эквивалентны ритмам (циклам) первого порядка.

Из сказанного о методах изучения ритмичности угленосных формаций видно, что наиболее объективным, "стандартизированным" и наиболее полно и надежно определяющим литолого-фациальный состав и геотектонический режим образования угленосных формаций является метод фациально-геотектонического анализа, который и может быть рекомендован для широкого использования. Особенно плодотворно он может быть использован для изучения угленосных формаций, образующихся в крупных параличских (в широком понимании) бассейнах седиментации.

Менее применим этот метод для исследования внутриконтинентальных лимнических (болотно-озерных) отложений. Но и в этом случае полностью должны быть использованы все рекомендации, выполняемые при ритмическом анализе, только вместо рисовки кривой колебательных движений здесь следует искать другой способ изображения относительных движений, обстановки осадко- и углеобразования и области размыва, подающей материал в болотно-озерную обстановку.

В ходе использования фациально-геотектонического анализа в Печорском, а затем и в других бассейнах с учетом дополнительных данных о древних и современных ритмических процессах осадконакопления обнаружилась применимость основных принципов фациально-геотектонического анализа (с некоторыми модификациями и дополнениями) при исследовании всех угленосных формаций, а также (при более расширенном понимании этого метода) и всех других осадочных формаций. Вместе с тем наметилась необходимость его существенного уточнения и развития.

1. Основным критерием и принципом применения данного метода является совместный анализ фациальных и геотектонических факторов образования осадочных ритмов.

2. Выделяемые при ритмическом анализе слои рассматриваются как литологические типы пород, которые в ходе дальнейшего анализа получают (если это возможно) определенные литогенетические (фациальные) истолкования. Вместе с тем они рассматриваются как литологические элементы ритмов (циклотем), отвечающие определенным фазам ритмов осадконакопления и образующих их движений. При прослеживании ритмов на площади эти элементы (фазы) могут быть представлены

определенными на б о р а м и литогенетических типов пород. Таким образом, ясно что фациально-геотектонический анализ должен включать в себя основные принципы структурно-системного анализа ритмов, изложенные выше.

3. При сопоставлении гранулометрических ритмов с фациальными обстановками следует учитывать реальную сложность изменения признаков осадков в разных фациях (фациальных зонах) этих обстановок, благодаря чему, в частности, один лагунно-баровый ритм часто имеет два (и даже больше) гранулометрических максимума, отвечающих двум песчаным зонам — береговых валов и баровой полосы между лагуной и морем (или системам песчаных отмелей на разных расстояниях от берега). В ряде случаев гранулометрические ритмы очень неустойчивы на площади, и выделение их играет только подсобную роль в ходе фациально-геотектонического анализа.

4. В ходе анализа реальных последовательностей пород надо избегать схематизма, упрощенных попыток объяснять все вариации состава только геотектоническими факторами и по возможности выяснять реальные соотношения геотектонических и других факторов.

5. Имеющиеся кинематические схемы-модели разработаны только для простейшего случая наложения двух-трех непрерывных движений в одной точке субстрата седиментации. Необходима разработка более сложных схем, более близких к реальным природным условиям, с учетом изменения угла приноса материала благодаря одновременным движениям области седиментации и размыва, изменений расстояний между ними, изменений типов побережий, а также накладывающихся толчкообразных движений и т. д. Необходим также сравнительный анализ этих схем и реальных структур природных ритмов на большом материале различных типов формаций и их разрезов с прослеживанием ритмов как трехмерных тел и наблюдениями над конкретными ритмами осадконакопления в четвертичное время.

А.В. Македонов (1965) выделил 26 возможных в природе случаев соотношений движения опорных точек в области размыва и седиментации в ходе одного волнового движения, охватывающего обе области; эта схема также является еще очень упрощенной и только знаменует начало исследований в этом направлении.

В некоторых типовых случаях соотношением этих движений определяется широко распространенное в природе (хотя чаще — в неугленосных ритмах) явление перекомпенсации на трансгрессивном этапе движения, благодаря чему регрессивная серия осадков начинается в ходе погружения субстрата (особенно часто — в дельтовых обстановках). Другой типовой случай объясняет резкое повышение энергии рельефа на регрессивном этапе и связь с ним более грубообломочных осадков; третий случай, наоборот, объясняет максимум крупности зерна осадков именно на трансгрессивном этапе (и особенно в фазы наиболее быстрого погружения). Этим объясняется разнообразие соотношений трансгрессивных и регрессивных частей в ритмах и особенности оптимальных для углеобразования сочетаний, а также изменение состава осадков при стабильном положении береговой линии.

Опытом конкретного анализа ритмичности этих толщ главным образом на материале мезо-кайнозоя Западной Сибири является книга Ю.Н. Каро-година (1974). Им установлены трансгрессивно-регрессивные ритмы тектонического происхождения (разных порядков), выделены их четыре основные фазы и предложены геотектонические и палеогеографические истолкования. Типы ловушек-коллекторов и условия их заполнения нефтью и газом связаны с определенными типами ритмов и их фазами. Эти наблюдения необходимо сравнить с данными других нефтегазоносных провинций (например, Тимано-Печорской). По данным А.В. Македонова, намечаются типы лагунно-баровой и лагунно-дельтовой ритмичности, оптимальные для образования коллекторов и концентрации в них нефти и газа.

Особым вопросом является связь с ритмичностью концентраций исходного нефте-газообразующего органического вещества.

В качестве основной методики изучения ритмичности для всех толщ с горючими полезными ископаемыми в настоящее время может быть рекомендована методика фациально-геотектонического анализа, кратко охарактеризованного выше, с дальнейшими дополнениями и модификациями в соответствии со спецификой ритмичности различных типов формаций, конкретных научных и практических задач их изучения.

Основное методическое внимание следует уделить сравнительно-типологической и сравнительно-исторической формационной характеристике наблюдаемых типов ритмов, их конкретному фациально-геотектоническому анализу, классификации и вместе с тем — разработке различных кинематических и физико-географических моделей их образования, сопоставимых (и сопоставляемых) с наблюдаемыми в природе типами. Фациально-геотектонический анализ должен проводиться как необходимый этап общего литолого-формационного анализа.

Особое внимание необходимо уделять конкретным описаниям ритмов как трехмерных тел с выявлением конфигураций изменения комплексов признаков и одновременным расчленением ритмов на естественные литологические элементы, т. е. геоструктурно-геосистемному анализу ритмов. На этой основе должны осуществляться: выявление типов ритмов, с которыми связаны концентрации твердых (уголь, торф, горючие сланцы), жидких и газообразных горючих полезных ископаемых; определение места этих концентраций в ритмах и установление оптимальных типов ритмов для каждой группы горючих полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Балуховский Н.Ф.* Геологические циклы. Киев, "Наукова думка", 1966. 168 с.
- Ботвинкина Л.Н.* Сопоставление угольных пластов методом фациально-циклического анализа. — В кн.: Сборник памяти академика П.И. Степанова. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 188—207.
- Ботвинкина Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., "Наука", 1974. 318 с.
- Вассоевич Н.Б.* Флип и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
- Вассоевич Н.Б., Гладкова Е.Г.* О необходимости упорядочения терминологии, связанной с периодичностью и циклическостью литогенеза, нефтеобразования и других природных

- явлений. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., "Наука", 1973, с. 9—31.
- Вистелиус А.Б., Романова М.А.* Красноцветные отложений полуострова Челекен (литостратиграфия и геологическое строение). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 226 с.
- Вылцан И.А.* К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях. — "Геол. и геофиз.", 1967, № 11 с. 38—47. Геологический словарь, т. 2. М., "Недра", 1973. 456 с.
- Даффи П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М., "Мир", 1971. 284 с.
- Дворецкий И.Х.* Древнегреческо-русский словарь, т. 1 и 2. М., Гос. изд-во иностр. и национальных словарей, 1958. 1904 с.
- Жемчужников Ю.А.* Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. — "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", 1947, вып. 90, с. 7—18.
- Жемчужников Ю.А.* Сходство и различие между фашиальным, фашиально-циклическим и фашиально-геотектоническим методами изучения угленосных толщ. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1958, № 1, с. 3—11.
- Иванов Г.А.* О циклическом строении угленосных отложений Воркутского месторождения. — "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", 1947, вып. 90, с. 19—20.
- Иванов Г.А.* К методике наблюдений и вычерчивания нормальных разрезов угленосных отложений. — "Разведка недр", 1950, № 4, с. 21—28.
- Иванов Г.А.* Методика фашиально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ. — "Труды Лабор. геол. угля АН СССР", 1956, вып. 5, с. 127—152.
- Иванов Г.А.* Угленосные формации. (Закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л., "Наука", 1967. 407 с.
- Иванов Г.А.* Ритмическое строение угленосных отложений и использование его для корреляции разрезов. — В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Л., "Наука", 1968, с. 286—298.
- Каргодин Ю.Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Кашик Д.С.* Закономерности раннепермского осадконакопления в северной части Московской синеклизы. — Автореф. канд. дис. Л., 1972. 24 с.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии, т. 2. М., Изд-во МГУ, 1974. 486 с.
- Македонов А.В.* Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности. — "Труды Лабор. геол. угля АН СССР", 1956, вып. 5, с. 239—248.
- Македонов А.В.* Ритмичность (цикличность). Типы циклов, их состав и строение. — В кн.: История углеакопления в Печорском бассейне. Л., "Наука". 1965, с. 94—104.
- Македонов А.В.* Парагенезис угольных пластов и методы прогноза угленосности. — В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., "Наука", 1968а, с. 79—86.
- Македонов А.В.* Современные представления о цикличности угленосных толщ и их применение для корреляции разрезов. — В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Л., "Наука", 1968б, с. 263—272.
- Македонов А.В.* Угленосные формации и их место в систематике осадочных формаций (тезисы докл.). — "Труды ВСЕГЕИ", 1972, т. 176, с. 256—259.
- Никишин В.И.* О седиментационной ритмичности в карбонатных толщах платформ. — В кн.: Фашии и геохимия карбонатных отложений. Второе совещание секции методов фашиального анализа и палеогеографии и секции геохимии осадочных пород Комиссии по осадочным породам АН СССР (тезисы докл.). Ленинград—Таллин, ВСЕГЕИ, 1973, с. 87—89.
- Ритенберг М.И.* Периодичность изменения угленосных отложений на площади и ее значение для корреляции разрезов (на примере Донбасса). — "Докл. АН СССР", 1971, т. 197, № 3, с. 663—666.
- Ритенберг М.И.* Фашиально-циклический метод. — В кн.: Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донецком бассейне. Л., "Наука", 1972, с. 71—95.
- Ритмичность природных явлений. (Доклады на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. XV—XIX. 1967—1971). Л., "Наука", 1973. 256 с.
- Ритмы и цикличность в природе. (Вопросы географии, сб. 79). М., "Мысль", 1970. 220 с.

- Страхов Н.М.** Периодичность осадконакопления. — В кн.: Геологический словарь, т. 2. М., "Недра", 1973, с. 80–82.
- Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. ("Труды ГИН АН СССР", вып. 15). М., Изд-во АН СССР, ч. 1, 1959. 332 с.; ч. 2, 1960. 347 с. Авт.: Ю.А. Жемчужников, В.С. Яблоков, Л.И. Боголюбова, Л.Н. Ботвинкина, А.П. Феофилова, М.И. Ритенберг, П.П. Тимофеев, З.В. Тимофеева.
- Шнитников А.В.** Природные явления и их ритмическая изменчивость. — Доклады на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. VIII–XIV. 1960–1966. Л., "Наука", 1968, с. 3–16.
- Carrozzi A.** Rythmes de sedimentation dan le cretace helvétique. — "Geol. Rundschau", 1951, Bd 39, H. 1, S. 177–194.
- Carozzi A.** Sedimentation rythmique en milieu corallien de jurassique superieur du Grand-Salève. — "Arch. sci.", 1954, v. 1, № 2 p. 65–93.
- Fearnside W. G.** Discussion. — In: Rhythm in sedimentation. Rept 18 Session (Intern. Geol. Congr., pt 4). London, 1950, p. 62.
- Fiege K.** Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler und epikontinentaler Räume. (Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., H. 177). Berlin, 1937. 218 S.
- Füchtbauer H.** Wechselfolgen. — In: "Füchtbauer H., Müller G. Sediment–Petrologie, T. 2. Sedimente und Sedimentgesteine. Stuttgart, 1970, S. 607–623.
- Mapping sedimentary environments of Pennsylvanian cycles. — "Bull. Geol. Soc. America", 1963, v. 74, № 4, p. 437–486. Aut.: Wanless H.R., Tubb J.B., Gednetz D.E., Weiner J.L.
- McKee E. D.** Cycles in carbonate rocks. — "Amer. J. Sci.", 1960, v. 285 A, p. 230–233.
- Preston F. W., Henderson I. H.** Fourier series characterization of cyclic sediments for stratigraphic correlation. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 2. Lawrence, 1966, p. 415–425.
- Wanless H.R., Baroffio I.R., Trescott P.C.** — Conditions of deposition of Pennsylvanian coal beds. — "Geol. Soc. Amer. Spec. Papers", 1969, № 114, p. 105–142.
- Wanless H.R., Shepard F.P.** Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles. — "Bull. Geol. Soc. America", 1936, v. 47, № 8, p. 1177.
- Wanless H.R., Weller J.M.** Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. — "Bull. Geol. Soc. America", 1932, v. 43, № 12, p. 1003–1016.
- Weller J.M.** The conception of cyclical sedimentation during the Pennsylvanian period. — "Bull. Illinois State Geol. Surv.", 1931, v. 60, p. 163–177.
- Weller J.M.** Diastrophic control of late Paleozoic cyclothem. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist", 1956, v. 40, p. 17–50.
- Weller J.M.** Cyclothem and larger sedimentary cycles of the Pennsylvanian. — "J. Geol.", 1958, v. 66, № 2, p. 195–207.
- Weller J.M.** Development of the concept and interpretation of cyclic sedimentation. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 2. Lawrence, 1966, p. 607–621.
- Weller J.M., Wheeler H.E., Murray H.H.** Cyclothem (discussion). — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist", 1958, v. 42, p. 442–447.
- Westoll T.S.** Sedimentary rhythms in coal-bearing strata. — In: Coal and Coal-Bearing strata. Edinburgh—London, 1968, p. 71–103.

РИТМИЧНОСТЬ (ЦИКЛИЧНОСТЬ) ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Значение и употребление категории цикличности и ритмичности осадконакопления уже рассматривались авторами (см. статью Г.А. Иванова, А.В. Македонова и Н.В. Иванова в наст. сб.). Хотя первоначальное значение терминов "ритм" и "цикл" далеко не тождественно, здесь мы употребляем их как синонимы в соответствии с мнением ряда исследователей (Wells, 1960, с. 390; Македонов, 1968в, с. 22; Дафф и др., 1971, с. 13; Füchtbauer, 1970, с. 607; и др.).

В литературе по угольной геологии более распространен термин "цикличность", однако термин "ритмичность" точнее характеризует сущность явлений (Иванов, 1967; Plummer, 1930). Если же разделять понятия ритма и цикла, то большинство ритмов угленосных толщ являются вместе с тем и циклами в их правильном понимании (Рундквист, 1973, с. 207). Это в общем относится и к сланценосным толщам, несмотря на резкие отличия их от угленосных толщ, в том числе и по характеру ритмичности.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Факт закономерного чередования пород впервые был установлен именно в угленосных толщах: в практике шахтных работ еще в XVIII в., а в геологической литературе — в начале XIX в. (Forster, 1808; Ковалевский, 1827; Phillips, 1836; Соколов, 1839; Milne, 1839; и др.). Г. де Ла Беш связал это чередование с тектоническими движениями. Дж. Филлипс выделил уже два типа такого чередования и ввел буквенные индексы чередующихся пород. Д.И. Соколов указывал на связь чередования со сменой морских и пресноводных осадков в результате "поднятий и понижений почвы".

В дальнейшем описывались новые примеры и конкретизировались признаки ритмичности (называемой цикличностью). Ф. Ньюберри (Newberry, 1872) описал циклы в карбоновой угленосной толще одного из бассейнов США (с фациальной интерпретацией), Г. Миллер и Б. Пич (Peach, 1888, р. 1—24) — в карбоновых толщах Англии. Б. Пич выделил типовую или "полную" циклическую "сукцессию" из пяти литологических элементов (известняк, глинистый сланец, песчаник, огнеупорная глина с корневыми остатками, угольный пласт); в конкретных циклах часть этих элементов выпадает, но сохраняется их относительный порядок. Дж. Адден (Udden, 1912, р. 23—50) продолжил исследования Ф. Ньюберри и построил ряд колонок циклов; песчаный элемент он считал прибрежно-морскими баровыми образованиями. В Европе У.Хайнд (Hind, 1902, р. 422—464) также связывал цикличность с палеотектоническими движениями. Дж. Симонс (Simoens, 1918, р. 1—12) предложил классификацию угленосных отложений на основе цикличности. Р.Хадсон (Hudson, 1924, р. 125—135) детально описал ритмы карбоновых угленосных толщ; он связывал их с движением области сноса.

Систематическое изучение цикличности угленосных отложений развернулось с конца 20-х — начала 30-х годов этого столетия. С 1926 г. Дж. Уэллер (Weller, 1930, 1931, 1956, 1958, 1966; Weller e.a., 1958) начал проводить исследования на материале угленосных отложений карбона США. В 1931 г. геологическая служба штата Иллинойс опубликовала сборник статей, специально посвященный цикличности карбонových угленосных толщ (Bull. Illin. St. Geol. Surv., 1931).

В 1932 г. Г. Уонлесс и Дж. Уэллер (Wanless, Weller, 1932, p. 1003) предложили термин "циклотема" для обозначения "серии слоев, отложенных в течение одного осадочного цикла" и детально проследили поведение некоторых угленосных циклотем на большой площади.

В основополагающих статьях Дж. Уэллера (Weller, 1930, p. 97–135; 1931) была выделена "типичная последовательность" угленосного цикла (циклотема), состоящая из девяти элементов (типов пород), включая угольный пласт; в основании циклотемы с эрозионным несогласием залегает песчаник, которому приписывается континентальное русловое происхождение, хотя сам Дж. Уэллер отмечал находки морской фауны в некоторых песчаниках. Все типы пород представляют собой крайне мелководные осадки прибрежно-морской аллювиальной равнины, периодически затопляемой морем. Выделяются трансгрессивные и регрессивные части циклов; их чередование возникает в результате конседиментационных колебательных тектонических движений области седиментации и области сноса, несовпадений скоростей их поднятия и смены поднятий "компенсационными опусканиями". Угольный пласт образуется в фазе ослабления эрозии. Дж. Уэллер предложил и доказательства существования фаз не только опускания, но и поднятия.

Почти одновременно П. Прюво (Pruvost, 1930) на материале угленосной карбоновой толщи Франции развил другую концепцию происхождения ритмов (циклов) в результате неравномерного непрерывного опускания области седиментации: в фазы замедления растительное вещество выполняло прибрежную мелкую лагуну и формировало торфяник, погребенный затем под осадками при быстром опускании.

В дальнейшем фронт работ по изучению ритмичности (цикличности) быстро расширялся и к настоящему времени представлен уже многими сотнями работ, охватывающими угольные бассейны разных стран.

Большое внимание ритмичности угленосных отложений уделяли различные геологические конгрессы и совещания, в частности, конгрессы по геологии карбона в Геерлене (III конгресс в 1951 г.; IV конгресс в 1958 г. и др.); специальная секция сессии Международного геологического конгресса 1948 г. (Rhythm in sedimentation, 1950); colloquium Интернациональной седиментологической ассоциации (Colloques de l'association internationale de sedimentologie..., 1953); симпозиум в Канзасе в 1964 г. (Symposium on Cyclis Sedimentation, 1965, 1966), на котором ритмам угленосных толщ были посвящены сообщения У. Крэмбейна (Krumbein, 1965), Л. Лапорта и Дж. Имбрия (Laporte, Imbrie, 1965), Р. Мура (Moor, 1965), Г. Вагнера (Wagner, 1966), Дж. Уэллера (Weller, 1966); в статье Дж. Уэллера освещена и история вопроса.

В 1967 г. появилась монография, посвященная циклической седиментации, П. Даффа, А. Халлама и Э. Уолтона (Duff e.a., 1967; русский перевод 1971), в которой ритмичности угленосных отложений уделено много места. Ритмичности посвящены разделы во многих руководствах по угольной геологии, в частности, в сборнике "Уголь и угленосные слои" (Westoll, 1968).

Большинство работ посвящено конкретным региональным описаниям ритмичности и ритмов (циклотем) главным образом (более 90%) карбоновых угленосных толщ, в гораздо меньшем объеме — некоторых мезозойских и еще реже — кайнозойских толщ; обычно дается описание поведения ритмов на площади и некоторая генетическая интерпретация. В некоторых бассейнах США и Западной Европы проделана большая работа по детальному картированию и профилированию циклотем и их отдельных литологических элементов — угольных пластов, известняков, песчаников. Например, серия карт была составлена Г. Уонлессом и другими исследователями (Mapping sedimentary environments..., 1963; Wanless e.a., 1969). Описания ритмичности нашли практическое применение при детальной корреляции разрезов, крупномасштабной съемке, прогнозировании размывов и т.д.

Для познания общих закономерностей наиболее важны работы Дж. Уэллера, обзорные статьи Г. Уонлесса, работы Р. Мура, Э. Дэпписа, Э. Фишера, Л. Лапорта, А. Берсье, А. Дельмера, П. Даффа, Д. Мура, Т. Робертсона, А. Трумэна, Э. Уолтона, В. Иессена, обзорные статьи А. Уэллса (Wells, 1960) и Т. Уэстолла (Westoll, 1968).

Генетические представления включают реконструкции палеоландшафтов и геотектонического режима часто с использованием актуалистических аналогий, но на весьма ограниченном и недостаточно верно интерпретированном материале (главным аналогом обычно служит дельта Миссисипи). Актуалистическому обоснованию посвящен сборник "Environments of coal deposition" (1969). В нем в статье Д. Схолла использована и другая сравнительная модель — четвертичные торфоносные циклотемы юго-западной Флориды.

Ранее А. Фишер (Fischer, 1961) сопоставил угленосные циклотемы карбона США в отличие от схем Дж. Уэллера и других исследователей с современными лагунными и баровыми отложениями Атлантического побережья. На особую роль лагунно-баровых фаций указывали также Т. Робертсон, В. Иессен и др. Однако чаще используются аналогии с дельтовыми обстановками торфонакопления, "аллювиальных равнин" (А. Буро, Дж. Бирбауэр, У. Рид, Д. Мур и многие др.).

В ряде работ (например, Wanless e.a., 1969) для Мидконтинента США указывается сочетание лагунных и дельтовых обстановок с преобладанием последних (см. также Дафф и др., 1971). Концепция озерного происхождения некоторых угольных пластов развита работами Ф. Фалини и др. Иногда в работах конкретные физико-географические интерпретации отсутствуют или имеют общий характер; в других случаях выделяются даже ископаемые аналоги отдельных элементов современных дельт. П. Вильямс (Williams, 1968) пытается более детально охарактеризовать комплексы литологических признаков пород — элементов описанных им

ритмических последовательностей (по методике, сопоставимой с разработанной ранее в СССР), но циклические последовательности он делит по принципу уменьшения или увеличения в них снизу вверх крупности зерен вслед за И. Алленом (Allen, 1965) и др.

Интересны новые геохимические методы реконструкций палеосолености (например, по содержанию бора в глинистых породах) и палеоэкологического анализа, опыты детального изучения вещественного состава отдельных элементов циклотем (например, пород почвы угольных пластов, конкреций и др.), которые могут быть использованы для познания ритмичности и ее происхождения.

Палеогеотектонический анализ в работах 40–50-х годов развивался чаще в духе представлений Дж. Уэллера и других исследователей о решающей роли конседиментационных тектонических движений при образовании циклотем (разных вариаций движений области седиментации, сноса их соотношений), реже — в духе идей П. Прюво. По М. Руттену (Rutten 1952), угленосные циклотемы образовались в результате колебательных движений области седиментации и размыва (хинтерланда). Выделяются пять стадий каждого цикла, отвечающие разным фазам и скоростям этих движений: угольные пласты образуются в период наименьших скоростей; породы кровли — при последующем "внезапном погружении" как области седиментации, так и хинтерланда, после чего следует поднятие — сначала медленное, потом ускоряющееся (причем более быстрое в хинтерланде), затем — новое замедление. В. Иессен, Г. Кремп и П. Михелай (Jessen e.a., 1952) впервые за рубежом выдвинули идею (ранее выдвинутую в СССР Г.А. Ивановым) образования циклов в результате наложения гармонических колебаний на "главное опускание". В их работе (и в нескольких других) рассмотрены связи ритмичности пород с ритмичностью состава фауны и флоры.

А. Дельмер (Delmer, 1952) попытался начать количественный анализ "циклической седиментации угленосных толщ" как "параметрической системы", исходя из представления о синусоидально колеблющемся приносе материала в непрерывно прогибающемся бассейне, с учетом скоростей прогибания, площади бассейна, его начальной глубины, площади распределения приносимого материала. Эта работа не получила, однако, дальнейшего развития.

Идеи тектонического контроля подвергались и подвергаются критике. Некоторые авторы указывают на значение других факторов при образовании циклотем (ритмов): от эвстатических движений, климатических колебаний, неравномерной усадки отложений до блуждания рукавов дельты и связанных с этим "эдафических" факторов (Дафф и др., 1971, с. 252–253), хотя признают все же, что тектонические движения "контролируют в целом обстановку осадконакопления и определяют общий характер образующихся осадков" (там же, с. 254). Обсуждался вопрос о роли движений береговых линий (трансгрессий и регрессий) и изменений гидрографического режима (Laporte, Imbrie, 1965).

Делаются попытки (независимо от тех или иных генетических интерпретаций) найти наиболее объективные критерии выделения и классификации циклотем по количеству и сочетаниям их литологических элементов,

применяя методы математической статистики (П. Дафф, Э. Уолтон и др.) и гармонического анализа (Р. Престон и др.). Циклотемы (ритмы) определяются при этом как "группы слоев горных пород, которые обнаруживают тенденцию к залеганию в определенном порядке, причем один из слоев этой группы часто повторяется во всем разрезе" (Дафф и др., 1971, с. 191). Одним из слоев может быть угольный пласт, однако принципиально не разделяются угленосные и неугленосные ритмы. Статистически выделяются наиболее часто повторяющиеся последовательности пород — "модальные циклы" и (с дополнением реже встречающихся, но занимающих постоянное место в порядке чередования пород) "сложные наборы слоев". Их сравнение позволяет более объективно выделять "идеальные" или "идеально-модальные" циклотемы (как ожидаемые обобщенные последовательности).

Опыты массового статистического изучения более 1200 циклов (ритмов) карбоновой угленосной толщи одного из районов Англии (Duff, Walton, 1962) позволили выделить модальные циклы, сложенные тремя элементами (внизу — более тонкозернистыми, выше — более грубозернистыми, а затем опять, тонкозернистыми осадками), и аналогично построенный "сложный набор" из шести элементов (Дафф и др., 1971, с. 21–22). Элементы выделены по одному, реже — двум признакам (уголь, сланец, алевролит или песчаник и т.п.), хотя иногда подразумевается более сложный комплекс признаков (подстилающая глина). Известны отдельные опыты более детального и комплексного изучения литологических элементов циклотем В. Ван Леквиком (Williams, 1968) и др.

Рядом авторов были описаны различные соотношения циклотем (ритмов) по размерности и выделены иерархические порядки этих соотношений. Ритмы более крупные, чем ритмы с одним угольным пластом, выделялись под названием мегациклотем, гиперциклотем, магнациклов и др.; их возникновение объяснялось тектоническими или эвстатическими колебаниями. Наконец, предлагались различные характеристики внутреннего строения циклотем (по соотношению их компонентов); разделялись трансгрессивные (обычно выше кровли угольного пласта) и регрессивные "гемициклы"; асимметричные и симметричные циклотемы и т.д. Несмотря на обилие таких работ, ни в одной из них не поставлен вопрос о парагенетической связи между признаками циклотемы и существованием, а также свойствами угольного пласта, хотя в отдельных работах есть указания на связь типов угленосности с типами физико-географических обстановкой (например, Wanless e.a., 1969) и с определенными фазами ритмов.

В СССР систематические наблюдения над ритмичностью угленосных толщ начались в процессе детального картирования Донецкого бассейна Л.И. Лутугиным и П.И. Степановым (1910–1920 гг.), а специальные исследования — с начала 30-х годов в Подмосковном бассейне (Е.П. Брунс, Н.Н. Форш, А.Э. Ульмер, М.Ф. Викулова и др.). В 1935 г. в первом издании "Общей геологии каустобиолитов" Ю.А. Жемчужников уже особо выделял цикличность на примере зарубежных бассейнов и указывал на существование ее и в Донбассе. В 1936–1940 гг. цикличность изучалась в Донбассе А.Н. Гейслером и С.Ф. Малявкиным, в Карагандинском бассейне — Г.А. Ивановым и П.Ф. Ли, в Кузнецком бассейне — Ю.А. Жемчужниковым

и Е.П. Брунс. К 1944 г. Н.В. Логвиненко более детально расчленил на циклы и описал разрез одной из свит Донбасса, а в дальнейшем дал специальную общую характеристику его цикличности (Логвиненко, 1953). В 1941–1942 гг. началось детальное изучение цикличности в Печорском бассейне (Г.А. Иванов, затем А.В. Македонов и др.), и на этом материале впервые была разработана общая методика фашиально-геотектонического анализа. Почти одновременно началось изучение цикличности в Кизеловском (П.В. Васильев) и Челябинском (Г.Ф. Крашенинников) бассейнах.

В 40–50-х годах развернулось детальное и целеустремленное изучение цикличности (ритмичности) угленосной формации Донбасса группой литологов ГИН АН СССР под руководством Ю.А. Жемчужникова (Л.Н. Ботвинкина, А.П. Феофилова, В.С. Яблоков, М.И. Ритенберг, П.П. Тимофеев), и на этом материале впервые была выработана особая методика "фашиально-циклического" анализа. Эти исследования были опубликованы в ряде статей и в двухтомной монографии (Строение и условия накопления..., 1959, 1960), в которой, в частности, были приведены серии палеогеографических карт циклов. Исследования ритмичности в Донбассе продолжали также Н.В. Логвиненко, Г.А. Иванов и др. Начиная с 50-х годов ритмичность с той или иной степенью детальности изучается во всех угольных бассейнах и месторождениях СССР.

Общему рассмотрению проблем цикличности (ритмичности) угленосных толщ было уделено специальное внимание еще на I Всесоюзном угольном совещании (1944 г.) в докладах Ю.А. Жемчужникова, Г.А. Иванова, П.В. Васильева, А.Э. Ульмера и др. (Материалы геологического угольного совещания, 1947). Затем эти вопросы затрагивались на II (1955 г.), III (1967 г.) и IV (1970 г.) Всесоюзных угольных совещаниях, на секции угленосных формаций VIII Всесоюзного литологического совещания (1968 г.), во всех сводках и руководствах по угольной геологии, начиная с первых изданий курсов Ю.А. Жемчужникова (1935) и Г.А. Иванова (1938), в основных монографиях об угленосных формациях (Крашенинников, 1957; Иванов, 1957, 1967), в работах, посвященных методике корреляции и формационного анализа, разработке литолого-фашиальных методов изучения угленосных толщ — фашиально-циклического и фашиально-геотектонического анализа и их разновидностей (статья Г.А. Иванова, А.В. Македонова и Н.В. Иванова в наст. сб.). В работах А.С. Кобилева, Г.Ф. Крашенинникова, В.Н. Волкова, Г.П. Леонова и других исследователей описаны разнообразные другие методики изучения и трактовки ритмичности. Исследования по ритмичности, проведенные в СССР, охватывали как все указанные выше основные вопросы, трактованные в работах зарубежных геологов, так и ряд новых направлений и методик изучения ритмичности, разработанных на материале гораздо более разнообразного набора типов формаций и бассейнов СССР.

Г.А. Иванов (1957, 1967 и др.) впервые создал общую теорию ритмичности угленосных формаций. Он предложил кинематические модели образования ритмов в различных конкретных фашиальных обстановках и геотектонических режимах (колебательных движениях), определяющих качественные и количественные показатели пластов угля, образующихся в этих условиях.

Большое развитие получили детальные описания конкретных ритмов (циклотем) угленосных формаций (по комплексу литологических признаков), отдельных типов слагающих их пород и конкретного парагенезиса циклотем. На этой основе были предложены новые методы прогноза угленосности и свойств угольных пластов. Намечился ряд новых тенденций анализа ритмичности (в частности, многопорядковой), ее структур, новые обоснования достоверности реконструкций древних обстановок (А.В. Македонов, М.И. Ритенберг и др.).

Ритмичность сланценосных толщ отмечена во многих конкретных описаниях разрезов (например, Геология месторождений угля и горячих сланцев СССР, 1968, с. 55, 167, 181, 249, 252, 275, 283, 294, 298, 312—313, 344 и др.). В частности, на крупном Озанковском месторождении Волжского бассейна (нижневолжский ярус) Г.В. Явхутой отмечены трехкомпонентные ритмы мощностью от 2,5 до 7,5 м. Специально изучалась ритмичность сланценосной формации ордовикского возраста Прибалтийского бассейна. Г.П. Дубарь (Дубарь, Левин, 1973, с. 46, 49—52) выделил в ней ритмы четырех порядков (четвертому порядку отвечает вся сланценосная формация). Ритмичность здесь выявляется и каротажными диаграммами (Макаров, 1973, с. 120).

ОЦЕНКА РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ НАПРАВЛЕНИЯ

В результате исследований установлено, что все изученные угленосные формации при всем их разнообразии имеют отчетливое ритмическое строение. Наиболее хорошо изучены ритмы (циклотемы), содержащие один угольный пласт. Подавляющее большинство формаций содержит не менее двух-трех, некоторые и свыше 250 таких более или менее повторяющихся ритмов; в немногочисленных угленосных толщах с одним угольным пластом вмещающие пачки пород построены сходно с ритмами многопластовых толщ. Г.А. Иванов (1957, 1967) назвал эти ритмы основными I порядка, другие исследователи называют их элементарными угленосными циклотемами или циклотемами (циклами) I порядка. Ритмы выделяются по описанной уже методике (см. статью Г.А. Иванова, А.В. Македонова и Н.В. Иванова). Особенно важно изучать их как трехмерные геологические тела, а не только в одном случайном пересечении, и при нескольких пересечениях описывать разрезы с наиболее полным набором элементов ("полноразвитые" ритмы).

Разные исследователи проводят границы ритмов (циклотем I порядка) по-разному: по почве угольного пласта (Г.А. Иванов, Т. Робертсон, Ж. Шеере и др.); в основании наиболее грубозернистого элемента ритма (Дж. Уэллер, Ю.А. Жемчужников, Л.Н. Ботвинкина, М.И. Ритенберг и др.); в основании породы, непосредственно подстилающей угольный пласт; в его кровле (Э.М. Сендерзон); наконец, в почве известкового элемента, если он есть (Р. Хадсон).

При изучении ритмичности угленосных формаций исследователи пользуются различными методами. Здесь прежде всего остановимся на результатах изучения ритмичности и ее связи с угленосностью по методике фациально-геотектонического анализа, разработанной Г.А. Ивановым (1956,

1957, 1967) и основанной на большом материале очень детальных наблюдений в ряде угольных бассейнов СССР.

Ритмичность угленосных формаций наиболее легко и четко устанавливается по изменению в разрезах крупности зерна осадков, особенно рельефно — при вычерчивании нормальных разрезов с гранулометрической кривой по стандартной шкале (Иванов, 1950); при этом выделяется несколько характерных типов гранулометрических ритмов, а именно: по полноте набора слоев в ритмах — полные, неполные и срезанные по мощности — основные I порядка и элементарные; по строению — простые, сложные (состоящие из нескольких элементарных), симметричные, асимметричные; по угленосности — угольные, безугольные; по фациальному составу — лагунно-баровые, аллювиальные, дельтовые, озерно-болотные и др. Не останавливаясь на их характеристике, в качестве примера приведем описание, по Г.А. Иванову, полного гранулометрического угольного ритма I порядка, широко распространенного во всех типах угленосных формаций.

В качестве границы этого ритма в угленосных отложениях наиболее удобно принимать пласт или прослой угля, а если его нет, — почву наиболее мелкозернистой породы (аргиллит, известняк), в неполных гранулометрических ритмах I порядка — наиболее грубозернистые породы.

Полный гранулометрический угольный ритм I порядка имеет снизу вверх такую последовательность (набор) слоев (литологических типов): 1) уголь, 2) аргиллит, 3) алевролит, 4) песчаник (возможно, конгломерат), 5) алевролит и следующий выше по разрезу пласт угля. Эти изменения гранулометрического состава указывают лишь на то, что в точке наблюдения разреза динамическая активность среды изменялась от застойной (пласт угля, аргиллит) до максимально активной (песчаник и, возможно, конгломерат). Переходы от одного литологического типа к другому чаще всего происходят постепенно — через переслаивание двух соседних типов пород.

С изменением гранулометрического состава осадков в полных угольных гранулометрических ритмах I порядка столь же закономерно изменяются текстуры; состав, степень сохранности и условия захоронения растительных и животных остатков (биоритмы; Погоревич, 1956); тип (размер, форма и минералогический состав) заключенных в этих ритмах конкреционных образований и цемент осадков (конкреционные ритмы, по Македонову, 1954); цвет осадков (от черного в углях до светло-серого в песчаниках); степень известковистости пород и др. При этом наблюдается совпадение границ ритмов, выделяемых по разным признакам, с границей гранулометрического ритма, что указывает не только на их парагенетическую, но и глубокую генетическую взаимосвязь и взаимообусловленность.

Закономерную последовательность слоев в полных угольных гранулометрических ритмах I порядка Г.А. Иванову удалось теоретически обосновать путем построения кинематических моделей образования как этого, так и других ритмов при одновременном учете взаимодействия геотектонического режима и фациальных факторов в той конкретной фациальной обстановке, при которой он образуется

При формировании угленосных отложений, связанных с морскими условиями седиментации, действует закон Головкинского—Вальтера, причем полный гранулометрический ритм можно "развернуть" на площади в определенную последовательность фаций (осадков), образующих в ископаемом состоянии ту же последовательность слоев в полном гранулометрическом ритме. С учетом этого была восстановлена картина обширного отмелого побережья с плоскими обводненными торфяниками на берегу лагуны, с береговыми илами, постепенно переходящими в алевритовые осадки внутренней части лагуны и баровые пески (барового поля), отделяющие лагуну от открытой части бассейна, где "работает" штормовое волнение, которое переносит, сортирует и отлагает осадки в той последовательности, какая наблюдается в открытом море.

Детальные наблюдения геоморфологов (В.П. Зенковича, О.К. Леонтьева и др.) над процессами, происходящими на отмелых побережьях современных крупных бассейнов седиментации, показывают, что фации по крупности зерна и другим основным признакам располагаются здесь в той же закономерной последовательности, что и в полных гранулометрических ритмах, с той лишь разницей, что в ритмах эта последовательность повторяется по закону Головкинского—Вальтера дважды: в трансгрессивной части ритма от угля до наиболее грубозернистой части песчаника и в регрессивной части ритма в обратном порядке — до лежащего выше пласта угля¹. По основным реперным слоям этот ритм, образующийся в период одного колебательного движения, был назван полным лагунно-баровым фациально-геотектоническим ритмом осадконакопления I порядка. Даже при небольшом опыте он легко опознается в разрезе как полный гранулометрический ритм со всеми характерными для него признаками (типами слоистости, органическими остатками, конкрециями и др.).

При использовании фациально-геотектонического метода, как видно из изложенного выше, кроме последовательности слоев, являющейся одним из главнейших геотектонических признаков, не меньшее внимание обращается на мощность и протяженность (форму) как отдельных слоев, так и их закономерных комплексов — ритмов в целом.

Пользуясь теми же кинематическими моделями образования лагунно-баровых ритмов I порядка, удалось установить, что в пространстве (на площади) строение этого ритма изменяется по набору слоев, их мощности и протяженности.

При образовании угленосных формаций в волновых прогибах, где от береговой зоны к внутренней части прогиба увеличивается скорость и амплитуда прогибания, в этом же направлении происходит закономерное расщепление пластов угля за счет "вклинивания" в них новых лагунно-баровых ритмов. В расщепляющемся пласте угля ритм "начинается" в виде прослоя зольного угля; последний далее переходит в прослой, а затем и слой аргиллита. Далее, при увеличении мощности аргиллита в среднюю его часть вклиниваются лагунные алевролиты и, наконец, баро-

¹ А.В. Македонов отмечает ряд осложняющих закономерностей, которые здесь не рассматриваются.

вые песчаники, завершая, таким образом, образование полного лагунно-барового ритма в целом.

В пространстве этот ритм представляет собой геологическое тело в виде клина, увеличивающегося по мощности в направлении более глубокой части бассейна седиментации и простирающегося вдоль береговой линии на расстояние, соответствующее размеру бассейна.

Наблюдения за пластами угля, образующимися в лагунно-баровой обстановке, показали, что они при плоском отмеле побережье распространены на огромных (сотни квадратных километров) площадях, относительно просто построены и малозольны, являясь основными продуктивными горизонтами многопластовых угольных бассейнов.

При анализе кинематической модели образования лагунно-баровых угольных ритмов теоретически было установлено, что пласты угля, образующиеся на отмеле лагунном побережье, должны волнообразно изменять свою мощность. Последнее определяется соотношением скорости нарастания торфяника и изменяющейся скорости его опускания. В дальнейшем это было подтверждено эмпирически М.И. Ритенберг и В.Н. Волковым.

Все сказанное о лагунно-баровой обстановке с полным основанием позволило (Иванов, 1957, 1967) назвать эту обстановку и образующиеся в ней лагунно-баровые ритмы I порядка наиболее благоприятными для углеобразования.

Точно так же можно было бы показать, что неполные гранулометрические ритмы I порядка, которые всегда ложатся с размывом на подстилающие их отложения и заключают внизу речные русловые (по всем признакам), а сверху пойменные и старичные (линзы зольного угля) отложения, являются типичными, легко опознаваемыми в разрезе аллювиальными ритмами осадконакопления I порядка, образующимися в период одного колебательного движения.

При поднятии происходит донный эрозионный врез русла; приостановка движения способствует боковой эрозии, разработке долины и образованию аллювия нормальной мощности; опускание ведет к заполнению долины в основном русловыми и частично пойменными осадками (Е.В. Шанцер и др.). При последующем опускании аллювиальные осадки всегда перекрываются осадками того бассейна, куда впадает река. В ископаемом состоянии аллювиальные комплексы пород фиксируются в виде выпуклых вниз линз, в поперечнике равных ширине долины. Они "подвешиваются" к пластам угля, перекрывающим эти комплексы, и эти пласты угля оказываются на одном уровне с пластами угля, образующимися из прибрежных торфяников того бассейна, куда впадает река. Таким образом, аллювиальные осадки являются "вкладышами" в другие (лагунные, морские, озерные и др.) отложения и самостоятельно не сохраняются в природе, как и дельтовые отложения. Поэтому все концепции, развиваемые многими авторами об аллювиальном или дельтовом происхождении угленосных формаций, требуют серьезного критического пересмотра.

Примеры показывают, что ритмичность и связь с ней угленосности должны изучаться путем опознания в разрезе и в пространстве соответствующих комплексов пород — ритмов осадконакопления, которые легко

опознаются, если применять фашиально-геотектонический анализ. Наиболее отчетливо это было показано авторами при детальном изучении угленосной формации Печорского бассейна (Иванов, 1948, 1967; Македонов, 1954, 1965а,б и др.). Поэтому изучать отдельные элементы ритмов, умышленно закрывая глаза на их фашиальную природу, как это делают многие зарубежные исследователи, значит, по мнению Г.А. Иванова, отвлекаться от решения более важных задач угольной геологии, в частности, от изучения связи ритмичности с угленосностью. Видимо, это можно делать при использовании различных статистических методов исследования, но и в данном случае, вероятно, лучше иметь дело с фашиально-"озвученными" элементами ритмов.

А.В. Македонов (1954, 1956, 1965а,б, 1968а), разделяя основные принципы методики Г.А. Иванова, считает необходимым уточнить некоторые детали и дальше развивать методику в целом в направлениях, кратко сформулированных Г.А. Ивановым, А.В. Македоновым и Н.В. Ивановым (см. статью в наст. сб.). В частности, выделение литологических элементов ритмов является одним из необходимых моментов системно-структурного анализа ритмов. Эти элементы должны выделяться не по одному признаку, а по комплексу признаков и подвергаться генетическому анализу одновременно с анализом ритма как системы в целом. При этом должны выявляться специфические признаки угленосных ритмов, определяющие их угленосность и свойства угольных пластов, и тем самым — конкретный парагенезис элементов и признаков ритма на основе их общего генезиса.

Генетические критерии позволяют считать границей ритмов I порядка или начало трансгрессивной части циклотемы, или ее конец. Практически ее наиболее удобно проводить по почве угольного пласта, что не вполне совпадает с началом трансгрессивной части (к тому же отрываются от угольного пласта генетически связанные с ним подстилающие породы). При обоих вариантах проведения границ выделяются основные ритмы, характеризующиеся (по А.В. Македонову) определенным комплексом признаков:

1) средние мощности от 5—6 до 25—30 м (реже 40?), в ритмах с конгломератами — до 50—80 (?), максимальные в отдельных пересечениях, по-видимому, очень редко больше 50 м, а средние по формациям, где они были подсчитаны, — от 8 до (чаще) 14—16 м;

2) чередование от 5 до 12—13 ясно отличающихся друг от друга литологических элементов (типов пород) терригенного происхождения (кроме угольного пласта и иногда подчиненных пластов карбонатных пород);

3) присутствие в определенных элементах ритма раннедиагенетических концентраций (главным образом в форме конкреций) карбонатов или сульфидов железа (в четвертичное время — чаще гидроокислов и фосфатов), а также обычно CaCO_3 (в разных закономерно меняющихся соотношениях, обычно — с увеличением железистости по направлению к угольному пласту);

4) чередование пород и изменение всех признаков имеют диссимметричный характер, т.е. ритм делится на две ветви — "гемциклы", которые по некоторым признакам зеркально повторяют друг друга, а по некоторым отличаются с определенной степенью асимметрии ("неполные", по

Г.А. Иванову, асимметричные ритмы на самом деле имеют вторую ветвь — кровлю угольного пласта).

Сочетание этих четырех признаков свойственно только угленосным ритмам и полностью или частично нарушается при латеральных или вертикальных переходах в неугленосные ассоциации пород, что доказывает реальный парагенезис угленосности с ритмичностью этого типа.

В большинстве (хотя и не во всех) изученных формаций намечается более детальная общая схема чередования и состава элементов ритма, если проводить границу по почве угольного пласта:

a — угольный пласт;

b — породы кровли пласта мощностью от первых сантиметров до первых метров глинистые или глинисто-алевритовые, реже — песчаные, внизу несколько углистые, часто — тонкослоистые, с растительными остатками, иногда обильными, разнообразной сохранности, также с железисто-карбонатными или пиритовыми конкрециями, часто — лепешкообразной формы;

c — глинистые или алеврито-глинистые породы мощностью до первых метров, часто — их тонкое переслаивание; растительных остатков меньше, чем в элементе *b*; иногда — остатки фауны, не морской или эвригалинной; конкреции — железисто-карбонатные, но с примесью других карбонатов;

d — алевролиты или их переслаивание с подчиненными аргиллитами или песчаниками общей мощностью до нескольких метров; толщина слоев увеличивается (до десятков сантиметров); растительные остатки главным образом в форме шлама и детрита; конкреции более крупные, менее железистые, часто смешанно-карбонатные;

e — песчаники, реже конгломераты, иногда с подчиненными алевролитами — мощностью до 10–15, иногда до 25 м, и более; конкреции (если есть) большей частью крупные, с преобладанием CaCO_3 , иногда также сульфидные. Три основных морфоструктурных типа этого элемента циклотом: *e-1* — выдержаны на площади, залегают крупными линзами или овалами без крутых врезов в подстилающие слои; обычно хорошо или удовлетворительно сортированы, без резкого максимума крупности зерна в нормальном разрезе или с максимумом в средней части; иногда содержат крупные карбонатные конкреции, называемые в американской литературе *sheet-sandstones*; *e-2* — с максимумом крупности зерна в основании слоя; иногда — с пологим врезом в подстилающие слои и признаками их размыва, но в остальном — как *e-1*; *e-3* — залегают узкими полосами, выпуклыми вниз, выполняя эрозийные врезы; крупность зерна отчетливо уменьшается кверху; внизу обычно крупная односторонняя косая слоистость, плохая сортировка; у нижнего контакта — включения подстилающих и боковых пород; часто — ярусное строение (*channel-sandstones* американской литературы);

*d*₁ — переслаивание, аналогичное элементу *d*, но обычно менее правильное; часто больше растительных остатков, хуже сортировка, больше железисто-карбонатных конкреций, чем в элементе *d*;

*c*₁ — алеврито-глинистые породы, хуже отсортированные, чем *c*, обычно менее правильно слоистые или неслоистые, часто с корневыми остат-

ками — признаками "подпочвы"; конкреции более железистые, чем в элементе *c*, часто со сферолитовой структурой;

b_1 — алеврито-глинистые, песчано-глинистые породы, чаще — плохо сортированные (но иногда с прослоями хорошо сортированных, аналогичных элементу *b*) с признаками палеопочвенных текстур (комковатость, корневые биотурбации); неслоистые или слоистость нарушена растительными биотурбациями; наблюдаются корневые и другие специфические конкреции, часто со сферолитовой структурой, более чисто железистые, чем в *b*; часто присутствует аутигенный каолинит.

Выше залегает новый угольный пласт.

Если проводить границу ритмов по почве или внутри элемента *e*, то угольный элемент *a* залегает в середине ритма.

В отдельных конкретных ритмах (тем более в их отдельных пересечениях) некоторые из перечисленных элементов обычно выпадают, а некоторые иногда повторяются благодаря наложению более мелкой ритмичности. "Модалные" ритмы обычно представлены набором из шести-семи элементов (по схемам $abcdec_1b_1$ или $abcdc_1b_1$), реже — пяти (например, $abceb_1$ или $acedb_1$ или $acdc_1b_1$), очень редко — четырех. Выделяется особый тип квазиасимметричного ритма $aed_1c_1b_1$ или ритма "неполного" типа $ad_1c_1b_1\dot{a}$, где элемент *e* представлен песчаником типа *e*-3 с разрывом в основании; но такие ритмы на самом деле являются только частью ритмов типа $a_1edc_1b_1ab$. Иногда выделяется дополнительный элемент *f*, представленный известняком или другой породой с морской фауной, резко отличной от остальных элементов; он либо замещает элементы *e* или *d*, либо залегает внутри них.

Основные ритмы прослеживаются, как правило, на площади не менее 10—15 км², иногда до нескольких тысяч квадратных километров, но количество и свойства элементов могут при этом сильно меняться. Внутри основных ритмов часто наблюдается более мелкая ритмичность (дополнительное чередование двух или трех элементов или ритмические вариации свойств пород внутри элементов).

Основные ритмы (I порядка) объединяются в ритмы более крупных порядков (до семи порядков в наиболее мощных угленосных толщах, по А.П. Феофиловой, М.И. Ритенберг, Е.А. Слатвинской и др.). Угленосная формация как целое обычно является элементом еще более крупного ритма угленосной мегаформации (например, средним членом трехчленных мегаформаций краевых прогибов и некоторых платформ, по А.В. Македону, 1965б, 1970 и др.).

Ритмы более высоких порядков обычно состоят из двух-пяти (иногда до восьми-десяти) ритмов предыдущего порядка, из которых один ясно отличается от других большей мощностью, большей крупностью кластических зерен и другими признаками. В большинстве изученных формаций четко выделяются ритмы II порядка (мезоритмы, мезоциклы) мощностью 30—80, иногда до 100 м и III порядка мощностью 100—250 м (макроритмы, макроциклы, макроциклотемы). В формациях с разнообразной фауной порядки ритмичности наиболее достоверно выделяются по определенным биофаціальным реперам. Прослеживание ритмов на площади показало (по крайней мере в формациях краевых прогибов) закономерные

изменения их количества, строения, общей мощности и мощности угольных пластов (по В.Н. Волкову, М.И. Ритенберг, А.В. Македонову, Г.А. Иванову и др.). Эти изменения имеют в ряде случаев также сложный ритмический характер (по М.И. Ритенберг и В.Н. Волкову).

Парагенезис угольных пластов и вмещающих пород в ритме определяется их генезисом — комплексом парагенетически связанных фаций — "частной фациальной обстановкой" углеобразования (по Г.А. Иванову) или, по другой терминологии, "углеобразующим ландшафтом" (Типы торфонакопления..., 1973). Структура ритма отвечает структуре этого ландшафта. Ритмы более высокого порядка соответствуют господствующим типам сменявших друг друга во времени ландшафтно-фациальных обстановок ("общей фациальной обстановке", по Г.А. Иванову).

Угленосный ритм образуется в результате взаимодействия совокупности физико-географических и геотектонических факторов, причем последние определяют в пределах соляной климатической зоны крупные формы рельефа и динамику их смены во времени.

Главнейшими геотектоническими факторами являются следующие движения земной коры: 1) волновые прогибы (различные по размеру, форме площади, амплитуде и скорости прогибания в различных зонах прогибов); 2) колебательные движения разных порядков (разных амплитуд и периодов), накладывающиеся на общее прогибание и образующие "результатирующее" колебательное движение; 3) волновые поднятия, различные по форме, размеру, амплитуде и скорости; 4) колебательные движения при волновых поднятиях, видимо также нескольких порядков.

Крупные волновые прогибы и поднятия являются областями седиментации и размыва, причем образование этих волн может быть связано с блоковыми (горсто-грабеновыми) движениями фундамента. Площади, скорости и амплитуды прогибания и поднятия и их соотношения в пространстве и времени определяют (в пределах общих климатических зон) скорость поступления обломочного материала, режим компенсации (и нарушений компенсации) прогибания субстрата осадконакоплением.

При всем разнообразии физико-географических обстановок обязательным общим условием формирования угольного пласта является сочетание: а) гумидного климата, б) обильной растительности, в) более или менее выровненной и обширной (не меньше нескольких десятков квадратных километров) низменности с затрудненным стоком и образованием торфяного болота, г) достаточно длительной (не менее нескольких тысячелетий) фазы роста торфяника, что возможно при медленном погружении его ложа со скоростью не больше скорости роста торфяной массы; д) близости водоема, который при движении своей береговой линии затопляет этот торфяник без размыва и перекрывает его своими осадками. Совокупность таких условий создает главным образом на широких отмелях побережья крупного, но мелководного бассейна — озера или моря. Периодически это побережье затопляется. Такие побережья имеют лагунно-баровый характер.

Периодические трансгрессии и регрессии мелководного водоема, необходимые для выработки достаточно широкого выровненного и вместе с тем слабо деформированного побережья и для погребения тор-

фьяников без размыва, создаются в основном определенным типом колебательных движений их субстрата, кинематическая модель которых была впервые разработана (с некоторыми неизбежными упрощениями) Г.А. Ивановым (1957, 1967 и др.).

Многочисленные попытки объяснить возникновение угленосных ритмов другими факторами, отмеченными выше (см. также работу В.Н. Волкова, 1973, с. 70), не дают удовлетворительных результатов. Эвстатические колебания уровня в приморских углеобразующих ландшафтах существуют, но ими нельзя объяснить закономерное размещение и слияние угленосных ритмов, наблюдающееся на площади ряда угольных бассейновой (в частности, доказанные картой изолиний количества циклотом I порядка в Печорском бассейне, по А.В. Македонову), хотя эвстатические колебания могут, однако, быть причиной образования некоторых ритмов более крупных порядков, мощности и количество которых сохраняются постоянными на всей площади углеобразования. Неравномерная усадка, блуждание дельтовых протоков и другие локальные физико-географические факторы не могут объяснить существования выдержанных на большой площади угольных пластов и тем более ритмичности толщ заведомо не дельтовых осадков.

Колебания уровня воды в результате колебаний климата могут повлиять только на внутриконтинентальное углеобразование, но при этом также не определяют ни существования фазы длительного прогибания ложа торфяника, ни конкретного характера смены пород между угольными пластами.

Эти дополнительные факторы определяют некоторые модификации основных ритмов (в частности, дополнительную мелкую ритмичность внутри них, мелкие вариации мощностей и состава и т.д.), но основными ритмообразующими факторами остаются "результатирующая кривая" движения субстрата, ее изменения на площади и ее соотношения с движениями области размыва.

Результатирующая кривая имеет две неравные ветви — трансгрессивную и регрессивную. Точками перегиба фиксируются моменты минимальной скорости движения и изменения знака; промежуточные участки кривой соответствуют фазам движения с разной скоростью. Элементы ритмов отвечают разным фазам — отрезкам кривой. Смена осадков в ходе ритма обусловлена главным образом движением береговой линии, а также колебаниями гидродинамического режима и приноса материала при ее стабильном положении. Сходство режима скоростей в течение фаз, соответствующих элементам a и e , и одинаково низкая энергия рельефа определяют особо тесную парагенетическую связь пород и конкреций элемента e и угольного пласта.

Эта схема дополнительно осложнена колебаниями скорости приноса и энергии рельефа вследствие вариаций соотношения движений области седиментации и хинтерланда (например, Македонов, 1965б, рис. 25 и с. 127), а также другими факторами. Разнообразием вариантов этой схемы определяется большое разнообразие типов углеобразующих фациальных обстановок, и можно выделить оптимальные варианты.

Имеются различные классификации этих обстановок. Две основные группы — это: 1) широкие лагунные побережья мелких морей и крупных озер (многие из которых возникают при отчленении и опреснении краевых и внутренних морей); 2) малые внутриконтинентальные озера, в том числе озера внутри речных долин. С первой группой связана описанная выше основная схема лагунно-баровых угленосных ритмов I порядка. К ней относится более 90% объема эксплуатируемых угольных пластов. Кроме того, выделяются группы обстановок по соотношению областей размыва и седиментации: 1) равнинные, 2) предгорные, 3) межгорные. Отличия этих групп влияют на петрографический и механический составы терригенных элементов ритмов, степень зольности и строение угольных пластов. Особенностью лагунно-баровой обстановки является автоматически осуществляемая полная компенсация величины погружения прогиба в конце каждого периода результирующего колебания, а вместе с тем и полная компенсация всей величины опускания прогиба в течение этого колебания.

Элемент *a* (угольный пласт) связан в основном с точкой перегиба результирующей кривой — концом регрессии и началом медленного трансгрессивного погружения; элементы *b*, *d*, *c* (лагунные осадки) — с его продолжением, сначала убыстряющимся, потом вновь замедляющимся; элемент *e* (осадки "барового поля") — с концом трансгрессии и началом регрессии, т.е. со второй точкой перегиба кривой. При максимальной амплитуде колебания или при малой ширине лагуны максимумам трансгрессии отвечают "забаровые" отложения (например, морские известняки), выделяемые как особый элемент *f*. Верхняя часть элемента *e* (иногда ясно выделяющаяся как элемент e_1) и элементы d_1 , c_1 , b_1 отвечают регрессивной ветви вплоть до нового полного заблачивания лагуны, причем все осадки регрессивной ветви образуются, в общем, в еще более мелководных условиях, чем при трансгрессии (максимальные же глубины бассейна в "углеобразующих ландшафтах", по видимому, редко превосходят 10—15 м). Эта схема осложняется участием осадков рек, прибрежных озер и даже фаций подножий. Разные сочетания движений области седиментации и сноса приводят к дополнительным осложнениям этой схемы; в частности, в одном из широко распространенных вариантов возникают два гранулометрических максимума внутри ритма, в другом (песчаные баровые поля) — только в регрессивной ветви и т.д.

Между мощностями, строением и составом лагунно-баровых ритмов и угленосностью намечается корреляция.

1. Специальные подсчеты (Г.А. Иванов, Н.В. Иванов, А.Б. Гуревич, Г.П. Дубарь, А.В. Македонов, М.Т. Кучеренко и др.) показали, что увеличение мощности этих ритмов до определенных пределов (обычно 30—35 м) коррелируется с увеличением мощности подстилающего угольного пласта, но при дальнейшем увеличении корреляция нарушается.

2. В ряде бассейнов установлено, что ритмы, содержащие (в полном их разрезе) не менее пяти и не более десяти элементов без многократной дополнительной мелкой ритмичности, включают лучшие угольные пласты.

3. Намечается также положительная корреляция между отношением суммы мощностей элементов d и e к мощности ритма и мощностью и устойчивостью угольного пласта (Македонов, 1965б).

4. Для лагунно-баровых и, по-видимому, многих озерных ритмов установлена положительная статистическая корреляция конкреционности и угленосности (в особенности ритмов II и высших порядков).

5. Дополнительным важным критерием угленосности является положение лагунно-баровых ритмов I порядка в разных типах волновых прогибов, разных структурно-фациальных зонах и разных фазах ритмов более высоких порядков. Наиболее благоприятные условия образования выдержанных и малозольных угольных пластов создаются в приосевых (но не осевых) и вместе с тем удаленных от области сноса зонах прогиба, в средних фазах ритмов высоких порядков ("однородных", по классификации А.П. Феофиловой). Оптимальные условия формирования сверхмощных пластов — ритмы с относительно наиболее длительной фазой начальной стадии трансгрессивного погружения. Генетический анализ показывает, что оптимальные признаки угленосности лагунно-баровых ритмов связаны с определенными типами лагун — существенно опресненными или пресноводными, очень мелководными (с глубинами не больше 10–15 м), но устойчивыми на площади, широкими (не уже 10–15 км), сопряженными с широким и устойчивым на площади баровым полем.

С лагунными обстановками обычно сопряжены дельтовые обстановки, так как те и другие развиты больше всего на низменных и медленно погружающихся побережьях, но вопреки широко распространенным утверждениям внутри самих дельт образуются только очень невыдержанные "мозаичные" и зольные торфяники (в частности, внутри дельты Миссисипи) из-за расчлененности дельты протоками и загрязненности торфяников осадками половодий. Поэтому малозольные торфяники, выдержанные на площади, связаны только с междельтовыми побережьями крупных лагунно-баровых обстановок (морских или озерных). Торфяники, однако, образуются на больших площадях бывших дельт — на дельтовом субстрате; в этом случае они могут захороняться и превращаться в угольные пласты лишь при затоплении бывшей дельты водами лагуны или озера (озерной лагуны). По площади такие дельтово-лагунные ритмы переходят в междельтовые лагунно-баровые. Большая часть дельтовых осадков обычно представлена осадками подводной дельты, включая приустьевые бары, отличающиеся и особой конфигурацией кривой гранулометрического состава (тип элемента $e-2$). Такие ритмы также могут быть высокопродуктивными.

Прибрежно-озерные ритмы обычно осложнены ритмичностью, вызванной климатическими колебаниями уровня озер, что приводит к более сложному строению и ритмов, и угольных пластов, но при выполнении медленно прогибающихся озерных котловин могут часто создаваться сверхмощные, хотя и менее протяженные на площади пласты (иногда также и маломощные).

Угленосные ритмы второй группы обстановок — собственно лимнические — отличаются в основном малыми размерами бассейна седиментации. Это болотно-озерные водоемы, где слабо выражена волновая

динамика среды, а миграция береговых линий создается лишь колебаниями притока небольших рек, дождей или ливней.

Эти ритмы сложены преимущественно тонким глинистым и алевроитовым материалом и органическим веществом торфяников. Грубый материал в виде склоновых или речных отложений редок.

При относительно медленном погружении болотно-озерных водоемов здесь также нередко образуются мощные и сверхмощные пласты угля, выполняющие центральные части впадин и расщепляющиеся к бортам.

Закономерные связи между ритмичностью и угленосностью особенно отчетливо фиксируются в мощных "паралитических" формациях, выполняющих крупные по площади глубокие прогибы. Ритмичность отложений в них как в качественном (литолого-фациальном), так и в количественном (по мощности, строению ритмов и т.д.) отношении изменяется четко зонально вместе с изменением угленосности. Обычно в глубоких передовых прогибах выделяются по крайней мере три структурно-фациальные зоны — прибортовая, переходная и внутренняя. В прибортовой развиты наиболее мощные пласты угля. В переходной зоне количество ритмов и пластов угля увеличивается, а мощность отдельных пластов угля несколько уменьшается, но многие сохраняют рабочую мощность. В осевой зоне прогиба количество ритмов и скорости прогибания настолько увеличиваются, что угольные пласты не успевают достигать рабочей мощности. Намечаются зоны оптимальных скоростей суммарного прогибания и их соотношений с колебательными движениями, образующими ритмы I порядка.

Огромная по площади распространения (более 120 000 км²) маломощная (от 20–30 до 100–120 м) угленосная формация Подмосковского бассейна является типичным примером паралитически-лимнической формации древних устойчивых платформ. Она подстилается карбонатными отложениями D₃–C₁; на разные их горизонты с размывом ложится угленосная формация (C₁). Ее образованию предшествовало поднятие, которое вывело поверхность отложения осадков выше уровня моря. Это поднятие сопровождалось мелкими, I порядка, колебательными движениями, в результате которых развивалась гидрографическая сеть с несколькими надпойменными террасами; на последних в старичных озерно-болотных условиях шло торфообразование. Однако основное торфо- и сапропелеобразование происходило на широких плоских водораздельных пространствах в болотно-озерных условиях.

Последующее опускание также сопровождалось мелкими колебаниями I порядка, приобретаемыми вследствие ускорения все большие амплитуды трансгрессивной (a^T и регрессивной a^P) фаз колебания, большую степень асимметричности a^T/a^P и большие разности ($a^T - a^P$).

При опускании плоских водораздельных пространств с лимническим торфо- и сапропелеобразованием до уровня моря все эти пространства превращались в прибрежно-лагунные, где при благоприятном климате шло дополнительно прибрежно-лагунное торфообразование. При продолжающемся опускании вследствие того, что $a^T > a^P$, области лимническо-

го озерно-болотного и дополнительного прибрежно-лагунного торфообразования покрывались водами и осадками лагуны (до баровых включительно), переходя, таким образом, в области с паралическим типом углеобразования. С увеличением амплитуд a^T и a^P , их разности ($a^T - a^P$) мощность образующихся здесь ритмов осадконакопления стратиграфически снизу вверх увеличивается, а пласты угля в их основании изменяются вверх по разрезу от наиболее мощных в основании формации до нерабочих прослоев в тульских отложениях.

Ритмичность сланценосных формаций. Во всех достаточно детально изученных разрезах существуют основные ритмы из чередования двух или трех, реже четырех компонентов общей мощностью обычно от первых десятков сантиметров до $\sim 1,5$ м. Горючие сланцы чередуются с глинистыми и алевроито-глинистыми породами, обогащенными сапропелевым веществом, часто с мергелями, реже — известняками и породами, содержащими примесь карбоната, еще реже — с маломощными битуминозными алевролитами и песчаниками. В некоторых сланценосных формациях (типа доманика) с глинисто-кремнистыми породами часто встречаются известковистые, мелкие пиритовые, реже — кремнистые конкреции.

Выделяются также ритмы более крупных порядков вплоть до ритмов, соответствующих всей сланценосной формации; общая мощность самых крупных ритмов редко превышает 40–50 м, еще реже достигает 400 м. Они тоже в основном дву- или трехчленные. Многие типы пород содержат остатки фауны (обычно морской), а иногда — многочисленный раковинный детрит; реже встречается растительный детрит. Несмотря на малые мощности, ритмы, особенно II и более высоких порядков, часто выдерживаются на расстояниях в десятки километров.

Состав фауны указывает на морской бассейн нормальной солености со спокойными водами, часто несколько отчлененный (типа иловых впадин), обогащенный водорослевым планктоном и отдаленный от областей сноса терригенного материала. Сланценосная формация, по-видимому, также занимает определенное (среднее) место в мегаритмах развития морского бассейна (Дубарь, Левин, 1973, с. 41), характеризующихся длительными фазами диастем и очень замедленной седиментацией.

Трансгрессивная и регрессивная части в "основных" ритмах I порядка выделяются (может быть, в силу недостаточной изученности) неясно, но все же намечается чередование мелких трансгрессивных и регрессивных движений (см. Дубарь, Левин, 1973, кривые на с. 43). Оптимальные условия образования лагунных пластов горючих сланцев связаны, по-видимому, с очень медленными трансгрессивными движениями и последующей стабильностью субстрата, что соответствует данным о современном сапропелеобразовании в лагунах и озерах. Особая группа сланценосных ритмов с угле-сланценосными формациями — это главным образом озерные (новодмитровский тип) или опресненно-лагунные ритмы платформенных формаций, в которых горючие сланцы образуются или в начале регрессивной ветви (предшествующей заболачиванию и торфонакоплению), или при продолжении медленного погружения после образования торфяников. Горючие сланцы замещают элементы c и c_1 (реже b) угленосных ритмов.

Необходимо прежде всего дальнейшее сопоставление накопленного фактического материала (при четком разделении непосредственно наблюдаемых признаков ритмов и различных гипотез о физико-географических и геотектонических условиях их образования) с упором на выявление конкретного парагенезиса признаков угольных пластов и горючих сланцев со свойствами ритмов в целом и отдельных их элементов. При этом особое внимание должно быть уделено морфологии ритмов как трехмерных тел и закономерностям их внутреннего строения.

Анализируя парагенезис, необходимо опираться на генетические исследования главным образом на основе наметившейся методики фашиально-геотектонического анализа и ее дальнейшего усовершенствования.

Особое внимание необходимо уделять

1) сравнительному анализу сопоставимых современных и древних обстановок;

2) разработке кинематических моделей ритмов и сопоставлению их с наблюдаемыми конкретными ритмами, в особенности анализу совместного действия движений в области седиментации и размыва и пространственных изменений этих движений;

3) дальнейшей разработке типизации ритмов по наборам и характеру чередования их элементов, кривым изменения признаков пород и их генетическому истолкованию;

4) разработке количественных характеристик разных типов ритмов и парагенетических связей пластов угля и горючих сланцев с учетом всесторонней качественной характеристики выделяемых элементов;

5) сравнительному обсуждению имеющихся фактических данных, особенно о строении, составе, морфологии "основных ритмов" (наиболее изученных) и дискуссионных вариантов их происхождения, классификации; методике выделения типов ритмов, оптимальных для концентрации твердых горючих ископаемых, в рамках общего формационного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков В.Н. Генетические основы морфологии угольных пластов. М., "Недра", 1973. 136 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 11. Горючие сланцы СССР. М., "Недра", 1968. 607 с.
- Дарф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., "Мир", 1971. 284 с.
- Дубарь Г.П., Левин А.С. Особенности геологического строения и изучения Ленинградского месторождения горючих сланцев. — В кн.: Формации горючих сланцев. (Методы изучения и генетическая классификация угля). Таллин, "Валтус", 1973, с. 39–52.
- Жемчужников Ю.А. Общая геология каустобиолитов. М., ОНТИ, 1935. 546 с.
- Иванов Г.А. Каустобиолиты. — В кн.: Краткий курс месторождений полезных ископаемых. Л.—М., ОНТИ, 1938, с. 370–471. Авт.: А.Г. Бетехгин, С.П. Ершов, В.П. Зверев, Г.А. Иванов и др.
- Иванов Г.А. Закономерности углеобразования в Печорском бассейне. — Материалы 3-й геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, Комииздат, 1948, с. 63–91.
- Иванов Г.А. К методике наблюдений и вычерчивания нормальных разрезов угленосных отложений. — "Разведка недр", 1950, № 4, с. 21–28.

- Иванов Г.А.* Методика фациально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ. — "Труды Лабор. геол. угля АН СССР", 1956, вып. 5, с. 127—152.
- Иванов Г.А.* Закономерности строения, образования и изменения угленосных отложений (формаций). Автореф. докт. дис. Л., 1957, 80 с.
- Иванов Г.А.* Угленосные формации. (Закономерности строения, образования, изменения и генетической классификация). Л., "Наука", 1967, 407 с.
- Ковалевский Е.П.* Опыт геогностических исследований в Донецком горном кряже. — "Горный журн.", 1827, кн. 2, с. 27—56.
- Крашенинников Г.Ф.* Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во МГУ, 1957, 294 с.
- Логвинов А.В.* Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1953, 436 с.
- Макаров А.Н.* Геофизические исследования на месторождениях горючих сланцев. — В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин, "Валгус", 1973, с. 116—127.
- Македонов А.В.* Конкреции воркутской свиты. Автореф. канд. дис. М., 1954, 20 с.
- Македонов А.В.* Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности. — "Труды Лабор. геол. угля АН СССР", 1956, вып. 5, с. 239—248.
- Македонов А.В.* Ритмичность (цикличность). Типы циклов, их состав и строение. — В кн.: История угленакопления в Печорском бассейне. Л., "Наука", 1965а, с. 94—104.
- Македонов А.В.* История угленакопления в Печорском бассейне. Л., "Наука", 1965б, 247 с.
- Македонов А.В.* Парагенезис угольных пластов и методы прогноза угленосности. — В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., "Наука", 1968а, с. 79—86.
- Македонов А.В.* Современные представления о цикличности угленосных толщ и их применение для корреляции разрезов. — В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Л., "Наука", 1968б, с. 263—272.
- Македонов А.В.* Принципы и методы региональной стратиграфии угольных бассейнов, корреляция разрезов и синонимии угольных пластов. — В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Л., "Наука", 1968в, с. 10—50.
- Македонов А.В.* Генезис и стадии развития угленосных формаций верхнепалеозойских краевых прогибов СССР. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 3. М., "Наука", 1970, с. 135—141.
- Позоревич В.В.* Опыт биофациального изучения воркутской свиты северо-восточной части Печорского бассейна. — "Труды Лабор. геол. угля АН СССР", 1956, вып. 5, с. 227—238.
- Рундквист Д.В.* Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогенетическом анализе. — "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", 1973, т. 191, с. 206—219.
- Соколов Д.И.* Курс геогнозии, ч. 2. СПб., 1839.
- Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. ("Труды ГИН АН СССР", вып. 15). М., Изд-во АН СССР, ч. 1, 1959, 332 с.; ч. 2, 1960, 347 с. Авт.: Ю.А. Жемчужников, В.С. Яблоков, Л.И. Боголюбова, Л.Н. Ботвинкина, А.П. Феофилова, М.И. Ритенберг, П.П. Тимофеев, З.В. Тимофеева.
- Типы торфонакопления, их пространственная и временная локализация в угленосных формациях. — В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., "Наука", 1973, с. 42—52. Авт.: А.В. Македонов, И.Э. Вальц, О.Л. Головенко и др.
- Allen I.R.L.* Sinking-upwards cycles in alluvial successions. — "Geol. J.", 1965, v. 4, № 2, p. 229—243.
- Bulletin of the Illinois State Geological Survey, 1931, vol. 60, 257 p.
- Colloques de l'association internationale de sedimentologie (groupe française). — "Rev. Inst. franç. petrole et Annales combustibles", 1953, v. 8, № special.
- Deimer A.* La sedimentation cyclique et notamment la sedimentation houillere, considerée comme un phenomene d'oscilations de relaxation. — In: Compte Rendu du Troisième Congrès de stratigraphie et de geologie du Carbonifere à Héerlen, 1951, t. 1. Héerlen, 1952, p. 135—139.

- Duff P.Mcl. D., Hallam A., Walton E.K.* Cyclic sedimentation Developments in Sedimentology. Amsterdam, Elsevier, 1967. 280 p.
- Duff P.Mcl. D., Walton E.K.* Statistical basis for cyclothems; a quantitative study of the sedimentary succession in the east Pennine coalfield. — "Sedimentology", 1962, № 1, p. 235–255.
- Environments of coal deposition. Papers Presented Sympos. Coal Geol. Division Geol. Soc. America Ann. Meeting, Miami Beach, Floride, 1964. — "Geologic. Soc. Amer. Spec. Paper", Colorado, 1969, № 114, 204 p.
- Fischer A.G.* Stratigraphic record of transgressing seas in light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1961, v. 45, № 10, p. 1656–1666.
- Forster W.A.* Treatise on a section of the strata from Newcastle upon Tyne to the mountain of Cross Fell in Cumberland with remarks of mineral veins in general. Alston and Newcastle upon Tyne, 1808.
- Füchtbauer H.* Wechselfolgen. — In: Füchtbauer H., Müller G. Sediment-Petrologie, t. II. Sedimente und Sedimentgesteine. Stuttgart, 1970, s. 607–623.
- Hind W.* The carboniferous rocks of the Pennine system. — "Proc. Yorkshire Geol. Soc., N.S.", 1902, v. 14, 449 p.
- Hudson R.G.S.* On the rhythmic succession of the Yoredale series in Wensleysdale. — "Proc. Yorkshire Geol. Soc., N.S.", 1924, v. 20, pt. 1, p. 125–154.
- Jessen W., Kremp G., Michelau P.* — Gesteinrythmen und Faunenzyklen den Ruhrkarbons und ihre Ursachen. — In: Compte Rendu du Troisième Congrès de stratigraphie et de géologie du Carbonifère à Héerlen, 1951, t. 3. Héerlen, 1952, p. 289–294.
- Krumbein W.C.* The cyclothem as a response to sedimentary environment and tectonism. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 1. Lawrence, 1965, p. 239, 247.
- Laporte L.F., Imbrie J.* Phases and facies in the interpretation of cyclic deposits. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 1. Lawrence, 1965, p. 239–263.
- Mapping sedimentary environments of Pennsylvanian cycles. — "Bull. Geol. Soc. America", 1963, v. 74, № 4, p. 437–486. Aut.: Wanless H.R., Tubb J.B., Gednetz D.E., Weiner J.L.
- Milne D.* Memoir on the mid-lothian and east-lothian coal-fields, Blackwood. Edinburgh, 1839. 153 p.
- Moore R.C.* Paleocological aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian Cyclothems. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 1. Lawrence, 1965, p. 287–380.
- Newberry J.S.* Circles of deposition in American sedimentary rocks. — "Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.", 1872, v. 22, p. 97–135.
- Peach B.N.* Some of relations of palaeontology to geology illustrated chiefly by examples from the Scottish Rocks. — "Proc. Roy. Physic. Soc.", 1888, v. 9, p. 1–24.
- Phillips J.* Illustrations of the geology of Yorkshire or a description of the strata and organic remains: accompanied by a geological map, sections and animals, pt. 2. 2nd ed. London, John Murray, 1836. 253 p.
- Phummer F.B.* Pennsylvanian sedimentation in Texas. — "Bull. Illinois State Geol. Surv.", 1931, № 60, p. 259–269.
- Pruvost P.* La faune continentale du terrain houiller de la Belgique. Considerations sur la stratigraphie du terrain houiller de la Belgique. Bruxelles, 1930, p. 103–277.
- Rhythm in sedimentation. (Rept 18 Session Intern. Geol. Congr, pt 4). London, 1950. 100 p.
- Rutten M.G.* Rhythm in sedimentation and in erosion. — In: Compte Rendu du Troisième Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du Carbonifère à Héerlen, 1951. Héerlen, 1952, p. 529–537.
- Stmoens G.* Coal measures classification on the South Wales coal field based on the theory of sedimentary cycles. Wales, Thomas, Tonypany, 1918.
- Symposium on Cyclic Sedimentation ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169). Lawrence, v. 1, 1965, 380 p.; v. 2, 1966, 381–636 p.
- Udden I.A.* Geology and mineral resources of the Peoria Quadrangle, Illinois ("Bull. Un. States Geol. Survey", v. 506). Washington, 1912. 103 p.

- Van Houten F.B.* Cyclic lacustrine sedimentation. Upper Triassic, Lockatong formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 2. Lawrence, 1966, p. 497—531.
- Wagner H.C.* Pennsylvanian megacyclothems of Wilson county, Kansas, and speculations concerning their depositional environments. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 2. Lawrence, 1966, p. 565—591.
- Wanless H.R., Baroffio I.R., Trescott P.C.* — Conditions of deposition of Pennsylvanian coal beds. — "Geol. Soc. Amer. Spec. Papers", 1969, № 114, p. 105—142.
- Wanless H.R., Weller J.M.* Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. — "Bull. Geol. Soc. America", 1932, v. 43, № 12, p. 1003—1016.
- Weller J.M.* Cyclic sedimentation in the Pennsylvanian and its significance. — "J. Geol.", 1930, vol. 38, № 2, p. 97—135.
- Weller J.M.* The conception of cyclical sedimentation during the pennsylvanian period. — "Bull. Illinois State Geol. Surv.", 1931, № 60, p. 163—177.
- Weller J.M.* Diastrophic control of late Paleozoic cyclothems. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1956, v. 40, p. 17—50.
- Weller J.M.* Cyclothems and larger sedimentary cycles of the Pennsylvanian. — "J. Geol.", 1958, v. 66, № 2, p. 195—207.
- Weller J.M.* Development of the concept and interpretation of cyclic sedimentation. — Sympos. Cyclic Sediment. ("Bull. State. Geol. Surv. Kansas", v. 169), v. 2. Lawrence, 1966, p. 607—621.
- Weller J.M., Wheeler H.E., Murray H.H.* Cyclothems (discussion). — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1958, v. 42, p. 442—447.
- Wells A.I.* Cyclic sedimentation: a review. — "Geol. Mag.", 1960, v. 47, № 5, p. 389—404.
- Westoll T.S.* Sedimentary rhythms in coal-bearing strata. — In: Coal and Coal-Bearing strata. Edinburgh—London, 1968, p. 71—103.
- Williams P.* The sedimentation of westphalian (Ammanian) measures in the Little Haven, Amorth Coalfield, Pembrokeshire. — "J. Sediment. Petrol.", 1968, v. 38, № 2, p. 332—362.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ РИТМИЧНОСТЬ НЕФТЕГАЗОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ ПЛАТФОРМ И РИТМОФАЦИАЛЬНЫЙ МЕТОД ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Периодичность (этапность) осадконакопления как проявление диалектического единства повторяемости и необратимости в геологическом развитии земной коры обуславливает седиментационную ритмичность различных порядков, или рангов. Ритмичность представляет собой универсальную закономерность строения осадочных формаций самого различного вещественного состава и генезиса. Она особенно характерна для отложений чехла древних и молодых платформ (включая перикратонные области и срединные массивы), представленных главным образом "бассейновыми" (морскими, прибрежно-морскими, лагунными) и, реже, прибрежно- и озерно-континентальными образованиями разнообразного литофациального облика, в которых нередко содержатся скопления нефти и газа. Ритмичность осадочных толщ платформ в первую очередь связана с закономерным чередованием трансгрессивных и регрессивных тенденций в эволюции водных бассейнов седиментации, а эти тенденции в конечном счете определяются режимом тектонических движений.

Изучение ритмичности строения нефтегазоносных (а также угленосных и содержащих ряд других осадочных полезных ископаемых) толщ платформ целесообразно сочетать с исследованием закономерных изменений литофаций в составе седиментационных ритмов, с выявлением и прослеживанием перерывов осадконакопления, размывов и несогласий на границах этих ритмов, что в комплексе и составляет содержание ритмофациального метода геолого-литологических исследований.

Не вдаваясь в обсуждение терминологических, или терминклатурных (Вассоевич, Гладкова, 1973), аспектов рассматриваемой проблемы, авторы считают необходимым оговорить, что из методологических соображений они отдают определенное предпочтение терминам "ритм" и "ритмичность" по сравнению с довольно близкими к ним по смыслу терминами "цикл" и "цикличность" независимо от масштаба (порядка) описываемого явления, поскольку его сущность (как отображения развития не по замкнутому кругу, а по спирали) точнее выражается именно первой парой терминов. Вместе с тем, однако, авторы не видят веских причин для полного изыятия "циклической" терминологии из употребления, коль скоро она прочно укоренилась в геолого-географической литературе.

Не отрицая важности однозначной, четкой символики понятий, наиболее адекватно отражающей реалии объективно существующего мира, отметим, что главное все же заключается в познании самой сущности и коренных закономерностей геологических процессов и их результатов, о вещественных в строении осадочных толщ. Образно говоря, требуется разработать е д н ы й, применимый к отложениям самого широкого возрастного диапазона и фациально-формационного спектра а л г о р и т м изучения осадочных ритмов.

Из различий в самой трактовке понятий "ритмичность" и "циклическость" проистекает известное содержательно-понятийное различие между развиваемым авторами ритмофациальным методом и методом фациально-циклического анализа Ю.А. Жемчужникова и В.С. Яблокова. Ритмофациальный анализ располагает критериями уверенного подразделения принципиально различных геологических границ — изохронных, т.е. собственно стратиграфических, и диахронных (скользящих во времени) литофациальных. Это позволяет ему в сочетании с другими геолого-литологическими и, разумеется, палеонтологическими методами четко разграничить в пространственно-временном континууме, образуемом осадочными формациями платформенного чехла, геологические тела двух существенно отличающихся типов — стратиграфические и литофациальные единицы разных порядков — и выяснить их соотношения в разрезе отложений и по площади.

Все это имеет исключительно важное значение для решения широкого круга кардинальных задач нефтегазовой геологии. В частности, детальное ритмостратиграфическое расчленение и надежная корреляция разнофациальных нефтегазосодержащих отложений, обеспечиваемые ритмофациальными исследованиями, крайне необходимы для достоверных структурных и палеотектонических построений, палеогеографических реконструкций, выяснения седиментационных условий формирования и особенностей современного распространения пород-коллекторов и экранирующих их покровов.

В обширной отечественной и зарубежной литературе (Рухин, 1953; Дафф и др., 1971; Карогодин, 1974, 1975; Трофимук, Карогодин, 1974; и многие др.) весьма широкое распространение получило представление об абсолютном преобладании симметричного строения седиментационных ритмов ("циклов") различных порядков, т.е. о полном или хотя бы частичном подобии в строении нижней и верхней половин пространственно-временного "клина" литофаций в системе ритма, образующих соответственно трансгрессивный и регрессивный фациальные ряды (рис. 1,а). Из этого непосредственно следует представление о принципиальной диахронности нижней и верхней границ ритма (равно как и вообще любой границы между элементами последнего), а также о присутствии в основании подавляющего большинства осадочных ритмов грубообломочной базальной пачки. Подобное строение ритмов хорошо объяснимо, если предположить практически непрерывный симметричный или синусоидальный характер режима колебательных тектонических движений, вызывавших постепенное распространение морских трансгрессий, сменявшихся столь же постепенными регрессиями (рис. 2,а). В действительности же относительная симметрия свойственна лишь немногим крупнейшим ритмам седиментации, отвечающим главным этапам тектогенеза на крупных участках земной коры и охватывающим соответственно эпохи развития общей трансгрессии, а затем общей регрессии морского бассейна, осложнявшихся многими частными трансгрессиями и регрессиями разных порядков. Подобные мегаритмы разделяются между собой поверхностями длительных континентальных перерывов осадконакопления.

Довольно популярно также представление об асимметрии значительной части седиментационных ритмов, построенных по трансгрессивному типу,

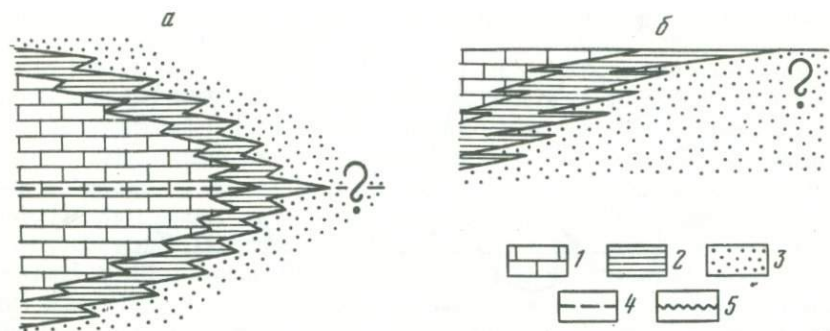
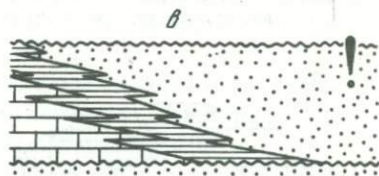


Рис. 1. Симметрия (а), верхняя (поздняя) асимметрия (б) и нижняя (ранняя) асимметрия (в) осадочных ритмов

1 — карбонатные породы; 2 — глины; 3 — пески и песчаники; 4 — ось симметрии; 5 — стратиграфическое несогласие



с частичным или даже полным отсутствием верхней (регрессивной) части, по-видимому, вследствие размыва или неотложения ее (см. рис. 1,б). Это явление, по терминологии В.П. Бухарцева и др. (К морфологии..., 1961), может быть названо верхней, или поздней, асимметрией ритмов. Именно такой тип ритмичности нефтегазосодержащих отложений (рис. 3, а) изображен на эмблеме конференции по цикличности (1975 г.). А.А. Трофимук и Ю.Н. Карогодин (1974; Карогодин, 1975) ставят его на второе место по распространенности после симметричных трансгрессивно-регрессивных ритмов.

На примере разрезов туркестанских отложений палеогена Ферганы (Майли-Су и др.) они выделяют редко встречающийся регрессивно-трансгрессивный тип седиментационных "циклокомплексов", имеющих также симметричное строение, но с "обращенным" положением регрессивного и трансгрессивного фациальных рядов, т.е. с приуроченностью первого к нижней, а второго к верхней половине циклокомплекса. Существование ритмичности подобного типа представляется нам сомнительным; вполне вероятно искусственное выделение этого типа из-за возможных ошибок в интерпретации ритмичности и установлении границ ритмов.

Наконец, эти авторы указывают еще один, по их мнению, тоже сравнительно редкий асимметричный тип ритмичности ("цикличности"), который можно было бы назвать регрессивным и к которому они относят м у т а ц и о н н у ю группу циклокомплексов, очевидно, имея в виду подчеркнуть этим названием несколько необычное строение последних. В качестве примеров подобных комплексов приводятся так называемые перевернутые циклы пермских отложений Предверхоаянья, угленосные юрские отложения Узбекистана и некоторые другие разрезы (их перечень можно было бы существенно пополнить, поскольку при углубленном рассмотрении фактического материала обнаруживается, что среди осадочных

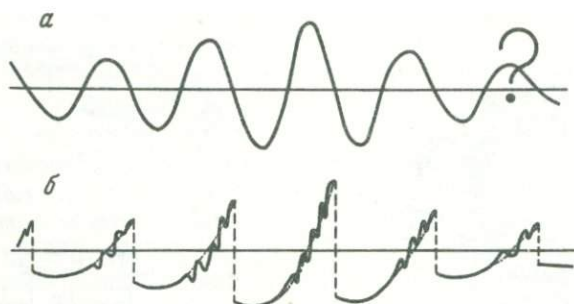


Рис. 2. Характер тектонических движений в связи с седиментационной ритмичностью: а — непрерывный (симметричный или синусоидальный); б — непрерывно-прерывистый (ранне- или нижнеасимметричный)

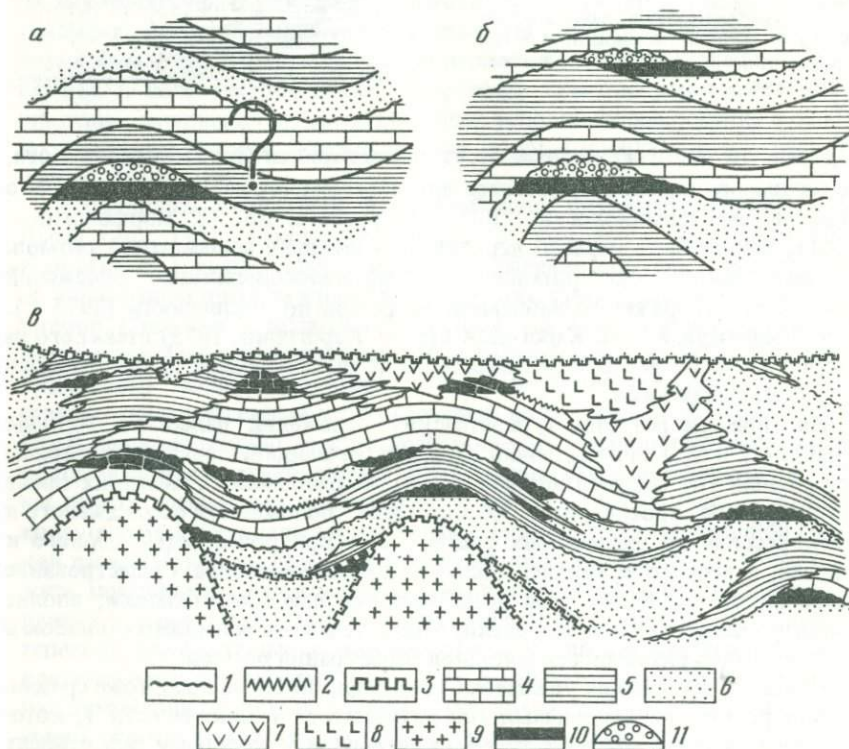


Рис. 3. Седиментационная ритмичность нефтегазосодержащих формаций платформ а — верхняя (поздняя) асимметрия ритмов; б — нижняя (ранняя) асимметрия ритмов; в — принципиальная схема ритмичного строения нефтегазосодержащих толщ платформенного чехла

1 — стратиграфическое (трансгрессивное) несогласие; 2 — фациальное (регрессивное) несогласие; 3 — поверхность длительного континентального перерыва; 4 — карбонатные породы; 5 — глины; 6 — пески и песчаники; 7 — сульфатные породы; 8 — каменная соль; 9 — породы кристаллического фундамента; 10 — залежи нефти; 11 — залежи газа

ритмов платформ абсолютно преобладает именно этот тип, охватывая подавляющее большинство малых, многие средние и часть крупных ритмов).

Этот характерный случай нижней, или ранней, асимметрии (К морфологии..., 1961) осадочных ритмов (см. рис. 1,в; 3,б,в), распространенной гораздо шире, нежели это считается большинством исследователей. Раннеасимметричный ритм построен по четко выраженному "регрессивному плану" (независимо от принадлежности этого ритма к трансгрессивной или регрессивной частям более крупного ритма) и сложен закономерным набором литофаций, находящихся между собой в соотношении встречного переклинивания (Мирчинк, Бухарцев, 1956) с отчетливой нижней асимметрией литофациальных клиньев более мористых и соответственно верхней асимметрией прибрежных и континентальных разностей отложений. Иными словами, образования самых мористых фаций, представленные карбонатными или наиболее тонкодисперсными терригенными, например глинистыми, осадками, преобладают в нижней части ритма, последовательно замещаясь вверх по разрезу и по латерали (в сторону периферии седиментационного бассейна) отложениями прибрежно-морских, лагунных и континентальных фаций — более грубообломочными терригенными, иногда красноцветными или же галогенными осадками.

Принципиально диахронные литофациальные границы между элементами ритма могут иметь как постепенный, так и довольно резкий характер, нередко с выпадением из разреза промежуточных литофациальных типов и даже с явлениями местного размыва и переотложения осадков. В таком случае можно говорить о наличии фациального, или регрессивного, внутрiformационного (конседиментационного) несогласия внутри ритма. Оно также существенно диахронно в отличие от стратиграфического, или трансгрессивного, внутрiformационного (конседиментационного) несогласия, приуроченного к основанию малого или среднего (а иногда и крупного) ритма, поверхность которого в геологическом масштабе времени изохронна в пределах всего ареала распространения данного ритма в бассейне седиментации (Мирчинк, Бухарцев, 1956; Бухарцев, Никишин, 1962). Таким образом, в системе нижеасимметричных, или раннеасимметричных, седиментационных ритмов возможно четкое разграничение двух принципиально различных между собой видов геологических границ и поверхностей несогласий, что имеет весьма важное практическое значение. В частности, миграция литофаций в осадочных толщах в соответствии с законом Головкинского — Иностранцева — Вальтера представляется отнюдь не беспредельной и в значительной мере контролируется границами ритмов разных порядков (близ окраины бассейна седиментации возможно слияние крайних регрессивных членов ряда соседних ритмов в трудно-расчленимую однообразную толщу).

Широкое распространение нижеасимметричного, или раннеасимметричного, типа строения осадочных ритмов, несомненно, отражает определенную особенность тектонических движений земной коры, которые чаще всего являются не непрерывными, синусоидальными (см. рис. 2,а), а имеют выраженный непрерывно-прерывистый характер, что обусловлено постепенным накоплением тектонических напряжений до некоторой критической величины и относительно кратковременным их разрешением в

виде серии подвижек, довольно быстро достигающих максимума и еще быстрее затухающих. Иными словами, имеет место раннеасимметричная периодичность пульсационного режима тектонических движений (см. рис. 2,б).

Соответственно непрерывно-прерывистым является и осадконакопление в системе седиментационных ритмов. Так, общие трансгрессивные и регрессивные тенденции в развитии водных бассейнов осадконакопления реализуются отнюдь не монотонно, плавно, а осложняются многочисленными "импульсами" наложенных частных трансгрессий и регрессий, из которых первые начинаются после кратковременных перерывов непрерывности седиментации, а вторые завершаются ими. Частные трансгрессии в пределах уже существующего бассейна происходят в масштабе геологического времени практически мгновенно, вследствие чего в составе малых и многих средних осадочных ритмов на платформах полностью отсутствуют грубообломочные базальные пачки (а зачастую и вообще трансгрессивные серии осадков) и ритмы начинаются отложениями наиболее мористых фаций. Базальные пачки, а также более или менее выраженные трансгрессивные серии в платформенных условиях свойственны лишь отложениям начала общей трансгрессии моря (после длительного континентального перерыва), которая значительно более растянута во времени, но, по-видимому, все же менее продолжительна по сравнению с временем общей регрессии. Частные ритмы, слагающие трансгрессивную и регрессивную части крупного ритма, построены по регрессивному типу. Огибающая эти ритмы и образует более или менее симметричный теоретический клин фаций.

Рассмотренный выше характер стратиграфических и литофациальных соотношений в осадочных формациях платформенных областей, имеющих, как выяснилось впоследствии, весьма широкое распространение, одним из первых установил еще А.П. Карпинский (1887) на классическом примере корреляции отложений терригенных и карбонатной толщ в среднем и верхнем девоне центральных и северо-западных районов Русской платформы. Он убедительно показал, что в направлении от района Москвы к Приладожью песчаники верхней терригенной толщи постепенно замещают в последовательности сверху вниз карбонатную фацию верхнего и верхов среднего девона вплоть до полного выклинивания известняков и слияния между собой песчаников верхней и нижней терригенных толщ, тогда как нижняя граница карбонатного клина-изображена изохронной и параллельной границе среднего и верхнего отделов девона. По существу, это — ярчайший пример довольно крупного раннеасимметричного седиментационного ритма в составе платформенного чехла.

В начале 50-х годов нынешнего столетия широкое распространение подобной закономерности строения нефтегазосодержащих осадочных толщ в палеозое на востоке Русской платформы (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция) привлекло внимание ряда геологов: В.А. Долицкого (1956), М.Ф. Мирчинка (Мирчинк, Бухарцев, 1956), В.П. Бухарцева (Бухарцев, Никишин, 1962), В.И. Никишина (1956, 1962), А.Р. Кизикеева (1959) и других, изучавших вопросы детального расчленения и корреляции этих отложений в связи с распространением в них залежей нефти и га-

за и разработавших основы ритмофациального анализа в его современном виде.

В результате этих исследований были предложены существенные коррективы представлений о стратиграфии девонских, каменноугольных и пермских отложений Урало-Поволжья и особенностях их нефтегазоносности. В частности, с большей достоверностью был установлен позднеживетский возраст основных нефтеносных горизонтов в терригенном комплексе девона, разработан вопрос о гетерогенном строении нефтегазосодержащих терригенных толщ нижнего и среднего карбона (соответственно на границе турнейского и визейского, башкирского и московского ярусов). В.П. Бухарцев с соавторами (К морфологии..., 1961) исследовал характер асимметрии литофациального замещения в среднем девоне востока Русской платформы при помощи статистических методов, в результате чего было убедительно показано, что скорость распространения карбонатных литофаций к северо-западу при частных трансгрессиях морского бассейна приблизительно в три раза превышала скорость продвижения терригенных литофаций к юго-востоку во время частных регрессий и что, следовательно, тектонический режим региона в среднедевонскую эпоху изменялся по раннеасимметричному периодическому закону.

В дальнейшем ритмофациальные исследования по методике, первоначально разработанной на материале среднего и верхнего палеозоя востока Русской платформы, были распространены на нефтегазосодержащие отложения самого различного возраста и фациально-формационного облика, образующие чехлы древних и молодых платформ, а именно на озерно-континентальные мезозойские и кайнозойские толщи Джунгарской впадины (Никишин, 1958); на терригенный и галогенно-карбонатный комплексы верхнего докембрия и нижнего палеозоя юга Сибирской платформы, отчасти на терригенный мезозой северо-востока последней, а также Западно-Сибирской плиты (Никишин, 1969, 1972, 1973) и, наконец, на терригенный кембрий северо-запада Русской платформы (Чепиков и др., 1972). Это позволило поставить и частично решить ряд важных вопросов, касающихся строения перечисленных нефтегазоносных толщ.

К весьма близким выводам относительно закономерностей строения нефтегазосодержащих осадочных формаций платформенных областей и методическим приемам исследований пришли: на материале по среднему карбону Башкирии — В.М. Лайкам (1969); по мезозою Западной Сибири — Л.Я. Трушкова (1970); по нижнему и среднему кембрию Прибалтики — Л.Н. Лашкова (1973). К ритмофациальному направлению геологический исследования близки также работы С.В. Тихомирова (1967 и др.) по вопросам этапности осадконакопления.

Особенно перспективно применение ритмофациального метода для выяснения закономерностей распространения коллекторов нефти и газа и непроницаемых пород-покрышек в отложениях платформенного чехла. Авторами данной статьи с позиций ритмофациального анализа были рассмотрены (Чепиков, Никишин, 1971) особенности распространения пород-коллекторов в палеозойских отложениях древних платформ, которые, несомненно, являются характерными и для отложений более позднего возраста, слагающих чехол молодых платформ (Трушкова, 1970; Никишин, 1972).

На рис. 3, в изображена принципиальная схема возможного распространения ловушек и залежей нефти (и/или газа) в терригенных и карбонатных породах в системе седиментационных ритмов платформенного чехла. Как видно из этого рисунка, песчаные и карбонатные коллекторы обычно приурочены к верхним частям малых и средних ритмов, тогда как нижняя часть ритма, как правило, образует покрывку, экранирующую коллектор верхов предыдущего ритма. В глинисто- и галогенно-карбонатных толщах карбонатные коллекторы тяготеют к нижним и средним частям ритмов, располагаясь под глинистой или сульфатно-соленосной покрывкой, слагающей верхи ритма. В отдельных случаях песчаные коллекторы являются базальными пачками наиболее крупных ритмов седиментации, залегая над поверхностями длительных континентальных перерывов. Иногда благоприятные для формирования коллекторов условия создаются по обе стороны от поверхности несогласия — в прилегающих друг к другу частях соседних ритмов, в результате чего образуются горизонты коллекторов (чаще всего песчаных) сложного, гетерогенного строения.

Фашиальное выклинивание пород-коллекторов внутри ритмов и несогласное срезание их экранирующими породами основания вышележащего ритма создают предпосылки образования литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа. Для решения актуальной задачи успешного поиска таких ловушек первостепенное значение приобретает изучение осадочной ритмичности, литофашиальных изменений и фашиальных несогласий внутри ритмов, перерывов осадконакопления и стратиграфических несогласий на границах ритмов, т.е. ритмофашиальный анализ осадочных толщ в условиях платформ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухарцев, В.П., Никишин В.И.* О некоторых общих принципах стратификации отложений верхнего палеозоя Волго-Уральской области. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 217—223.
- Вассоевич Н.Б., Гладкова Е.Г.* О необходимости упорядочения терминологии, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., "Наука", 1973, с. 9—31.
- Дафь П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М., "Мир", 1971. 284 с.
- Долицкий В.А.* Перерывы в осадконакоплении девона восточной части Русской платформы. — В кн.: Нефтегазоносность Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 246—254.
- Каргодин Ю.Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Каргодин Ю.Н.* Взаимоотношение седиментационных циклокомплексов в разрезах нефтегазоносных бассейнов. — "Докл. АН СССР", 1975, т. 220, № 6, с. 1414—1416.
- Карпинский А.П.* Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. — "Зап. Акад. наук", 1887, т. 55, прил. 8, с. 1—36.
- Кинзигеев А.Р.* Опыт изучения терригенной толщи девона северной Башкирии в связи с перспективами нефтегазоносности. М., ГОСИНТИ, 1959. 53 с.
- К морфологии литофашиального замещения в среднем девоне востока Русской платформы. — "Докл. АН СССР", 1961, т. 139, № 5, с. 1170—1180. Авт.: В.П. Бухарцев, Т.П. Скоропелова, Е.А. Строева, З.С. Устинова.
- Лайкам В.М.* Ритмичность и строение отложений среднего карбона северо-западной Башкирии и перспективы их нефтеносности. — В кн.: Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. М., "Наука", 1969, с. 172—175.

- Лашкова Л.Н.* Некоторые вопросы фациального и палеогеографического анализа нефтеносных отложений кембрия южной Прибалтики. — В кн.: Вопросы нефтеносности Прибалтики. ("Труды ЛитНИГРИ", вып. 24). Вильнюс, "Минтис", 1973, с. 5–14.
- Мирчинк М.Ф., Бухарцев В.П.* Об условиях распределения нефтяных залежей в девоне Волго-Уральской области. — В кн.: Нефтегазоносность Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 49–55.
- Никишин В.И.* Условия формирования нефтяных залежей Самарской Луки и смежных районов Куйбышевского Заволжья. — В кн.: Нефтегазоносность Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 31–48.
- Никишин В.И.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности континентальных мезо-кайнозойских отложений Джунгарской впадины. — В кн.: Аннотации работ по геологии нефти и газа за 1957 год. М., Ин-т нефти АН СССР, 1958, с. 90–91.
- Никишин В.И.* Периодичность осадконакопления и установление принципов ритмостратиграфии на примере верхнепалеозойских отложений Урало-Поволжья. — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.". 1962, т. 37, № 4. с. 136–137.
- Никишин В.И.* Ритмостратиграфические принципы расчленения и корреляции разрезов верхнего докембрия и нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. — "Труды СНИИГГИМС", 1969, вып. 98, с. 77–79.
- Никишин В.И.* Ритмофациальная методика детального расчленения и корреляции осадочных толщ Сибири в связи с выявлением закономерностей распространения коллекторов. — В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М., ИГиРГИ, 1972, с. 57–60.
- Рухин Л.Б.* О седиментационной ритмичности в карбонатных толщах платформ. — В кн.: Фашии и геохимия карбонатных отложений. Ленинград—Таллин, ВСЕГЕИ, 1973, с. 87–89.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953. 671 с.
- Тихомиров С.В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., "Недра", 1967. 268 с.
- Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н.* Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири. — "Докл. АН СССР", 1974. т. 214, с. 1156–1159.
- Трушкова Л.Я.* О методике корреляции продуктивных отложений юры и неокома Западной Сибири. — "Геол. и геофиз.", 1970, № 10, с. 69–77.
- Чепиков К.Р., Никишин В.И.* О некоторых закономерностях формирования и распространения коллекторов нефти и газа в палеозойских отложениях древних платформ. — В кн.: Состояние и перспективы изучения коллекторов нефти и газа (IV Всесоюз. совещ. по коллекторам нефти и газа). М., ВНИГНИ, 1971, с. 239–242.
- Чепиков К.Р., Никишин В.И., Лашкова Л.Н.* Особенности строения нефтесодержащей терригенной толщи кембрия Балтийской синеклизы и распространения в ней песчаных коллекторов. — В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М., ИГиРГИ, 1972, с. 52–56.

О ЦИКЛИЧНОСТИ РАЗВИТИЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛИТ

В пределах эпипалеозойских плит, как и в других тектонических зонах Земли, выделяется многопорядковая цикличность геологического развития, которая выступает прежде всего как трансгрессивно-регрессивная периодичность. В пределах молодых, или эпипалеозойских, платформ (в отличие от древних) выделяется один крупный цикл развития — альпийский мегацикл. С ранней перми до позднего мела на Западно-Европейской и с начала юры до позднего эоцена на Центрально-Евразийской молодых платформах постепенно расширялись площади и одновременно постепенно, хотя и неравномерно, увеличивалась роль морских фаций. С начала палеогена на Западно-Европейской и с олигоцена на Центрально-Евразийской платформах начали развиваться регрессии, достигшие максимума в антропогене.

На фоне мегацикла четко выделяются циклы II порядка. Примерами их могут служить юрско-валанжинский на Западно-Сибирской и юрский на Туранской плитах, а также триасовый на Западно-Европейской платформе. Мегацикл и циклы II порядка находят отражение в строении формационных рядов чехла. Цикличность более высоких порядков (III, IV и т.д.) выражена во внутреннем строении отдельных формаций.

Трансгрессивные и регрессивные этапы (фазы) геологических циклов выделяют все исследователи, однако для крупных геологических циклов (мегацикла и циклов II порядка) возможно и целесообразно разделение на более дробные стадии. С.Н. Бубнов (1960) выделил в каждом крупном цикле шесть фаз: эмерсию, следующую за регрессией и характеризующуюся преимущественно континентальным осадконакоплением; первую трансгрессию; вторую трансгрессию; инундацию, отличающуюся максимальными по охвату площадями погружениями; дифференциацию, характеризующуюся началом поднятий в одних районах и продолжением интенсивных погружений в других; регрессию. Таким разделением цикла на стадии (фазы) мы воспользуемся ниже.

Н.Б. Вассоевич определяет цикл как единичный последовательный (непрерывный) ряд чем-либо связанных между собой явлений. С этих позиций любой единичный непрерывный ряд перечисленных выше фаз можно рассматривать в качестве цикла. Согласиться с таким подходом трудно: ведь в этом случае произвольно выбранную часть цикла можно считать целым циклом. Следует, видимо, говорить о завершенном последовательном ряде связанных между собой явлений. Не всякий стадийный процесс может считаться циклом. Ряд фаз может образовывать цикл при условии, если фазы, одна из которых предшествует первой, а другая следует за последней в ряду, не могут быть включены в данный цикл и должны относиться соответственно к предшествующему и последующему циклам. Только при таком подходе цикл будет соответствовать "витку спирали диалектического развития", как и толкует понятие цикла Н.Б. Вассоевич (1975). Сделанная оговорка к определению представляется нам существенной. О том, что цикл обязательно должен содержать элемент возврата

к исходному положению, пишут Г.А. Иванов, А.В. Македонов и Н.В. Иванов (1975) и др.

Вместе с тем реальные геологические циклы далеко не всегда включают все фазы, т.е. являются неполными. Так, например, юрско-валанжинский цикл II порядка в Западной Сибири обрывается на фазе дифференциации, палеогеновые циклы II порядка на всех плитах Центрально-Евразийской платформы лишены фазы эмерсии, фаза регрессии редуцирована в меловых циклах II порядка.

Выявляется неполная синхронность циклов и их фаз на разных плитах, а иногда и в разных частях одной плиты. Так, в западном Предкавказье весьма четко обособляются меловой и палеогеновый циклы II порядка, а в Восточном Предкавказье неокончательный и сенон-кайнозойский. Асинхронность циклического развития указывает на невозможность объяснения природы циклов эвстатическими колебаниями Мирового океана и подтверждает тектоническую природу крупной трансгрессивно-регрессивной цикличности.

Содержание цикличности геологического развития на молодых платформах, как и на платформах вообще, оказывается более широким, чем просто последовательное развитие трансгрессий и регрессий, обусловленных общими погружениями и общими поднятиями крупных территорий. В частности, устанавливается связь цикличности с периодичностью формирования структурных элементов эпипалеозойских плит.

Связь кинематики структурной дифференциации молодых платформ с фазами мезозойско-кайнозойского мегацикла была рассмотрена ранее (Крылов, 1973). Выяснено, что наиболее интенсивный относительный рост большинства крупных и средних по масштабу структур чехлы эпипалеозойских плит относится к начальным этапам мезозойско-кайнозойского мегацикла — к фазе эмерсии. К этому же времени приурочена наибольшая скорость поднятия в пределах выступов складчатого фундамента и в ряде случаев активная эффузивная деятельность. Затем постепенно происходит снижение тектонической активности молодых платформ (фазы первой и второй трансгрессий и инундации).

Новая активизация тектонической дифференциации молодых платформ приурочена ко второй половине мезозойско-кайнозойского цикла, к тому моменту, когда происходит смена максимальных трансгрессий постепенно развивающимися регрессиями. Проявляется она не повсеместно, но для отдельных территорий играет большую роль в формировании современного структурного плана. С этим периодом связано новое усиление магматизма. Характерно, что кайнозойская активизация в одних районах захватывает только фазу дифференциации (восточные районы Западно-Европейской платформы, западные районы Туранской плиты), в других распространяется и на заключительную фазу мегацикла — регрессию (западные районы Западно-Европейской платформы, восточные районы Туранской плиты).

Однако выявляется значительное число отклонений от общей схемы развития тектонической дифференциации молодых платформ в течение платформенной стадии развития. Так, на Западно-Сибирской плите зафиксированы многочисленные случаи максимальной интенсивности формиро-

вания структур не в ранне-среднеюрское время, а в раннемеловое, особенно в готерив-барремское (Кулундинская впадина, Вагай-Ишимский выступ, Тазовский свод и др.). Для таких крупных тектонических элементов, как Межовский свод, Юганская впадина, Нижнеуртовский свод, Средне-васюганский свод, интенсивность формирования в готерив-барремское и ранне-среднеюрское время была вполне соизмерима.

В апт-сеноманское время интенсивно развивалось небольшое число крупных элементов (Усть-Енисейская синеклиза, Пурпейский свод). В позднемеловое и палеоцен-эоценовое время все крупные структурные элементы плиты формировались замедленно.

Как отмечают В.Д. Наливкин, В.С. Лазарев, М.Я. Рудкевич, И.В. Литвиненко, И.И. Ростовцев, Ф.Г. Гурари, И.И. Нестеров и другие исследователи, локальные структуры в Западной Сибири сформировались в основном за юрское и раннемеловое время, причем этапами наиболее интенсивного их роста для большинства структур являлись ранне-среднеюрский, валанжинский или готерив-барремский, что соответствует начальной и заключительной стадиям юрско-валанжинского и начальной стадии (эмерсии) мелового циклов II порядка.

Для Туранской плиты, кроме интенсивного формирования структур в фазу эмерсии (ранняя и средняя юра), ускоренный рост поднятий связывается с самым концом юрского цикла второго порядка и начальной фазой мелового цикла II порядка.

Для Восточного Предкавказья (Прикумский район) интенсивный рост локальных поднятий приходится на конец неоком-туронского цикла II порядка (предсантонский перерыв), в Западного Предкавказья — на конец мелового и самое начало палеогенового цикла II порядка.

Следовательно, отмечается связь кинематики формирования структур чехла эпипалеозойских плит не только с определенными (начальными или заключительными) фазами мегацикла (эмерсия, в меньшей степени первая трансгрессия, дифференциация, а иногда регрессия), но и с одноименными фазами циклов II порядка.

Известны, правда, случаи, когда эта связь нарушается. Примером является интенсивное формирование в юрское время трогов (линейных прогибов) на Североморской синеклизе Западно-Европейской платформы (Гифхорн, Хайде-Этцель и др.). Этот этап интенсивного структурообразования относится к средней части мегацикла и не связан ни с начальными, ни с заключительными фазами юрского цикла II порядка. Следует отметить, что подобные случаи весьма многочисленны и касаются преимущественно формирования депрессий разного типа.

С тектоно-седиментационной цикличностью II порядка на эпипалеозойских платформах связаны перестройки структурного плана, наиболее существенные из которых относятся к кайнозою и совпадают с активизацией тектонических движений в фазы дифференциации и регрессии мегацикла. В Предкавказье это олигоценая и миоценовая перестройки на большей части территории, в Восточном Предкавказье — позднелигоценая, в юго-восточной части Туранской — олигоценая, в восточной части Западно-Европейской платформы — перестройка в конце мела — начале палеогена, в западной части Западно-Европейской платформы — олигоценая

вая и т.д. К заключительным фазам циклов II порядка в трансгрессивной части мегацикла приурочены значительные перестройки, имеющие в основном частный характер. Так, в конце юрского цикла прекратили свое развитие палеопрогибы Промысловско-Цубукский в Предкавказье и Кимирекский на Туранской плите, превращенные впоследствии в поднятия (Крылов, 1969).

С цикличностью геологического развития связано обособление в разрезе земной коры структурных ярусов. Возникновение их в чехле молодых платформ обусловлено в основном цикличностью II порядка. Так, на Туранской плите в зоне распространения юрских отложений повсеместно выделяется юрский (и рэт-юрский) структурный ярус, на Центрально-Каракумском своде обособляются меловой и палеогеновый ярусы, четко выделяется неоген-четвертичный ярус, включающий отложения начиная либо со среднего миоцена (западная часть плиты), либо со среднего или верхнего олигоцена (восточная) часть. Отмеченные четыре структурных яруса соответствуют тектоно-седиментационным циклам II порядка.

Наиболее резко по структуре отличается от нижележащих неоген-четвертичный структурный ярус, что происходит вследствие интенсивной активизации структуроформирования в начале (восточные районы) или в конце (западные районы плиты) фазы дифференциации мегацикла. Поэтому комплексы юрско-нижнемиоценовый в западных районах или рэт-нижнеолигоценый в восточных часто выделяют в целом в качестве структурных ярусов I порядка внутри платформенного чехла, противопоставляя им соответственно среднемиоцен-антропогеновый или среднеолигоцен-антропогеновый ярусы того же порядка. Такой подход оправдан с собственно структурных позиций, хотя и не является точным с точки зрения анализа циклического развития.

В западных районах Туранской плиты среднемиоцен-антропогеновый структурный ярус расчленяется на два: среднемиоцен-нижнеплиоценовый и верхнеплиоцен-четвертичный, соответствующие циклам III порядка. В других районах нет структурно обособленных комплексов, связанных с циклами III порядка.

В ряде районов Западно-Европейской платформы также четко выделяются структурные ярусы, сопоставляемые с цикличностью II порядка. Для большей части Западно-Сибирской плиты уверенное расчленение чехла на структурные ярусы произвести нельзя, так как длительный процесс формирования структурного плана не сопровождался здесь крупными региональными перерывами, в результате чего изменения структурных форм по разрезу происходят в основном постепенно, без скачков на каких-либо определенных стратиграфических рубежах.

Таким образом, цикличность развития определяет основные закономерности структурной дифференциации, проявление перестроек плана и обособление структурных ярусов на платформах, увязывая все эти явления в общую систему развития, подобную системе развития, устанавливаемой для геосинклинальных областей (Белоусов, 1954; Хаин, 1973; и др.).

Цикличность развития эпипалеозойских плит обуславливает также и закономерности седиментогенеза. При этом мегацикл определяет общий

фон направленного развития платформенного осадконакопления, а с цикличностью II порядка связаны периодическое повторение сходных обстановок в истории формирования чехла и образование одноименных или близких в чем-либо формаций. А.А. Трофимук и Ю.Н. Карогодин (1974) рассмотрели вопрос о закономерной повторяемости толщ коллекторов и покрышек в чехле молодых платформ, связанной с разнопорядковой цикличностью. Цикличностью развития II порядка обусловлены повторяемость в разрезе и закономерное положение (среди других толщ) формаций, обогащенных рассеянным органическим веществом. Формирование некоторых битуминозных толщ, расположенных внутри формаций, обедненных в целом органическим веществом, как правило, связано с цикличностью III порядка. Примером таких свит может служить так называемый "вонючий сланец" в серии Страсбург верхнепермской эвапоритовой формации Западно-Европейской платформы. Можно считать, таким образом, что существует цикличность накопления рассеянного органического вещества в осадочных породах, которая связана с цикличностью седиментогенеза, определяется ею и является составным звеном единой тектоно-седиментационной цикличности.

Повторяемость (в разрезе) свит, обогащенных органическим веществом, создает возможности для последовательного или одновременного протекания процессов нефтегазообразования в нескольких формациях, в том числе и в нескольких формациях чехла молодых платформ. Вместе с тем обязательное условие реализации процессов нефтегазообразования — это погружение потенциальных нефтегазопроизводящих свит на значительные глубины, в связи с чем в ряде случаев только нижние формации оказываются действительно продуцирующими углеводороды. Так, на Скифской и Туранской плитах основной продуцирующей толщей является ниже-среднеюрская терригенная субугленосная формация, в более ограниченных масштабах генерация протекала в карбонатной формации келловей—оксфорда и в очень ограниченных — в межсолевой карбонатной субфации кимеридж—титона. Меловые—кайнозойские отложения, среди которых имеются свиты, обогащенные органическим веществом, видимо, не генерировали углеводородов. Эту точку зрения разделяют ныне Е.А. Барс, И.П. Жабров, В.Д. Наливкин, Г.П. Сверчков, В.Я. Соколов и многие другие исследователи.

Полностью разделяя точку зрения о существовании цикличности накопления рассеянного органического вещества, авторы настоящей статьи считают недостаточно строгим понятие цикличности нефтегазообразования (О цикличности..., 1972; и др.). Стадийность процесса нефтегазообразования, совершенно справедливо отмечаемая С.А. Максимовым, Н.А. Еременко, Т.А. Батневой, Р.Г. Панкиной, М.К. Калинко и др., не дает, по нашему мнению, оснований считать его цикличным. Если предъявлять к понятию цикла такие же требования, как к "витку спирали", о чем мы писали выше, то процесс нефтегазообразования, включающий (по С.П. Максиму и другим исследователям) стадии, или этапы, накопления органического вещества в осадке, диагенеза и эмиграции, региональной миграции и образования залежей и, наконец, переформирования и разрушения залежей, должен рассматриваться как часть цикла — круговорота углерода в атмосфе-

ре, биосфере и литосфере. Таким образом, нефтегазообразование — стадийный, но не циклический процесс. Что касается повторяемости процессов нефтегазообразования в земной коре, а иногда и в чехле одной и той же эпипалеозойской плиты, то здесь мы имеем дело с разными процессами, разбросанными в пространстве (вертикальном разрезе) и обычно накладывающимися друг на друга во времени. В случае нефтегазообразования "циклы" не следуют один за другим, не сменяют друг друга во времени как тектоно-седиментационные циклы, а развиваются одновременно со смещением в стадиях (фазах).

* * *

Таким образом, на примере молодых платформ уверенно устанавливается общая многопорядковая циклическость геологического развития тектонического происхождения. Составными частями ее являются циклическость развития седиментогенеза, включая циклическость накопления в осадках органического вещества и периодичность образования свит коллекторов и покрышек, и циклическость непрерывного процесса структурообразования, связанная с общими, периодически изменяющимся режимом земной коры и обуславливающая обособление структурных этажей в вертикальном разрезе.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960. 233 с.
- Вассоевич Н.Б.* О периодичности, ритмичности, циклическости, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и соответствующей терминологии. — В кн.: Циклическость осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. (Тезисы докл. Всесоюз. конф.). Новосибирск, ИГиГ, 1975, с. 6—7.
- Иванов Г.А., Македонов А.В., Иванов Н.В.* Методы изучения ритмичности (циклическости) осадочных толщ. Препринт 3. Конф. "Циклическость осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых". Новосибирск, ИГиГ, 1975. 29 с.
- Крылов Н.А.* О перестройках структурного плана в процессе развития молодых платформ. — "Геотектоника", 1969, № 4, с. 62—74.
- Крылов Н.А.* Тектоническая дифференциация молодых платформ. — "Геотектоника", 1973, № 5, с. 75—82.
- О циклическости процессов нефтегазообразования. — В кн.: Губкинские чтения к 100-летию со дня рождения. М., "Недра", 1972, с. 256—266. Авт.: С.П. Максимов, Н.А. Еременко, Т.А. Ботнева и др.
- Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н.* Принципы районирования нефтегазоносных бассейнов в аспекте циклическости седиментогенеза. — "Геол. и геофиз.", 1974, № 3, с. 12—19.
- Хайн В.Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., "Недра", 1973. 510 с.

МЕГАЦИКЛИЧНОСТЬ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРКМЕНИИ И РАЗМЕЩЕНИЕ В НИХ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИХ И НЕФТЕГАЗОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ

Идея о цикличности распределения углеводородов в земной коре находит в последние годы все большее развитие (Акрамходжаев, 1973; Каро-годин, 1974; и др.). Н.Ю. Успенская (1952, 1967) сформулировала положение, согласно которому нефтегазоносные комплексы в пределах молодых и древних платформ приурочены к трансгрессивным частям крупных, циклически построенных геологических тел — мегациклотем (называемых Н.Ю. Успенской макроритмами) и к интервалам больших градиентов нисходящих движений. Многочисленные публикации позволяют считать, что это положение в общем виде правильно, имеет характер закономерности и потому может быть названо закономерностью Успенской. Анализ цикличности юрских и меловых отложений Туркмении позволяет развить и уточнить это положение, указав, что основные скопления углеводородов приурочены только к определенным частям трансгрессивных серий.

Юрская и меловая системы запада Средней Азии слагают нижнюю и среднюю части альпийского структурно-формационного комплекса и отвечают во времени эпохе формирования платформенного покрова Туранской плиты и геосинклинального развития территории Туркмено-Хорасанской мегантиклинория. В некоторых районах в самых низах комплекса условно выделяются рэтские отложения, образующие (вместе с лейасовыми) базальную боксито-сидеритовую терригенную формацию.

В общем плане в строении альпийского комплекса отчетливо проявляется почти полная завершенность его как громадного, циклически построенного тела, которое может быть названо суперциклотемой. Одним из первых это заметил Н.А. Крылов (1970), выделивший мезо-кайнозойский этап в развитии молодых платформ в единый крупный ритм, именуемый им мегациклом. Рэт-юрские отложения отделены на многих участках от герцинских образований стратиграфическим несогласием, знаменуя начало активных прогибаний земной коры, которые, однако, происходили еще на фоне существовавшей структурной дифференцированности территории. Меловые и палеогеновые отложения отвечают времени широкого развития прогибаний, охвативших почти всю рассматриваемую территорию. Завершают альпийский комплекс неоген-четвертичные, преимущественно мелко-водно-морские и континентальные отложения, формирование которых на основной площади сопровождалось интенсивным структурообразованием, а на юге — обращением миогеосинклинали и горообразованием. Мощность альпийской суперциклотемы достигает 10–12 тыс. м, время ее формирования — примерно 200 млн. лет.

Альпийский комплекс, представляющий суперциклотему, состоит из ряда сложных трансгрессивно-регрессивных циклических тел — мегациклотем, стратиграфические объемы которых в нижней и средней частях суперциклотемы соответствуют юрской, меловой и палеогеновой системам. Как юрская, так и меловая мегациклотема начинается континентальными

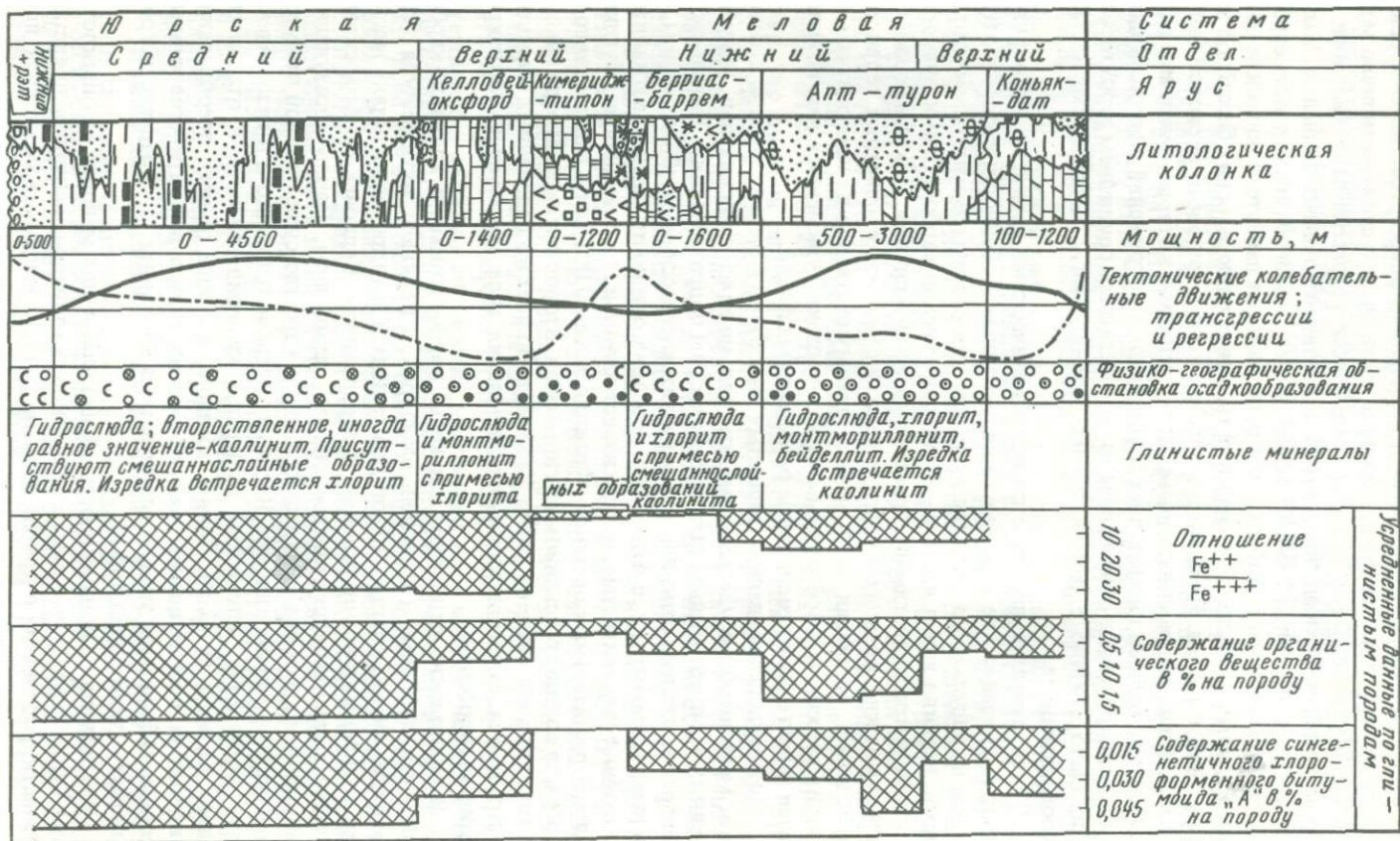
(на севере и востоке Туркмении), лагунными или трансгрессивно-морскими накоплениями. Основная, средняя часть систем сложена типично морскими образованиями, которые сменяются регрессивными фациями — мелководно-морскими, лагунными и континентальными (Крылов, Мальцева, 1967; Алланов, 1968; Ташпиев, 1971). Такая закономерность строения систем отражает глобальные и региональные палеотектонические движения, определявшие палеоландшафты и эволюцию морских бассейнов запада Средней Азии. Начальные этапы юрского и мелового периодов были относительно малоамплитудными погружениями, которые сменялись длительными этапами интенсивных и устойчивых погружений, завершавшихся в конце периодов обмелением моря и частичным осушением территории. Это было связано с региональными поднятиями, осложненными складкообразованием.

Такое развитие наряду с палеоклиматическими изменениями определило литологическое строение толщ, основные особенности которых отражены на рисунке. Так, нижняя и средняя юра сложена терригенными породами, верхняя юра и неоком — преимущественно карбонатными, эвапоритовыми и красноцветными терригенными отложениями. Покрывающий их апт-туронский комплекс почти нацело состоит из сероцветных терригенных пород, остальная часть мела — преимущественно из карбонатных. В самых верхах меловой системы на юго-востоке Туркмении вновь появляются терригенные красноцветы регрессивных фаций.

По результатам анализа глинистых минералов в разрезе юрской и меловой мегациклотемы удается наметить ряд минералогических зон, приуроченных к определенным стратиграфическим подразделениям. Нижне-среднеюрские глины, относящиеся к раннетрансгрессивным образованиям, — серые, темно-серые; в отдельных прослоях они почти черные, аргиллитоподобные, алевритистые, иногда известковистые, с включениями обуглившихся растительных остатков. Фракция менее 0,001 мм в глинах данного возраста состоит в основном из гидрослюдов. Второстепенное, иногда равное с гидрослюдой значение имеет каолинит. Во всех исследованных образцах встречаются смешаннослойные образования типа монтмориллонитизированных гидрослюдов.

Верхнеюрские отложения сложены карбонатными и глинисто-карбонатными породами (келловей, оксфорд), а верхнюю часть разреза (кимеридж-титон) слагают толщи галогенных и ангидритовых пород, местами красноцветных песчаников и алевролитов. Келловей-оксфордскими глинами завершаются трансгрессивные серии юры. Породообразующим минералом здесь является гидрослюда, в качестве существенной примеси выступает монтмориллонит. Каолинит встречается редко и в незначительном количестве. Глинистые минералы кимеридж-титонских отложений нами изучены не были. Таким образом, на фоне общего преобладания гидрослюдов в минеральном составе юрских глин в раннетрансгрессивных сериях наблюдается значительная примесь каолинита, а в позднетрансгрессивных — монтмориллонита.

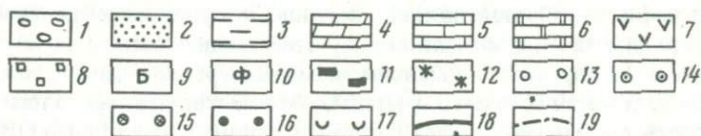
Аналогичная закономерность характерна и для меловой мегациклотемы Туркмении. В неокомских отложениях глинистые минералы представлены гидрослюдами и приблизительно равным количеством хлорита, при-



месью каолинита и смешаннослойных образований. В минеральной ассоциации апт-сеноманских глин преобладают гидрослюды и (в равном количестве) смешаннослойные образования. В качестве примеси присутствуют монтмориллонит, бейделлит, хлорит, реже — каолинит. В вышележащих трансгрессивных отложениях также наблюдаются разбухающие минералы, которые в некоторых районах (например, на крайнем юго-востоке республики) преобладают над остальными составляющими глинистой фракции менее 0,001 мм (Эгамбердыев и др., 1971).

Если обратиться к рассеянному органическому веществу (ОВ) юрских и меловых отложений, то в его количественном распределении по разрезу, составу и геохимическим условиям накопления также наблюдаются два цикла (см. рисунок). В ниже-среднеюрских глинах, характеризующихся высокими значениями отношения $\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$, содержание ОВ на отдельных локальных поднятиях колеблется от 0,67 до 4% и более, составляя в среднем около 1,8% на породу¹. Изучение концентрированного нерастворимого ОВ, проведенное К.Ф. Родионовой и О.П. Четвериковой (1968), показывает, что ОВ в этой части разреза имеет сапропелево-гумусовый состав с существенным преобладанием гумуса. Битуминозность глинистых пород здесь высокая — среднее содержание сингенетичного хлороформенного битумоида А (ХБА) составляет в них 0,050%. В отдельных участках разреза нижней и средней юры наблюдаются прослой углей, имеющие на западе республики промышленное значение.

В позднетрансгрессивных келловей-оксфордских глинистых породах, формировавшихся в восстановительной и резковосстановительной обстановке, но при ограниченном поступлении в бассейн гумусового вещества, содержание ОВ изменяется от 0,38 до 2% и составляет в среднем 0,77%. В отличие от ОВ ниже-среднеюрских пород органическое вещество келловей-оксфордских глин имеет преимущественно гумусово-сапропелевый состав. Среднее содержание сингенетичного ХБА равно 0,036%; в углево-



Сводный литолого-геохимический разрез юрско-меловых отложений Туркмении и основные особенности их мегациклического строения

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — глины и аргиллиты; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — галиты; 9 — бокситоносность пород; 10 — фосфоритоносность; 11 — угленосность; 12 — красноцветность пород; 13 — мелководное море с нормальной соленостью; 14 — относительно глубоководное море с нормальной соленостью; 15 — опресненные участки моря и лагуны; 16 — засоленные участки моря и лагуны; 17 — материковые и прибрежные равнины; 18 — условная кривая тектонических колебательных движений; 19 — кривая развития трансгрессий и регрессий

¹ При пересчетном коэффициенте 1,33.

дородном его составе преобладают метано-нафтенновые фракции. В выше-лежащих регрессивных отложениях кимериджа—титона, формировавшихся в морях и лагунах с повышенной соленостью, на прибрежных и материковых равнинах, содержание ОВ резко падает и составляет в красноцветных терригенных породах не более 0,2–0,3%.

Континентальные красноцветные отложения неокома, залегающие на юге Туранской плиты на юрских образованиях с угловым несогласием, характеризуются малыми величинами отношения $\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$ и содержания ОВ. Значения последнего не поднимаются выше 0,2%, а битумоиды практически отсутствуют. В сероцветных неокотских морских глинах содержание ОВ колеблется от 0,25 до 1,5%, а содержание ХБА — от 0,001 до 0,015% на породу (Акмурадов и др., 1972).

В апт-туронских глинах мелководного и относительно глубоководного морского генезиса, продолжающих трансгрессивные серии мела, отношение $\frac{Fe^{++}}{Fe^{+++}}$ возрастает до 11–14. Содержание ОВ в них на юге колеблется от 0,14 до 1,03% на породу, в Центральной Туркмении — от 0,43 до 2,13%, на востоке республики — от 0,46 до 2,62%. Среднее значение содержания ОВ в аптских и альбских глинах (так же, как и битумоидов) выше, чем в глинах сеномана и турона (см. рисунок).

Сенонские отложения Туркмении отвечают времени максимальной трансгрессии мелового моря, а также существенной аридизации климата. В преимущественно мелководных глинисто-карбонатных отложениях центральных районов республики содержание ОВ редко превышает 0,1–0,2%, а битумоидов — 0,001%. На востоке республики в связи с более глубоководным генезисом отложений ОВ, по данным О.В. Барташевич (1965), составляет 0,1–1%, битумоиды 0,01–0,5% на породу. Среднее содержание ОВ в сенонских глинах равно 0,72%, ХБА — 0,037%.

Таким образом, из рассмотрения основных особенностей строения юрской и меловой мегациклотом Туркмении, состава глинистых минералов и ОВ пород можно заметить, что глинистые толщи, наиболее благоприятные для нефтегазообразования, как правило, приурочены к средним и частично верхним частям мегациклотом, отвечающим этапам интенсивных тектонических опусканий и максимумам трансгрессий. Самые нижние и верхние части мегациклотом значительно беднее глинистыми толщами, которые здесь обычно характеризуются невысоким содержанием ОВ, преимущественно кислыми битумоидами, большой карбонатностью и почти полным отсутствием разбухающих минералов.

Циклическим строением меловой и юрской систем рассматриваемого региона определяется и распространение по разрезу гранулярных и трещинных коллекторов, первые из которых приурочены преимущественно к ранне-среднетрансгрессивным и позднерегрессивным, а трещиновато-гранулярные, кавернозные и трещинные карбонатные коллекторы — в основном к позднетрансгрессивным и раннерегрессивным частям мегациклотомы.

Гранулярные коллекторы нижней и средней юры, отвечающие ранне- и среднетрансгрессивной стадиям древнего бассейна, характеризуются боль-

шим разнообразием емкостно-фильтрационных свойств. Согласно классификации А.А. Ханина, среди них наблюдаются коллекторы всех пяти классов, но наиболее часто встречаются породы низкой и пониженной емкости и проницаемости, что, по-видимому, является следствием главным образом сильной уплотненности отложений. Аналогичными, хотя и несколько повышенными емкостно-фильтрационными свойствами обладают коллекторы верхней юры, с той важной особенностью, что в поздне-трансгрессивных келловей-оксфордских отложениях наряду с гранулярными коллекторами большое распространение получают кавернозные, гранулярно-трещиноватые и трещинные.

Существенное улучшение емкостно-фильтрационных свойств наблюдается в коллекторах меловой мегациклотемы. В терригенных отложениях берриаса—баррема наиболее развиты коллекторы III—II классов, т.е. со средними и высокими значениями проницаемости и емкости. В готеривском ярусе наблюдаются пласты песчаников, открытая пористость которых достигает 30%, а проницаемость — 2000—2500 мД. В апт-туронских отложениях наиболее часто встречаются коллекторы I—III классов (Центральная и Северная Туркмения, Бухарская и Чарджоуская ступени), в южных и юго-восточных районах республики — III—V классов. Повышенная глинистость и карбонатность (преимущественно за счет микрозернистого и афанитового кальцита) пород поздне-трансгрессивной серии сенона определяют существенное ухудшение их коллекторских свойств на всей территории Туркмении. Здесь обычны гранулярные коллекторы IV и V классов, в то время как коллекторы II и III классов встречаются как исключение. Регрессивные серии верхнего маастрихта и дата на большей части региона, как и нижележащие сенонские отложения, имеют весьма низкие коллекторские показатели: карбонатные породы содержат значительную примесь глинистого вещества и являются практически непроницаемыми. Однако на северо-восточной окраине Копетдага в рассматриваемой части разреза появляются мощные толщи песчаников мелководного генезиса, открытая пористость которых составляет 10—25%, а проницаемость — 10—800 мД. Возможно, эти песчаниковые толщи развиты и в Предкопетдагском прогибе (Жмуд, 1973).

Из краткого обзора коллекторских свойств юрских и меловых отложений Туркмении следует, что наиболее благоприятными емкостно-фильтрационными свойствами обладают ранне- и среднетрансгрессивные, в меньшей степени поздне-регрессивные серии. Поздне-трансгрессивные и регрессивные серии значительно менее благоприятны, хотя и здесь при формировании соответствующих типов известняков имеются литологические предпосылки для концентрации значительных масс углеводородов.

По данным большинства исследователей, основная масса углеводородов в рассматриваемых отложениях заключена в верхнеюрских и нижнемеловых коллекторах: на первые падают приблизительно 45—50% всех выявленных на платформенной части республики запасов, а на нижнемеловые — около 35—40%. В нижне-среднеюрских отложениях заключено около 1—3% прогнозных запасов углеводородов, еще меньше — в верхнемеловых трансгрессивных и регрессивных сериях.

Существует мнение, что подобное распределение геологических запасов углеводородного сырья в пределах запада Средней Азии целиком (или, во всяком случае, главным образом) определяется генерацией углеводородов в юрских отложениях. Меловые толщи, согласно этой точке зрения, не являются продуцирующими, и залежи нефти и газа в них сформированы за счет перетока углеводородов из юрских образований. Развернутую и убедительную, на наш взгляд, критику этих представлений дал А.Г. Бабаев (1966), еще раз подтвердивший вывод о том, что нефтегазообразование происходило как в юрских, так и в меловых отложениях за счет собственных нефтегазоматеринских свит. К аналогичному выводу приходят Н.Ю. Успенская (1967) на основании анализа распределения продуктивных свит в разрезе чехла Скифско-Туранской и Западно-Европейской платформ, а также С.Н. Раджабов и З.А. Табасаранский (1971), В.С. Саркисян и В.П. Шугрин (1972) путем сопоставления результатов детальных геохимических исследований газов, нефтей и конденсатов из юрских и меловых отложений Амударьинской и Мургабской впадин.

Анализ мегацикличности средней и верхней нефтегазоносных секций мезозоя Туркмении, выполненный в связи с распределением углеводородов, показывает, что в юрской мегациклотеке основные выявленные нефтегазосодержащие толщи приурочены к позднектрансгрессивной части разреза с благоприятным сочетанием нефтегазоматеринских и коллекторских толщ. Аналогичные условия для генерации углеводородов и формирования их скопления имели место в готерив-альбской среднетрансгрессивной части меловой мегациклотеки, в то время как ее позднектрансгрессивная часть оказалась лишенной хороших коллекторов.

Таким образом, цикличность тектогенеза и развития морских бассейнов определяет циклическое распределение в разрезе нефтегазоматеринских и коллекторских свит, возникающих в процессе литогенеза. Однако последующее формирование значительных скоплений углеводородов и превращение отдельных толщ в нефтегазосодержащие при соответствующих структурно-тектонических предпосылках является следствием благоприятного переслаивания нефтегазоматеринских (нефтегазопроизводящих) и коллекторских пачек, которое чаще всего наблюдается в средне- и позднектрансгрессивных сериях мегациклотеки.

ЛИТЕРАТУРА

- Акмурадов К.А., Алланов А., Ташлиев М.Ш. Об условиях накопления и распределения органического вещества в нижнемеловых отложениях Центральной и Восточной Туркмении. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук", 1972, № 6, с. 82–86.
- Акрамходжаев А.М. Органическое вещество — основной источник нефти и газа (в свете новых лабораторно-экспериментальных данных). Ташкент, "Фан", 1973. 204 с.
- Алланов А. Литология нижнемеловых отложений Восточного Туркменистана и перспективы их нефтегазоносности. М., "Недра", 1968. 180 с.
- Бабаев А.Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., "Недра", 1966. 372 с.
- Барташевич О.В. Органическое вещество мезо-кайнозойского комплекса Туркмении. — В кн.: Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад, "Туркменистан", 1965, с. 208–222.
- Жмуд М.С. Строение и генезис верхнемеловых отложений внешней части Копетдага и прог-

- нозная оценка коллекторских свойств разновозрастных образований Предкопетдагского прогиба. — Автореф. канд. дис. М., 1973. 28 с.
- Карогодин Ю.Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Крылов Н.А.* Формационные ряды чехла молодых платформ. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы). М., "Наука", 1970, с. 85—95.
- Крылов Н.А., Мальцева А.К.* Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., "Наука", 1967. 172 с.
- Раджабов С.Н., Табасаранский З.А.* О региональной миграции углеводородных газов в пределах Амударьинской впадины. — "Геол. нефти и газа", 1971, № 12, с. 22—24.
- Родионова К.Ф., Четверикова О.П.* Об основных типах рассеянного органического вещества пород и его влиянии на образование и состав сингенетичных углеводородов. — "Геол. нефти и газа", 1968, № 10, с. 48—53.
- Саркисян В.С., Шугрин В.П.* Геохимические исследования газов, конденсатов и нефтей при оценке перспектив нефтегазоносности. — "Геол. нефти и газа", 1972, № 2, с. 48—52.
- Ташлиев М.Ш.* Аптские и альбские отложения Центрального и Восточного Копетдага. Ашхабад, Ин-т геологии, 1971. 180 с.
- Успенская Н.Ю.* Некоторые закономерности нефтегазонакопления на платформах. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952. 156 с.
- Успенская Н.Ю.* Закономерности распространения нефтегазоносности в платформенном чехле Скифско-Туранской и Западно-Европейской платформ. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., "Недра", 1967, с. 594—602.
- Эгамбердыев М., Камалов Я., Хикматуллаев Б.С.* Литологии и распределению глинистых минералов в меловых и палеогеновых отложениях юго-западных отрогов Гиссара и Сурханского прогиба. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Узбекистана, вып. 3. Ташкент, "Фан", 1971, с. 89—95.

ОСОБЕННОСТИ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ СОСТАВА И УСЛОВИЯМИ ЗАЛЕГАНИЯ НЕФТЕЙ РАЗНЫХ ЦИКЛОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

В результате изучения физико-химических свойств и структурно-группового состава нефтей Предкавказья нами выделено семь генетических типов. Ранее один из авторов (Ботнева, 1972, с. 189) отмечал, что специфичность состава нефтей каждого генотипа вызвана первичными причинами и связана с разным составом органического вещества материнских пород в разных циклах нефтегазообразования. Такое представление является дальнейшим развитием идей академика И.М. Губкина, который писал: "Накопление органического материала в определенном месте тоже имеет прерывистый характер и не является каждый раз точной копией предыдущего. В составе органического материала могут быть более или менее значительные колебания. Эта разница в составе исходного материала и служит причиной того явления, что в одном и том же месторождении мы имеем разные по своим физическим и химическим качествам нефти" (Губкин, 1937, с. 455). Н.Б. Вассоевич ошибочно полагает, что мы даем классификацию нефтей по возрасту (Вассоевич, Гладкова, 1973 с. 27–28). Выделенные в Предкавказье генотипы нефтей связываются нами не с возрастом отложений, а с различными нефтематеринскими породами, генерировавшими нефть.

Нами была изучена специфичность корреляционных связей между параметрами состава нефтей и условиями их залегания для разных генетических типов. Определялись множественные коэффициенты корреляции (R) каждого параметра, характеризующего свойства и состав нефти со всеми остальными, и рассчитывались уравнения регрессии (на ЭВМ БЭСМ-4М по программам, разработанным во ВНИГНИ). Рассмотрены следующие характеристики нефтей: ρ — плотность, b — содержание бензиновой фракции (кипение до 200° С), m — содержание в ней метановых углеводородов (УВ), mn — количество метано-нафтеновых УВ в отбензиненной нефти, K_H — число колец в молекуле нафтеновых УВ, C_H — весовое содержание нафтеновых колец в молекуле метано-нафтеновых УВ, C_A — весовое содержание ароматических колец, $C_{ПА}$ — число атомов углерода в парафиновых цепях, $C_{ПА}$ — длина боковых цепей в молекуле ароматических УВ, $см$ — суммарное содержание смол, $б.см$ — содержание бензолных смол, $спб. см$ — содержание спиртобензолных смол в бензиновой фракции, n — содержание нафтенов в бензиновой фракции, $асф$ — содержание асфальтенов, $ар$ — содержание ароматических УВ в бензиновой фракции, $пар$ — содержание твердых парафинов, $ар. отб$ — содержание ароматической фракции (кипение выше 200° С). Условия залегания нефтей характеризовались глубиной — $г$, давлением — p , температурой — t , минерализацией пластовых вод — Σ .

Математическая обработка была проведена для генотипов II, III, IV и V, для которых было достаточно данных. Нефти каждого генотипа харак-

теризуются различными связями параметров между собой и с геологическими условиями.

Нефти II генотипа, залегающие в отложениях среднего миоцена, характеризуются (табл. 1) очень тесной связью показателей состава нефти ($R = 0,916-0,960$).

Их плотность в первую очередь зависит от количества бензина и K_H . Плотность довольно тесно связана с давлением и температурой, причем форма связи сложная: давление входит в уравнение регрессии как в обычной, так и в логарифмической форме. Количество бензина в нефти тесно связано с содержанием спиртобензольных смол, нафтенов в нем и с весовым содержанием ароматических колец. Выявлена слабая зависимость содержания бензина от современной температуры. Количество метановых УВ в бензине связано с количеством бензина и весовым содержанием нафтеновых колец в молекуле метано-нафтеновых УВ. Содержание метано-нафтеновых УВ тем больше, чем меньше ароматики в бензине, K_H и длина боковых цепей в молекуле ароматических УВ. K_H имеет тесную прямую связь с содержанием спиртобензольных смол и обратную — с содержанием нафтенов в бензиновой фракции. Три последних показателя не коррелируются с условиями залегания.

Нефти III генотипа, залегающие в эоцен-олигоценых отложениях, отличаются значительно более низкими R между параметрами состава и более высокими — между геологическими показателями и K_H , а также содержанием метано-нафтеновых УВ (табл. 2). Плотность нефтей коррелируется с содержанием асфальтенов и структурой ароматических УВ. Определенное влияние на нее оказывает температура пласта. В уравнение регрессии для содержания бензина в отличие от нефтей II генотипа входят

Таблица 1

Нефти II генотипа

R	S	n	Уравнение регрессии
0,933	0,032	19	1) $y_{III} = 0,854 - 0,0021 x_B + 0,0437 x_{K_H}$
0,849	0,080	16	$y_{III} = 0,762 - 0,75 \cdot 10^{-3} x_p - 0,0025 x_t + 0,075 \log x_p$
0,934	0,040	14	2) $y_B = 3,869 + 0,737 x_{СПБ.см} - 0,775 x_H + 1,285 x_{C_A}$
0,630	0,190	12	$y_B = 54,891 + 19,048 \log x_t$
0,936	0,039	13	3) $y_M = 64,322 + 0,5442 x_B - 1,172 x_{C_H}$
0,916	0,050	14	4) $y_{MH} = 111,855 - 1,246 x_{ар} - 26,305 x_{K_H} - 0,849 x_{C_{ПА}}$
0,543	0,222	12	$y_{MH} = 39,456 + 0,263 x_t$
0,960	0,023	14	5) $y_{K_H} = 0,215 + 0,0487 x_{СПБ.см} - 0,0129 x_H$
0,530	0,227	12	$y_{K_H} = 2,468 - 0,0186 x_t$

Примечание. S — оценка коэффициента корреляции, n — объем выборки.

Нефти III генотипа

R	S	n	Уравнения регрессии
0,760	0,117	17	1) $y_{\text{ПЛ}} = 0,544 + 0,139 x_{\text{ацф}} + 0,00495 x_{\text{C}_A} + 0,00547 x_{\text{C}_{\text{ПА}}}$
0,629	0,128	24	$y_{\text{ПЛ}} = 1,083 - 0,00559 \log x_t$
0,903	0,053	16	2) $y_{\text{Б}} = 95,483 - 1,657 x_{\text{СПБ.СМ}} - 0,421 x_{\text{Н}} - 0,537 x_{\text{МН}}$
0,527	0,200	16	$y_{\text{Б}} = 49,301 + 0,00326 x_{\text{ГЛ}} - 4,645 \log x_{\Sigma}$
0,837	0,083	16	3) $y_{\text{М}} = 15,191 + 1,011 x_{\text{Б}} + 0,340 x_{\text{МН}}$
0,726	0,136	16	4) $y_{\text{МН}} = 131,528 - 0,851 x_{\text{Б}} - 0,489 x_{\text{Н}} - 19,3 x_{\text{К}_H}$
0,798	0,114	14	$y_{\text{МН}} = 253,487 - 0,013 x_{\text{ГЛ}} - 0,931 x_t + 95,434 \log x_t$
0,865	0,065	17	5) $y_{\text{К}_H} = 0,122 + 0,0520 x_{\text{СМ}}$
0,744	0,134	14	$y_{\text{К}_H} = 7,101 + 0,0192 x_t - 1,719 \log x_t$

метано-нафтенновые УВ, а не ароматические. Их количество обусловлено содержанием фракции, кипящей до 200°С, количеством в ней нафтеннов и К_Н. В свою очередь К_Н наиболее тесно коррелируется с суммарным содержанием смол. Два последних параметра в определенной мере связаны с глубиной залегания нефтей и пластовой температурой. Причем температура входит в уравнение регрессии одновременно в обычном и логарифмическом виде.

Нефти IV генотипа, залегающие в породах палеоцена, как и нефти II генотипа, показали очень высокие R между параметрами состава, за исключением К_Н (табл. 3). Плотность их оказалась очень тесно связанной с температурой и минерализацией пластовых вод, а количество бензина — с глубиной, что, по-видимому, свидетельствует о заметном влиянии вторичных процессов. Однако корреляция К_Н — структурного показателя парафино-нафтенной фракции — с геологическими условиями залегания наиболее слабая. Плотность нефтей IV генотипа определяется количеством бензина и структурой высококипящих нафтенновых и ароматических УВ, так же, как и содержание метано-нафтенновых УВ (очень высокие R). К_Н коррелируется с содержанием бензина, нафтенновых УВ в нем и бензольных смол.

Нефти V генотипа, приуроченные к нижнемеловым коллекторам, характеризуются наиболее слабыми связями между показателями состава (максимальный R = 0,841) и наличием значимой корреляции их с условиями залегания (табл. 4). На все показатели состава нефтей Прикумско-Тюленевского вала влияет минерализация вод, в ряде случаев — в сочетании с глубиной. С остальными геологическими показателями (глубина, температура, давление) значимой корреляции не выявлено.

Таким образом, из приведенного материала видно, что нефти рассмотренных генотипов, образование которых связано с разными циклами нефтегазообразования, имеют разные корреляционные связи между параметрами свойств и состава, а также с геологическими условиями залегания.

Чтобы выяснить, относятся ли данные нефти к одной или к разным совокупностям, был определен тип распределения каждого параметра состава нефтей II, III, IV и V генотипов по отдельности и для сравнения — всех нефтей I—VII генотипов вместе. Все параметры нефтей II генотипа имеют нормальное или логнормальное (парафин, сера, смолы) распределение, за исключением содержания высококипящей ароматики. Сказанное относится и к нефтям IV и V генотипов. Большинство параметров нефтей III типа имеет нормальное распределение, а нефтей IV генотипа — нормальное и логнормальное. Мы полагаем, что это свидетельствует о том, что выделенные генотипы представляют однородные совокупности, а нефти всего разреза Предкавказья — смешанную совокупность, и считаем возможным использовать эту характеристику при изучении нефтей многопластовых разрезов.

Поскольку большой интерес представляют зависимости, свойственные нефтям кайнозойских и мезозойских отложений Предкавказья, для них были проведены аналогичные расчеты. R для всех параметров нефтей, залегающих в кайнозойских отложениях, ниже, чем для нефтей II и IV

Таблица 3

Нефти IV генотипа

R	S	n	Уравнения регрессии
0,938	0,038	14	1) $y_{III} = 0,840 - 0,00145 x_{\sigma} - 0,00443 x_{C_H} + 0,00248 x_{C_A}$
0,938	0,035	16	$y_{III} = 1,569 + 0,00414 x_f - 0,48 \cdot 10^{-3} \log x_{\Sigma} - 0,233 \log x_f$
0,956	0,027	14	2) $y_{\sigma} = 519,431 - 622,638 x_{III} - 3,005 x_{C_{II}} + 1,749 x_{C_A}$
0,786	0,114	14	$y_{\sigma} = 893,424 + 0,0989 x_{ГП} - 139,532 \log x_{ГП}$
0,814	0,106	14	3) $y_M = 180,346 + 1,884 x_{ap.от\sigma} - 63,54 x_{K_H} - 8,128 x_{C_{IIA}}$
0,933	0,040	14	4) $y_{MH} = 82,433 + 0,107 x_{\sigma} - 13,215 x_{K_H} - 6,067 x_{C_A}$
0,738	0,143	12	$y_{MH} = 20,341 + 5,354 \log x_{\Sigma}$
0,705	0,158	14	5) $y_{K_H} = 0,349 + 0,0105 x_{\sigma} + 0,044 x_{\bar{G}.cm} + 0,0152 x_H$
0,678	0,170	12	$y_{K_H} = 3,445 - 0,310 \log x_{\Sigma}$

Нефти V генотипа

R	S	n	Уравнения регрессии
0,835	0,073	21	1) $y_{\text{пл}} = 0,735 + 0,440 \cdot 10^{-3} x_{\text{б.см}} + 0,00121 x_{\text{H}} + 0,0409 x_{\text{КН}}$
0,748	0,132	15	$y_{\text{пл}} = -0,152 - 0,399 \cdot 10^{-5} x_{\Sigma} - 0,756 \cdot 10^{-4} x_{\text{гл}} + 0,152 \log x_{\text{гл}}$
0,722	0,151	14	2) $y_{\text{б}} = 476,924 - 530,168 x_{\text{пл}} - 0,659 x_{\text{пар}} - 0,463 x_{\text{ар}}$
0,716	0,135	15	$y_{\text{б}} = -56,134 + 10,135 \log x_{\Sigma}$
0,763	0,082	30	3) $y_{\text{M}} = 527,964 - 596,752 x_{\text{пл}} - 1,054 x_{\text{ар.отб}} + 29,671 x_{\text{КН}}$
0,721	0,138	14	$y_{\text{M}} = 21,630 + 0,00876 x_{\Sigma}$
0,841	0,092	14	4) $y_{\text{МН}} = 74,838 + 0,536 x_{\text{пар}} + 0,19 x_{\text{M}} - 0,72 x_{\text{СН}}$
0,683	0,160	15	$y_{\text{МН}} = 2700,748 + 0,16 x_{\text{гл}} + 26,733 \log x_{\Sigma} - 415,874 \log x_{\text{гл}}$
0,579	0,125	31	5) $y_{\text{КН}} = 0,632 - 0,00757 x_{\text{б}} + 0,0414 x_{\text{СМ}}$
0,676	0,163	15	$y_{\text{КН}} = 9,664 - 0,64 \cdot 10^{-3} x_{\Sigma} - 0,713 \cdot 10^{-3} x_{\text{гл}} + 1,84 \log x_{\Sigma}$

генотипов, являющихся частью совокупности. Кроме того, в правой части уравнения в качестве переменных находятся часто не те показатели, что для II, III и IV генотипов. Если бы все нефти, залегающие в кайнозойских отложениях Предкавказья, относились к одному генотипу, уравнения для выборок, составляющих часть общей совокупности, должны были бы содержать те же переменные. Пример такого сопоставления уравнений регрессии для плотности нефтей II генотипа всего Предкавказья и западной его части (часть совокупности) приведен в табл. 5.

То же самое можно сказать о нефтях, залегающих в мезозойских отложениях. Это смешанная совокупность, включающая нефти V, VI и VII генотипов, что, по нашему мнению, и обусловило различия уравнений регрессии для нефтей V генотипа и для V-VII генотипов, взятых суммарно. Что же касается типов распределения параметров нефтей мезозойских

Таблица 5

Сопоставление общей совокупности и выборки из нее

R	S	n	Уравнения регрессии	Регион
0,857	0,064	19	$y_{\text{пл}} = 0,955 - 0,00394 x_{\text{б}}$	Предкавказье Западное Предкавказье
0,862	0,081	12	$y_{\text{пл}} = 0,965 - 0,00387 x_{\text{б}}$	

и кайнозойских отложений, то большинство из них имеет неустановленное распределение.

Обработка данных по составу и условиям залегания нефтей из 156 залежей Предкавказья с помощью корреляционно-регрессионного анализа позволила подтвердить вывод о существовании в разрезе нескольких генетических типов нефтей, связанных с разными циклами нефтегазообразования, и выявить наиболее тесные специфические связи между параметрами состава внутри каждого типа, а также их связи с условиями залегания. Большинство показателей нефтей генетических типов характеризуется нормальным или логнормальным распределением. Изучение корреляционных связей между составом нефти и условиями ее залегания при наличии тесной зависимости позволяет использовать уравнение регрессии для прогнозирования состава нефтей по отдельным стратиграфическим комплексам.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботнева Т.А.* Цикличность процессов нефтегазообразования. М., "Недра", 1972. 255 с.
- Вассоевич Н.Б., Гладкова Е.Г.* О необходимости упорядочения терминологии, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., "Наука", 1973, с. 9–31.
- Губкин И.М.* Учение о нефти. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937. 459 с.

РОЛЬ ГИДРОСФЕРЫ
В ПРОЦЕССАХ ЦИКЛИЧНОСТИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ФЕРГАНСКОГО БАССЕЙНА)

Главным процессом, происходящим в обозримой человечеством Вселенной, является непрерываемый направленный круговорот вещества и энергии, представляемый как процесс развития. Особенно ярко этот круговорот наблюдается нами на Земле. Круговороты вещества вызываются сложным взаимодействием внутренней энергии Земли (гравитационной, электромагнитной, тепловой и др.) с энергией Солнца, Луны, планет Солнечной системы и Галактики в целом. По мере развития наук о Земле, явления круговорота и цикличности обнаруживаются во всех процессах на всех уровнях, причем все они в разной степени связаны друг с другом.

Круговороты вещества во времени протекают непрерывно (собственно круговорот) или непрерывно-прерывисто (циклический круговорот).

При непрерывном круговороте происходят сравнительно незначительные изменения (атомные, химические, механические и др.) рассматриваемой материи. В качестве классического примера непрерывного круговорота вещества в природе можно привести малый круговорот воды на поверхности Земли, начинающийся с испарения воды с поверхности океана и заканчивающийся выпадением осадков над океаном же. На разных этапах развития Земли малый круговорот воды значительно изменился в связи с колебанием температуры на Земле, площади океана и т.д.

При циклическом круговороте вещества могут происходить заметные его изменения, а сам процесс круговорота легко разделяется на этапы. Хорошим примером служит цикличность процессов нефтегазообразования (Ботнева, 1971, 1972; Максимов и др., 1972). Цикл нефтегазообразования условно разделяется на четыре этапа: 1) накопление органического вещества (углерод извлекается из атмосферы, гидросферы и почвы); 2) преобразование органического вещества в углеводороды; 3) формирование залежей нефти и газа; 4) переформирование залежей и их полное разрушение (углерод снова возвращается в атмосферу и почву). Полный цикл нефтегазообразования протекает за десятки и сотни миллионов лет.

В одних случаях между этапами цикла может быть перерыв, иногда весьма длительный (например, между этапом накопления органического вещества в осадках и этапом превращения части накопленного вещества в углеводороды, которые в дальнейшем будут собраны в залежах). В других случаях отдельные этапы могут сливаться, и тогда процесс происходит одновременно (например, образование углеводородов и формирование залежей). Этапы циклического развития выделяются всегда более резко и четко, чем этапы непрерывного развития (круговорота).

Каждый очередной круговорот вещества или последующий цикл какого-либо природного процесса происходит в новых условиях. При

быстром круговороте изменения могут быть мало заметными и даже почти не различимыми. При длительно протекающем круговороте (или длительном циклическом развитии) могут произойти коренные изменения в природной среде, и процесс будет заметно отличаться от предшествующего. Таким образом, круговорот вещества идет "по спирали", т. е. каждый раз в новых условиях на более высоком уровне спирали.

Каждый цикл имеет условные "начало" и "конец", причем за начало отсчета может быть взята почти любая точка цикла (особенно при непрерывном круговороте), наиболее удобная для регистрации или для решения поставленных задач исследования.

Циклические процессы наблюдаются на разных уровнях: космическом, планетарном, геологическом, географическом, биологическом, молекулярном, атомном и др. Циклический процесс одного уровня может представлять собой часть процесса другого уровня. Например, циклический процесс нефтегазообразования является частью более широкого циклического процесса — круговорота углерода. В свою очередь круговорот углерода сильно зависит от биотического круговорота: он тесно связан с ним с момента образования биосферы. Биотический же круговорот складывается из круговорота веществ (обмена веществ) в живых организмах (изменяющегося в процессе цикла жизни: зарождение — рост — зрелость — распад), обмена между разными группами организмов (гетеротрофов и автотрофов), а также организмами и неживой природой.

Циклическость процесса нефтегазообразования можно рассматривать не только в связи с циклическим круговоротом углерода, но и в связи с циклическостью тектонических процессов и осадкообразования. Первый этап цикла нефтегазообразования (формирование нефтегазоматеринской толщи) часто приурочивается к фазе высокой тектонической активности, сопровождающейся выносом в атмосферу и гидросферу различных химических соединений из мантии, в том числе углерода. Второй этап (образование углеводородов) стимулируется быстрым накоплением перекрывающих нефтегазоматеринскую толщу осадков и погружением ее в область господства высоких температур. Третий и четвертый этапы — формирование залежей нефти и газа и их разрушение — в значительной степени стимулируются тектоническими перестройками структуры седиментационного бассейна.

Следует отметить одну особенность циклическости процесса нефтегазообразования. Если некоторые природные циклы могут идти только после завершения предыдущего (т. е. один за другим), то циклы нефтегазообразования развиваются независимо один от другого и часто параллельно. Например, цикл нефтегазообразования, первый этап которого начался в юрское время, может на втором своем этапе идти одновременно с первым этапом нового цикла нефтегазообразования, начавшегося на этой же территории в более позднее меловое время.

Более того, только первый этап (накопление органического вещества, достаточного для нефтегазообразования) может осуществляться одновременно на всей площади седиментационного бассейна. Остальные же этапы нефтегазообразования наступают в различных частях бассейна не одновременно, что зависит от многих причин. Главными причинами этого являются

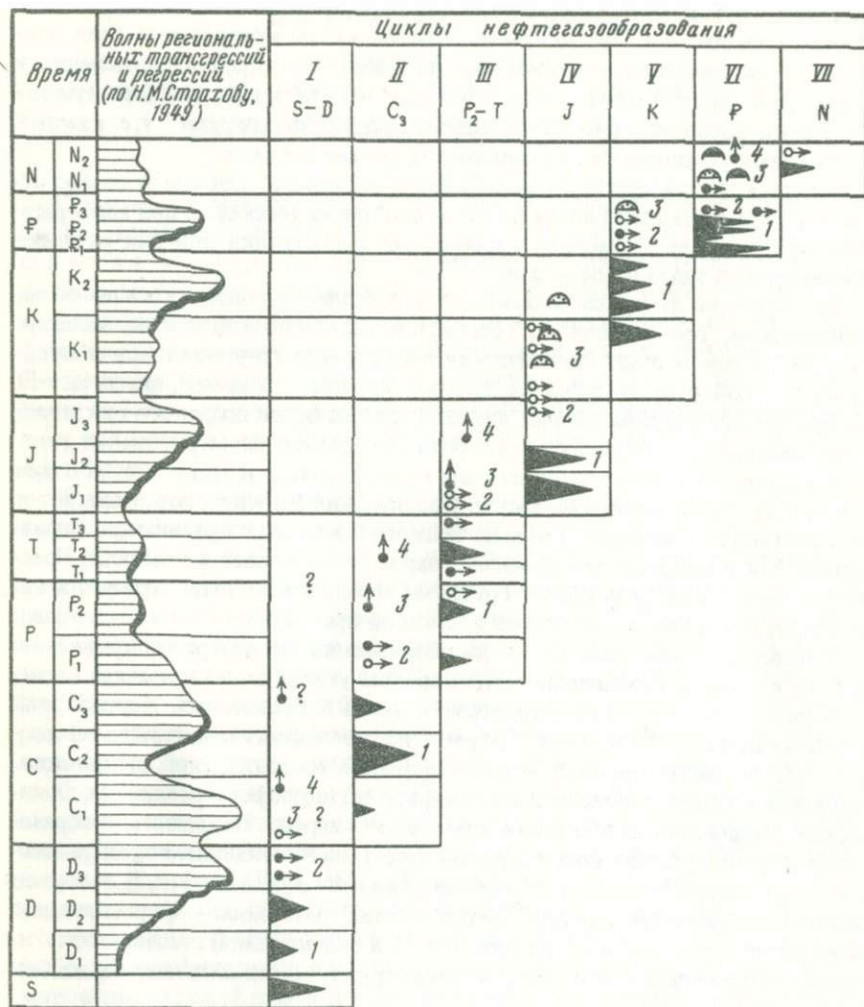
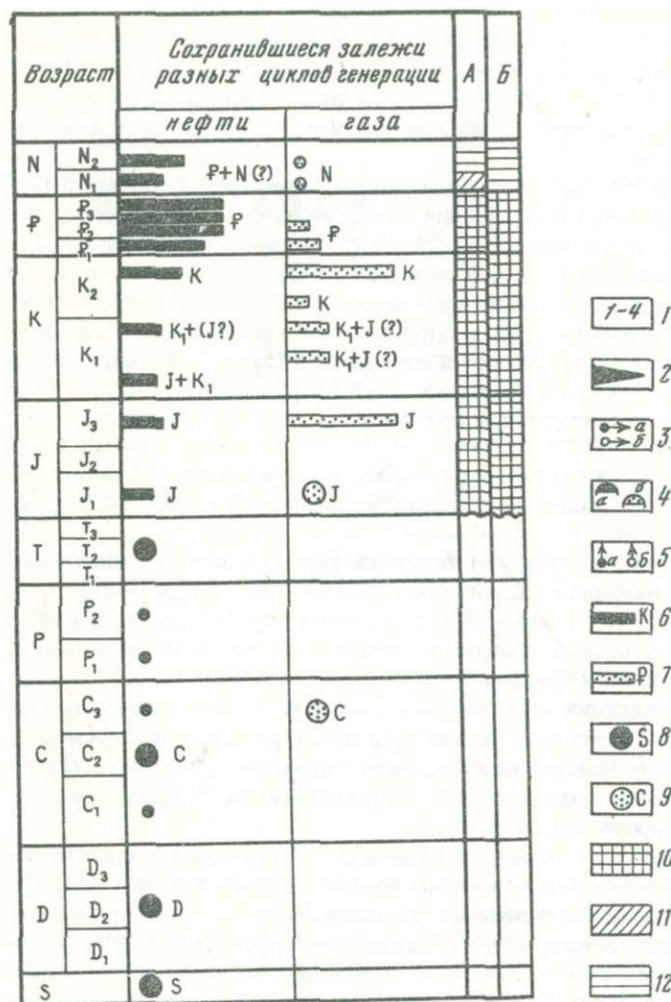


Рис. 1. Цикличность процессов нефтегазообразования в Ферганском бассейне и современные гидрогеологические условия сохранения залежей (1973 г.)

1 — порядковые номера этапов цикла нефтегазообразования; 2 — первый этап цикла: накопление органического вещества в осадках; 3 — второй этап: преобразование части органического вещества в углеводороды и начало миграции нефти (а) и газа (б) в водоносные горизонты; 4 — третий этап: миграция углеводородов и форми-

ся неодинаково направленные тектонические движения и скорости погружения осадков, а также разные условия предохранения осадков от промыва их инфильтрующими с суши водами. На отдельных участках седиментационного бассейна, находящихся в неблагоприятных условиях, процесс нефтегазообразования может затухнуть на первом же этапе, и нефтегазоматеринская свита или ее органическое вещество будут ничтожны.



- 1-4 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4
- 5 5
- 6 6
- 7 7
- 8 8
- 9 9
- 10 10
- 11 11
- 12 12

рование залежей нефти (а) и газа (б); 5 — разрушение залежей нефти (а) и газа (б); 6-9 — залежи с указанием возраста нефтегазоматеринских толщ, родивших залежи; 6 — современные нефтяные, 7 — современные газовые, 8 — остатки нефтяных, 9 — остатки газовых (и современные мелкие в неогене); гидрогеологические условия сохранения залежей (А) и гидрогеологические признаки наличия залежей (Б); 10 — высокоблагоприятные, 11 — благоприятные, 12 — неблагоприятные

Если с таких же позиций рассматривать процесс углеобразования, то можно выделить только три этапа: накопление органического вещества в больших концентрациях, постепенное превращение его в угли (бурые, каменные, антрациты) и разрушение месторождения (с возвратом углерода в атмосферу и почву).

Гидросфера является очень важной субстанцией для определения направленности геологических процессов. Например, из-за отсутствия воды

на Луне ее поверхность развивается совсем иначе, чем поверхность Земли. Земля никогда не проходила так называемой лунной стадии развития. Основная масса осадочных пород на Земле образуется в водной среде. Разрушение горных пород и перенос продуктов разрушения в седиментационные бассейны осуществляется главным образом с помощью воды в результате ее круговорота.

На поверхности Земли выделяются два круговорота воды: малый (вода океана — испарение — конденсация пара и выпадение осадков над океаном) и большой (вода океана и суши — испарение — осадки на суше — сток по поверхности и подземный сток вод в водоемы). Кроме этого, известны два гидрогеологических круговорота: инфильтрационный (проникновение поверхностных вод в пористые или трещиноватые пласты — сток вод по пластам — разгрузка) и элизионный (захват вод осадками из водоема — отжим вод при погружении осадка — разгрузка). Круговороты воды на поверхности и подземные круговороты тесно связаны друг с другом.

Воды, содержащиеся в породах глубоких частей земной коры, слабо подвижны и мигрируют лишь в периоды активной тектонической перестройки коры и мантии.

Круговороты воды на Земле не являются замкнутыми процессами. Количество воды в наземной гидросфере медленно изменяется. Часть воды теряется в космосе, разлагается на водород и кислород. Вода непрерывно поступает на поверхность из мантии и особенно из очагов зонной плавки, а также синтезируется на поверхности.

При осадконакоплении большие массы воды на длительное время как бы консервируются в недрах и играют огромную роль в процессах нефтегазообразования. На основании этого было разработано понятие о гидрогеологических циклах и цикличности гидрогеологических процессов (Семихатов, 1947; Карцев и др., 1969).

Зарождение жизни на Земле, ее развитие и связанные с ней процессы нефтегазообразования стали возможны только благодаря возникновению гидросферы. Вследствие цикличного развития Земли и особенно земной коры в геологической истории неоднократно создавались условия, благоприятные для периодического массового развития организмов ("вспышек жизни"). В эти периоды в осадочных породах неоднократно накапливались огромные количества органического вещества, преобразующегося затем в угли, горючие сланцы, нефть и газ.

Если с этих позиций рассмотреть процесс нефтегазообразования в Ферганском нефтегазоносном бассейне, то можно отметить следующее. В Ферганском бассейне, начиная с силура, протекало не менее семи циклов нефтегазообразования. Это хорошо видно на рис. 1, составленном с учетом методики Т.А. Ботневой (с использованием литературных данных А.Г. Бабаева, А.М. Акрахамоджаева, А.К. Каримова, Н.П. Туаева, Р.П. Хаимова, В.А. Кудрякова и др.). Три первых цикла (начавшиеся соответственно в силуре-девоне, карбоне и перми-триасе) прошли все четыре этапа нефтегазообразования, и месторождения нефти и газа всюду разрушены. В разрезе обнаруживаются лишь небольшие остаточные скопления тяжелой нефти, битумоидов различного состава и повышенные концентрации газов.

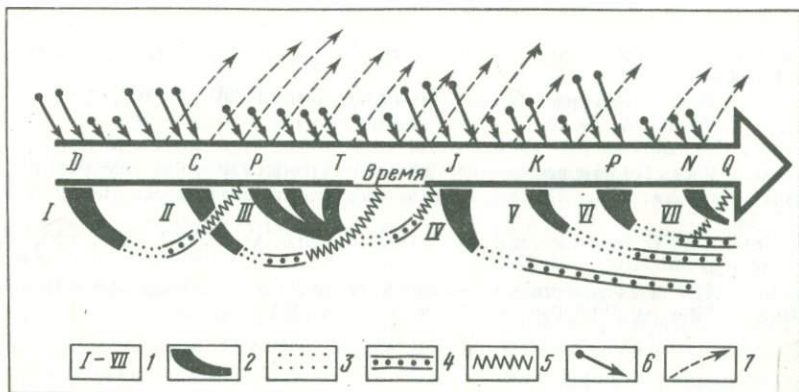


Рис. 2. Схема процесса цикличности нефтегазообразования на территории Ферганского бассейна (1974 г.)

1 — номера циклов нефтегазообразования; 2 — первый этап цикла (накопление органического вещества); 3 — второй этап (преобразование органического вещества и эмиграция); 4 — третий этап (формирование залежей); 5 — последний этап (разрушение залежей); 6 — поглощение CO_2 из атмосферы при фотосинтезе; 7 — уход продуктов разрушения залежи (CH_4 , C_2H_6 и продуктов их окисления — CO_2 и др.) в атмосферу

Два более молодых цикла, начавшиеся соответственно в юре и мелу, достигли третьего этапа и частично четвертого (переформирования залежей). К отложениям юры и мела приурочено значительное количество залежей. Палеогеновый цикл нефтегазообразования зашел дальше двух предшествующих. Он оставил большое количество месторождений, часть из которых, находясь близко к поверхности, уже разрушается. Последний неогеновый цикл нефтегазообразования только начался и лишь на очень ограниченных участках достиг III стадии.

На рис. 1 видно, что начало циклов нефтегазообразования приурочено к волнам региональных трансгрессий, а формирование залежей — к регрессиям. При регрессиях снижается пластовое давление, наблюдаются более активные передвижения пластовых вод, и все это вместе создает благоприятные условия для выделения растворенного газа из воды и нефтегазоматеринских свит и для их концентрации в структурных и других ловушках.

В правой части рис. 1 показаны гидрогеологические условия (положительные или отрицательные) сохранения залежей и гидрогеологические признаки наличия самих залежей (по данным гидрохимии, гидродинамики, растворимым газам и ОВ).

На рис. 2 дана теоретическая схема циклического процесса нефтегазообразования в Ферганском бассейне. Показано, что каждый цикл нефтегазообразования проходит независимо от предшествующего, но все они подчинены цикличности тектонических процессов и осадконакопления, круговороту углерода и не могут осуществляться в безводной среде.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботнева Т.А.* Цикличность процессов нефтегазообразования. — Автореф. докт. дис. М., 1971. 84 с.
- Ботнева Т.А.* Цикличность процессов нефтегазообразования. М., "Недра", 1972. 255 с.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А.* Палеогеогеология. М., "Недра", 1969. 151 с.
- Максимов С.П., Ботнева Т.А., Еременко Н.А.* О цикличности процессов нефтегазообразования. — В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтидов. (Международ. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., "Наука", 1972, с. 7—13.
- Семихатов А.Н.* О гидрогеологических циклах. "Докл. АН СССР", 1947, т.57, №6, с. 629—630.
- Страхов Н.М.* О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1949, №6, с. 70—111.

О НАПРАВЛЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

В истории развития любого водонапорного бассейна и соответствующего ему нефтегазоносного бассейна выделяются крупные гидрогеологические циклы, определяемые циклическим характером развития геоструктуры, в свою очередь обуславливающего цикличность осадконакопления.

Понятие о гидрогеологических циклах было введено А.Н. Семихатовым в 1947 г. Оно базировалось на представлении об определяющем влиянии цикличности колебательных движений на условия циркуляции и формирования состава пластовых вод. В дальнейшем эти представления развивались в трудах К.И. Макова, И.К. Зайцева, А.И. Силина-Бекчурина, Б.И. Куделина, А.А. Карцева, Г.В. Богомолова, Е.А. Баскова, Б.А. Тхостова, И.Г. Киссина, В.Г. Глезер и многих других исследователей, которые также указывали на существование определенной зависимости гидрогеологических циклов от характера колебательных движений земной коры. По мнению Г.В. Богомолова (Гидрогеология. . . , 1971), рифейский (байкальский), каледонский, герцинский и альпийский тектонические циклы могут быть взяты за основу глобальной гидрогеологической цикличности I порядка. Именно на базе работ перечисленных выше исследователей возникла и развивается новая область геологической науки — палеогидрогеология с ее подразделениями (палеогидрохимия, палеогидродинамика, палеогеотермия).

Гидрогеологический цикл I порядка включает в себя, как ныне общепризнано, два этапа, соответствующих трансгрессивному и регрессивному этапам развития бассейна и получивших название элизионного и инфильтрационного (Карцев и др., 1969) в соответствии с характером преобладающего на данном этапе гидродинамического режима. Так как смена циклов вызывается тектоническими движениями, перестраивающими структурный план бассейна, то могут изменяться соотношения областей питания и создания напоров, зон разгрузки — скрытой и открытой, что может привести к активизации кругооборота подземных вод.

Даже в случае преемственности в расположении зон максимального погружения на седиментационных этапах каждый последующий цикл не повторяет предыдущий, сохраняя лишь общую направленность гидрохимических и гидродинамических процессов. В то же время палеогидрогеологические условия каждого предыдущего цикла также не остаются неизменными, будучи зависимыми от характера развития всех последующих циклов и от термодинамических условий существования отложений самого цикла на протяжении геологической истории.

Это отражается на схематической карте палеогидрохимической зональности (рис. 1), составленной для территории Западной Сибири по значениям величин перепадов палеоминерализаций и палеотемператур (ППМ и ППТ) во времени, т. е. с конца формирования каждого из гидрогеологических комплексов до современного этапа.

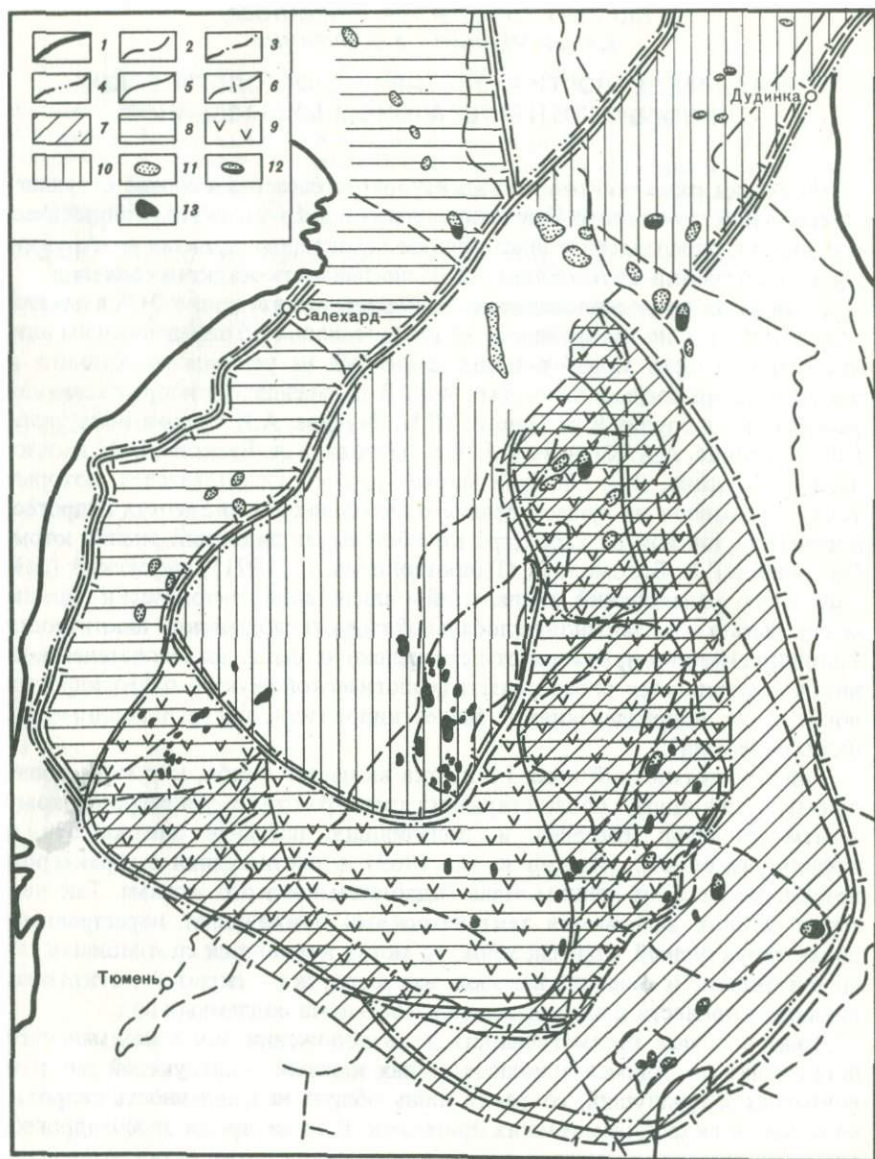


Рис. 1. Схематическая карта зональности по перепаду палеоминерализаций и палеотемператур Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (составила В. А. Митрейкина, 1974 г.)

1 — границы Западно-Сибирской плиты; 2 — глубинные разломы; 3 — граница сводов; 4 — граница зон в юрском комплексе; 5 — граница зон в неокомском комплексе; 6 — граница зон в апт-сеноманском комплексе; 7 — зона, соответствующая максимальным перепадам палеоминерализаций и палеотемператур; 8 — зона, соответствующая минимальным перепадам палеоминерализаций и палеотемператур; 9 — зона промежуточных значений перепадов палеоминерализаций и палеотемператур; 10 — зона преобладающего влияния процессов уплотнения и отжатия вод; 11—13 — залежи: 11 — газовые, 12 — газоконденсатные, 13 — нефтяные

Ранее аналогичные палеогидрологические реконструкции выполнялись А.А. Карцевым, С.Б. Вагиным (1966; Карцев и др., 1969) и Б.П. Ставицким (Ставицкий, Матусевич, 1967).

В юрском комплексе выделяются три зоны. Первая зона, соответствующая максимальным значениям ППМ и ППТ, охватывает юго-восточную часть бассейна. Центральная и северо-восточная части входят во вторую зону, где решающее влияние на формирование химического состава подземных вод оказывали элизионные процессы. Остальная часть территории располагается в третьей зоне, где ППМ и ППТ значительно ниже, чем в первой.

В неокомском и апт-сеноманском гидрогеологических комплексах видна преемственность в расположении описанных выше зон. Но это не просто полная повторяемость, а лишь однонаправленность гидрохимических и геотермических процессов. Этим и объясняются изменения в расположении границ каждой зоны. Кроме того, в неокомском и апт-сеноманском комплексах появляется еще одна зона с промежуточными значениями ППМ и ППТ.

Характерно, что с описанной зональностью связано распределение залежей углеводородов. Газоконденсатные залежи приурочены к зонам с максимальными и промежуточными значениями перепадов, газовые — к зонам наименьших перепадов ППМ и ППТ.

Как показали наши исследования, гидрогеологическая цикличность отчетливо выявляется и при изучении палеогидродинамических условий, например, в Западной Сибири. Здесь нами впервые была применена методика, исходящая из тех различий в процессах уплотнения мощных (условно > 60 м) и маломощных (< 60 м) глинистых пластов, на которые в последнее время указывает ряд исследователей (Прозорович, Султанов, 1961; Шарданов, Кузьменко, 1966; Bredcheft, Hanshow, 1968; Chapman, 1972).

Как показали расчеты (рис. 2), на элизионных этапах в зонах развития мощных глинистых толщ процессы уплотнения происходили замедленно по сравнению с толщами преслаивания маломощных глин и песчаников. Для каждого гидрогеологического комплекса в районах распространения мощных глинистых толщ отток седиментационных вод на начальных этапах уплотнения был в основном восходящим, в дальнейшем — нисходящим. В области развития маломощных глинистых отложений, напротив, в течение всего времени преобладал нисходящий отток вод. Цикличность процесса выражается в том, что на кривых уплотнения каждого комплекса выделяются отчетливые максимумы и минимумы, характеризующие максимальное развитие процесса отжатия вод и его затухание, причем они различны по амплитуде и времени проявления для разных комплексов. Латеральные перемещения вод на элизионных этапах были ограничены по площади и обуславливались различиями в степени уплотнения глинистых толщ соседних районов. На этом основании для каждого гидрогеологического комплекса были выделены внутренние области создания напора и области разгрузки.

В апт-сеноманском комплексе установлено значительное недоуплотнение глинистых пластов, т. е. элизионный этап для этого комплекса был

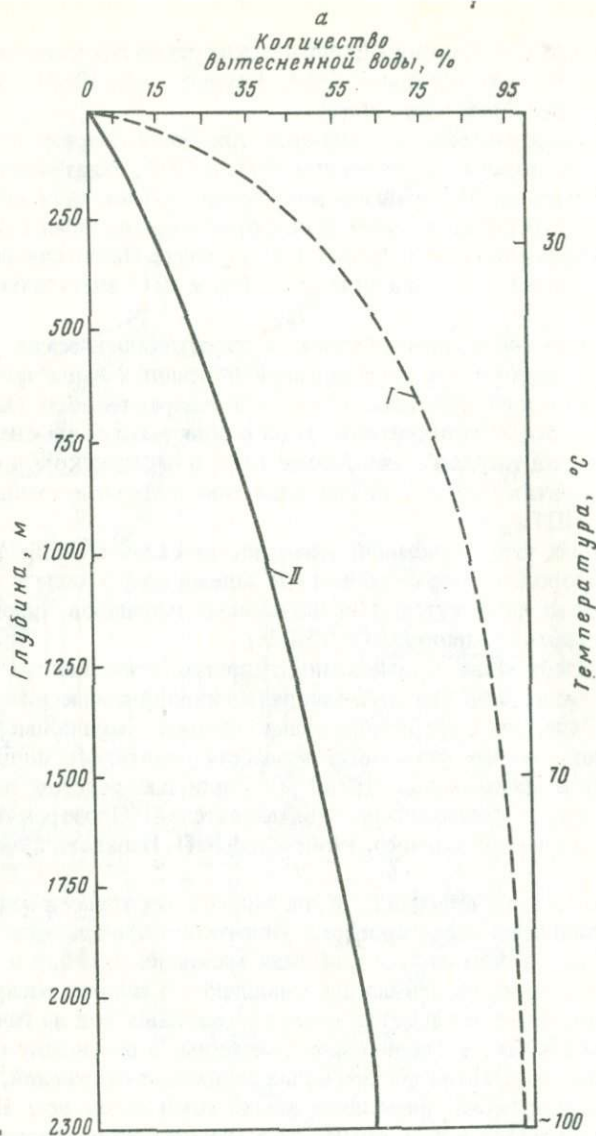
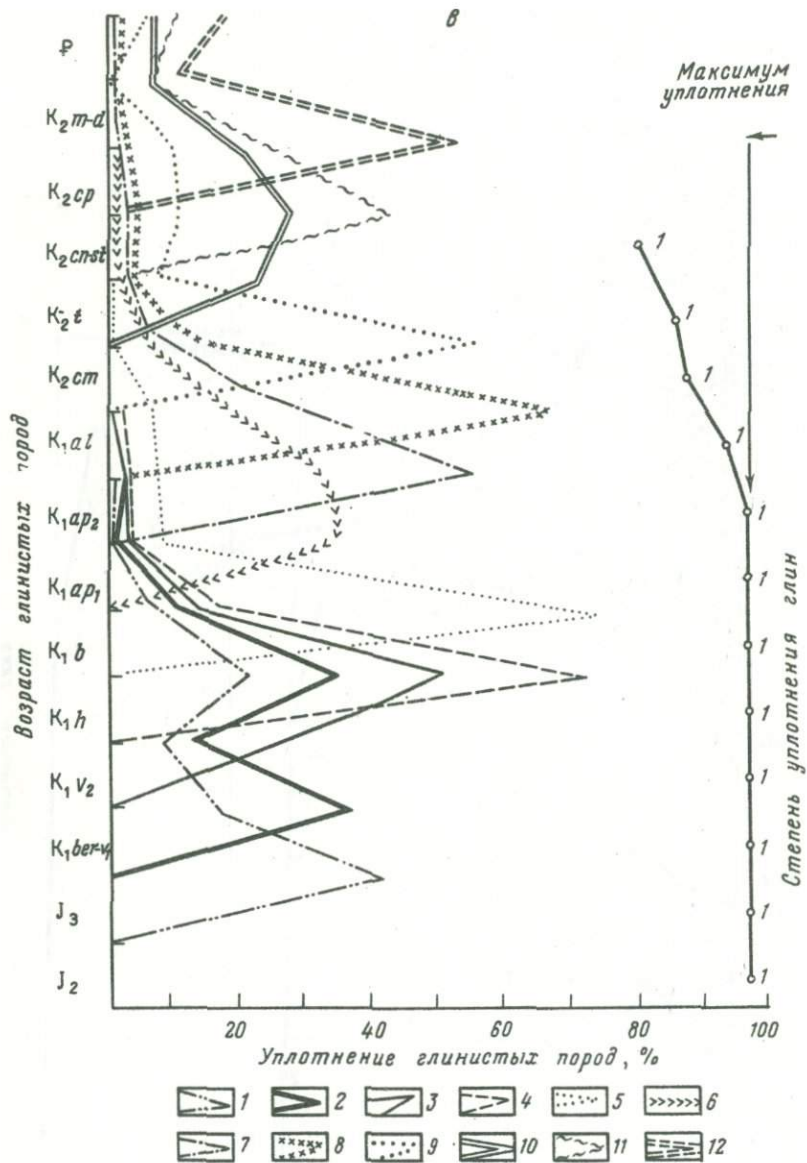


Рис. 2. Уплотнение глинистых пород (составила Н. А. Климанова, 1974 г.)

а — сравнение долей начальной жидкости, вытесненной из нормально (I) и аномально (II) сжатых глин в период погружения (по Р. Е. Чапмэну, 1972 г.); б и в — графики степени и темпов уплотнения маломощных (1—1) и мощных (2—2) глинистых пластов Ханты-Мансийской впадины (б) и Парабельского свода (в)

1 — средняя юра; 2 — верхняя юра; 3 — берриас — нижний валанжин; 4 — верхний валанжин; 5 — готерив; 6 — баррем; 7 — нижний апт; 8 — верхний апт; 9 — альб; 10 — сеноман; 11 — турон; 12 — коньяк-сантон



прерван, не завершившись вследствие общего подъема территории бассейна в альпийскую фазу тектогенеза. На основании палеогеодинамических построений произведено районирование Западно-Сибирского бассейна.

Свойства и состав залежей углеводородов различны для разных палеогеодинамических обстановок. Для недоуплотненного апт-сеноманского комплекса характерны преимущественно газовые залежи и скопления молодых циклановых нефтей, по классификации А.Э. Конторовича (Органическая геохимия. . . , 1974) и А.Н. Гусевой. В юрском и неокомском комплексах распределение залежей углеводородов более дифференцировано. Северо-Сосьвинской антеклизе, служившей областью разгрузки вод, отжимавшихся из Обь-Пуровского трога на ранних стадиях уплотнения, свойственны преимущественно газовые залежи. Для центральных районов (Обь-Пуровский трог), где процессы уплотнения мощных глинистых толщ были наиболее продолжительны во времени, сохранились лишь наиболее сильно преобразованные (зрелые) нефти алканового и циклано-алканового классов. Восточнее и юго-восточнее Обь-Пуровского трога, т. е. в районах распространения быстрее уплотняющихся маломощных глин, встречаются нефти всех четырех классов (от циклановых до алкановых).

Многими исследователями установлена тесная связь процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции с элизионными этапами гидрогеологических циклов, в течение которых в пластовых водах коллекторов накапливается значительное количество органических веществ, в том числе жидких и газообразных углеводородов и различных гетерогенных компонентов. Процесс усиливается при унаследованном характере нисходящих движений, а также под влиянием высоких температур. В направлении падения пластовых давлений и в зонах скрытой разгрузки в соответствующих благоприятных условиях (ловушки, коллекторы) создаются возможности для аккумуляции нефти и газа в свободной фазе и для образования их скоплений.

На элизионных этапах, как было показано работами ряда исследователей, формирование залежей углеводородов происходит в периферийных частях бассейна или валах и поднятиях, находящихся на пути миграции флюидов нередко в непосредственной близости от области инфильтрации (залежи нефти и газа в юрских и меловых отложениях Каракумского бассейна и Южного Мангышлака, а также в нижнетретичных отложениях Западного и Восточного Предкавказья).

На определенной стадии развития отложения древних циклов, прошедших элизионный этап, могут оказаться в условиях иных гидродинамических режимов, например, в условиях так называемого реинфильтрационного режима (Польстер и др., 1967). В этом случае падение градиентов давлений направлено от горного обрамления бассейна к региональному базису эрозии, но гидрохимическая обстановка унаследована от предыдущего элизионного этапа и резко отличается от той, которая свойственна классическому инфильтрационному режиму. В этих условиях идут процессы переформирования залежей, образовавшихся на предыдущем элизионном этапе. В качестве примера сошлемся на гидрогеологические карты, составленные для востока Русской платформы (Пуркина, 1973).

На протяжении всей геологической истории бавлинско-кыновские отложения 1-го гидрогеологического этажа не подвергались влиянию инфильтрационных вод; на современном этапе они находятся в условиях практически застойного режима. В отложениях этого этажа существовали благоприятные условия для сохранения скоплений углеводородов практически на всей изученной территории, кроме участков, примыкающих к складчатому Уралу и являющихся областями инфильтрационного питания. В пределах 1-го этажа залежи нефти распространены на всей территории.

В условиях более активного гидродинамического режима в визейско-верейских отложениях (3-й этаж) в результате относительно глубокого проникновения инфильтрационных вод в глубь территории нефтяные и нефтегазовые залежи оказываются смещенными в глубь бассейна.

На инфильтрационных этапах развития гидрогеологических комплексов основная роль в формировании залежей принадлежит процессам вертикальной миграции, образованию вторичных залежей и одновременного разрушения скоплений нефти и газа.

В надкунгурских отложениях (5-й этаж) востока Русской платформы, где зона опреснения распространяется уже на всю территорию, современные гидрогеологические условия неблагоприятны для сохранения залежей нефти и газа. Интерес представляют только структуры, в пределах которых обнаруживаются следы скрытой разгрузки вод из нижележащих отложений, сопровождаемых образованием вторичных залежей. Большинство таких залежей, в отличие от нефтяных залежей нижележащих этажей — нефтегазовые и газовые.

* * *

Сопоставление характера проявления гидрогеологической цикличности в разновозрастных нефтегазоносных бассейнах свидетельствует о преемственности и однонаправленности этого процесса. В то же время каждый нефтегазоносный бассейн в зависимости от проявления фаз тектогенеза (в особенности неотектонических движений), от литолого-геохимических и температурных условий характеризуется своим, присущим только ему характером цикличности, смены во времени гидрохимической обстановки и гидродинамических режимов, что в сумме с другими геологическими факторами контролирует формирование и размещение в его пределах залежей углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур. Минск, "Наука и техника", 1971. 336 с. Авт.: Г.В. Богомолов, А.И. Силин-Бекчурич, В.И. Духанина и др.
- Карцев А.А., Вагин С.Б. Роль седиментационных вод в формировании пластовых вод крупных артезианских бассейнов. — "Геол. и разведка", 1966, № 8, с. 93—97.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М., "Недра", 1969. 151 с.
- Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М., "Недра", 1974. 190 с. Авт.: А.Э. Конторович, И.Д. Полякова, О.Ф. Стасова и др.
- Польстер Л.А., Барс Е.А., Висковский Ю.А. О вертикальной зональности в нефтегазоносных бассейнах. — В кн.: Геологические исследования на нефть и газ. М., ГОСИНТИ, 1967, с. 30—39.
- Прозорович Э.А., Султанов А.Д. Плотность глинистых пород некоторых районов Азербайджана. — "Докл. АН АзССР", 1961, т. 17, № 4, с. 293—297.

- Пуркина Э.М.* Гидрогеология палеозойских отложений Предуральяского прогиба и смежных районов Русской платформы. — В кн.: Гидрогеологические закономерности формирования и размещения залежей нефти и газа. М., "Наука", 1973, с. 48–65.
- Ставицкий Б.П., Матусевич В.М.* Палеогидрогеология Западно-Сибирского артезианского бассейна. — Материалы V совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Тюмень, 1967, с. 97–98.
- Шарданов А.Н., Кузьменко Ю.Д.* Некоторые вопросы уплотнения глин и отжатия седиментационных вод в мезо-кайнозойском разрезе Западного Предкавказья. Л., "Недра", 1966, с. 346–359.
- Bredcheft I.D., Hanshaw B.B.* On the maintenance of anomalous fluid pressures. I. Thick sedimentary sequences. — "Bull. Geol. Soc. America", 1968, v. 79, № 9, p. 1097–1106.
- Chapman R.E.* Primary migration of petroleum from clay source rocks. — "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1972, v. 56, № 11, p. 2185–2191.

ПРИМЕНЕНИЕ ФАКТОРНОГО И ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ К ПРОГНОЗУ СТРОЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ РАЗРЕЗОВ

Угленосные разрезы характеризуются согласованностью изменения большинства литологических признаков. Особенно высока степень этой согласованности в лагунно-баровых отложениях. Так, увеличение размера зерна пород, их карбонатности, размера первичной слоистости практически всегда сопровождается понижением содержания растительных остатков и степени их сохранности и таким же направленным изменением других признаков (Иванов, 1967). В качестве процесса, вызывающего согласованное изменение признаков по разрезу лагунно-баровых отложений, рассматривают смену обстановок седиментации (от торфяных болот на берегах лагун до песчано-баровых полос) под действием вертикального тектонического движения дна бассейна седиментации.

По гипотезе Г.А. Иванова, характер этого движения в течение формирования конкретного разреза определяется сложением нескольких тектонических колебательных движений. Так как большинство природных колебательных процессов подчиняется синусоидальному закону, предполагается синусоидальность и этих составляющих движений. Указанная гипотеза легла в основу гармонической модели процесса формирования угленосных разрезов, объясняющей особенности их строения сложением нескольких синусоидальных геотектонических движений (Иванов, 1967).

На основе гармонической модели, в принципе, возможно прогнозирование строения разреза за пределами известного интервала. Необходимо определить закон суммарного тектонического движения, формирующего разрез на исследуемом интервале. Далее функцию, описывающую это движение, следует разложить на составляющие гармоники, т. е. определить частоты, амплитуды и фазы синусоид, суммой которых можно аппроксимировать данную функцию. И, наконец, суммированием продолженных гармоник можно установить особенности результирующего движения и тем самым — строения разреза на участке экстраполяции.

Подобный подход к задаче прогноза, как и всякий другой, основанный на детерминированной модели процесса, требует ряда допущений.

1. В строении исследуемого разреза зафиксирована смена фациальных обстановок седиментации под действием тектонического движения дна бассейна. Картина усложнена проявлением ряда наложенных процессов, не имеющих связи с формирующим тектоническим движением.

2. Тектоническое движение дна бассейна седиментации складывалось из нескольких синусоидальных колебательных движений.

3. Параметры составляющих движений не изменялись существенно в течение некоторого интервала времени, который больше длительности формирования исследуемого участка разреза.

Эти допущения ограничивают возможность применения подобного метода прогноза, но не противоречат современным представлениям о процессах формирования угленосных отложений в лагунно-баровых обстановках.

В качестве первого опыта исследовались разрезы угленосных отложений буоркемюсской свиты Зырянского бассейна. Породы свиты представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Характерно наличие большого количества железистых и известковистых карбонатных конкреций от мелких (1–2 см) сидеритовых до огромных (несколько метров в поперечнике) известковистых песчано-конкреционных линз. Материалом исследования служили послойные разрезы, стандартно записанные, по естественным обнажениям и керну разведочных скважин. Часть разреза (обычно нижняя) исследованию не подвергалась. После экстраполяции строения разреза она служила для оценки полученных результатов. Конкретной задачей являлся прогноз возможного положения пластов угля на смежном с анализируемым интервале разреза.

На формирование изменчивости каждого из литологических признаков оказывал влияние не только тектоно-фациальный фактор, но и ряд других факторов седиментогенеза. Вклад каждого из них обычными геологическими методами определить практически невозможно. Поэтому для выделения интересующего нас тектоно-фациального фактора был применен многомерный статистический метод компонентного анализа. Так как применение любого математического метода требует преобразования информации в числовую форму, первым этапом исследования является стандартная послойная запись разреза, позволяющая в дальнейшем осуществить указанное преобразование.

Любой разрез угленосных отложений можно представить в виде последовательности слоев, выделяемых по гранулометрическому составу. Каждый из слоев может быть описан определенным набором прочих литологических признаков. Если для значений этих признаков заранее установить градации и строго соблюдать их при описании, то произведенную запись разреза можно назвать стандартной. Нами при стандартном послойном описании использовались шесть литологических признаков (табл. 1). Эти признаки были выбраны в результате серии опытов как наиболее тесно связанные с тектоно-фациальным фактором. Градациям признаков приписывались определенные числовые значения. Эта операция широко используется в геологии под названием "кодирование". Кодирование было произведено в порядковой шкале, т.е. возрастание или убывание числовых значений указывает на направленность изменения конкретного признака.

После проведения операции кодирования послойный геологический разрез записывается в виде прямоугольной матрицы, строки которой соответствуют слоям, а столбцы — используемым при описании признакам. Эта матрица служит исходным материалом для проведения факторизации методом компонентного анализа (Харман, 1973).

Суть факторизации — в переходе от начальной системы координат (литологические признаки) к новой (факторной) системе. Метод основан на изучении согласованности поведения исходных параметров и предполагает решение системы линейных уравнений вида

$$Y_i = F_1 a_{i1} + F_2 a_{i2} + \dots + F_n a_{in},$$

где Y_i — наблюдаемый параметр, F_1, F_2 — некоррелированные между

собой новые переменные (факторы), a_{i1}, a_{i2} — парные коэффициенты корреляции исходных и новых переменных — факторные нагрузки.

Логическая основа метода заключается в выделении скрытых факторов формирования наблюдаемой изменчивости системы. Каждая очередная выделенная компонента (фактор) дает максимально возможный вклад в общую дисперсию (изменчивость) системы и обладает определенной признаковой структурой. Выделение первой компоненты — это отыскание наиболее действенного в данной системе закона согласованности поведения исходных параметров. Признаковая структура факторов расщиповывается по матрице факторных нагрузок (табл. 2).

Так, первый фактор обуславливает увеличение размера зерна в слое, размера первичной слоистости, преобладание слоистости направленной водной среды, увеличение известковистости карбонатных конкреций, уменьшение содержания растительных остатков и степени их сохранности. Процесс, вызывающий подобные изменения наблюдаемых параметров по разрезу, можно интерпретировать сменой фациальных обстановок седиментации от торфяных болот до песчаных баров, ограничивающих лагуну со стороны открытого бассейна.

В результате факторизации нескольких десятков реальных разрезов буоркемюсской свиты было установлено, что первый фактор практически

Комплекс литологических признаков слоя,
используемый при стандартном описании разрезов

Таблица 1

Признаки	Градации признаков	Параметр, по увеличению которого проводится метризация	Код	Примечания
Гранулометрия	Уголь, углистый аргиллит, алевролит мелкозернистый и т. д.	Размер зерна	1, 2, 3 ...	Согласно шкале Г.А. Иванова
Тип слоистости	Слоистость отсутствует, горизонтальная, волнистая, косая перекрестная, косая однонаправленная	Направленность среды седиментации	1—5	В углях описывается комплексная полосчатость
Размер слоистости	Слоистость отсутствует, тонкая (до 1 см), средняя (до 5 см), толстая (до 30 см), крупная (свыше 30 см)	Мощность слоев	1—5	В углях интервалы градаций увеличены в 2 раза
Состав конкреций	Отсутствие, железистые, железистые и известковистые, известковистые	Известковистость	1—4	Реакция с HCl и NH ₄ OH
Тип растительных остатков	Отсутствие, шлам, детрит и шлам, детрит, растительные остатки	Степень сохранности	1—5	По преимущественной фракции визуальное деление
Количество растительных остатков	Отсутствие, мало, среднее количество, много, обилие	Содержание в породе	1—5	Визуальное определение

Матрица факторных нагрузок
(участок исследования разреза по скв. 205 месторождения Эрозийное)

Признаки	Факторы			
	1	2	3	4
Гранулометрия	+ 0,873	- 0,032	- 0,014	- 0,394
Тип слоистости	+ 0,777	- 0,416	- 0,265	- 0,118
Размер слоистости	+ 0,774	- 0,394	- 0,247	+ 0,342
Состав конкреций	+ 0,678	- 0,242	+ 0,686	+ 0,084
Сохранность растительных остатков	- 0,727	- 0,568	+ 0,052	- 0,222
Количество растительных остатков	- 0,767	- 0,531	+ 0,023	+ 0,062
Вклад фактора в дисперсию	3,542	0,993	0,606	0,347
Вес фактора, %	59,039	16,550	10,096	5,776

не изменяет признаковой структуры и обеспечивает от 55 до 70% суммарной дисперсии системы. В дальнейшем именно этот фактор будем называть тектоно-фациальным. Остальные факторы, обеспечивающие в сумме от 30 до 45% дисперсии, также могут быть интерпретированы, но при решении нашей задачи не используются.

Компонентный анализ позволяет производить непосредственное измерение факторов на объектах системы. После выделения тектоно-фациального фактора и его послойного измерения в масштабе мощности строятся графики, описывающие, согласно нашим представлениям, закон тектонического движения дна бассейна седиментации в течение времени формирования разреза.

Таким образом, факторизация позволяет выделить периодический (по гармонической модели) тектоно-фациальный фактор и измерить его (в стандартах) по разрезу. Минимумы факторных графиков при нашей системе кодирования соответствуют в разрезе болотным фациям и маркируют пласты углей и углистых аргиллитов. Следующим этапом анализа является разложение факторных графиков на гармонические составляющие.

Операция разложения отвечает определению параметров синусоидальных колебаний, наличие которых в исходной функции постулируется гармонической моделью. Следует учитывать, что удачное описание функции (на интервале разложения) суммой нескольких синусоид не может быть принято в качестве доказательства реальности выделенных гармоник (Вистелиус, 1975). Это только показатель правомочности выбора данного числа гармоник с данными параметрами для аппроксимации исходного графика.

Метод разложения, разработанный И.Д. Македоном, основан на получении функции спектральной плотности, описывающей зависимость амплитуд составляющих гармоник от их собственных частот, причем аргумент (частота) задается теоретически непрерывным на определенном интервале.

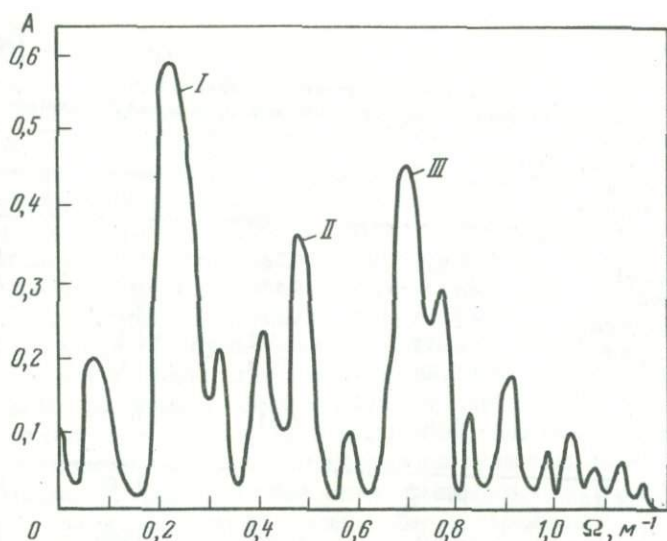


Рис. 1. Функция спектральной плотности (интервал исследования разреза по скв. 205 месторождения Эрозионное)

Периоды (T), амплитуды (A), измеряемые в стандартных отклонениях σ значений фактора, и фазы (φ) выбранных гармоник:

I - $T = 27,6$ м,	$A = 0,57\sigma$,	$\varphi = -1,4$ рад;
II - $T = 14,2$ м,	$A = 0,34\sigma$,	$\varphi = -0,9$ рад;
III - $T = 10,5$ м,	$A = 0,45\sigma$,	$\varphi = -0,8$ рад.

По виду спектра косвенно можно судить об адекватности гармонической модели реальной действительности. Наличие большого числа главных максимумов примерно одинаковой величины ("белый шум") указало бы на неприменимость гармонического разложения к анализу тектоно-фациального фактора. В нашем исследовании все анализируемые графики дали спектры с несколькими (2–5) главными максимумами, хорошо отделенными друг от друга (рис. 1). Метод позволяет выделять в спектре колебания, укладывающиеся в интервале исследования не менее двух-трех раз. Существуют ограничения со стороны выбора высокочастотных гармоник и в разрешающей способности метода.

Составленная программа реализации метода разложения на ЭВМ включена в "Автоматизированную систему обработки геологической информации ВСЕГЕИ". Программа позволяет автоматически выбрать гармоники с заданным уровнем значимости по амплитуде, выводит на печать график спектральной плотности, исходную функцию и ее описание суммой выбранных гармоник. Было решено более 40 задач разложения. При решении этих задач установлено, что всем изученным разрезам свойственны гармоники с периодами 10–10,5; 13,5–14,5 и 27,0–30,5 м. При интервалах разложения более 150 м в спектре могут появляться гармоники с периодами 59–62 и 118–124 м. Графики тектоно-фациального фактора удачно аппроксимируются суммой уже двух-трех синусоид. При изменении интервалов разложения на непрерывных разрезах значения параметров выделен-

ных гармоник практически не меняются. Это положение позволило перейти к экстраполяции гармоник за пределы интервала выделения.

Последний этап анализа предполагает предварительное определение допустимого интервала экстраполяции. Очевидно, при изменении строения разреза, не имеющем связи с колебательными движениями земной коры, все наши построения теряют геологический смысл. В то же время никакой математический метод не в состоянии "предвидеть" явление, причины которого не учтены исходной моделью. Поэтому при нашей модели задача определения допустимого интервала экстраполяции является геологической и может быть сведена к выделению в сводном разрезе единых вещественно-структурных зон и к предварительной привязке анализируемых разрезов к этим зонам.

Отсутствие статистически большого числа решений задач экстраполяции не позволяет судить о вероятностных характеристиках прогноза положения пластов в разрезе, но тот факт, что большинство решенных задач дало вполне удовлетворительные результаты, позволяет говорить о перспективности примененного модельного подхода. Проведенные опыты показали, что при величинах интервала экстраполяции, соразмерных интервалам разложения и не выходящих за пределы определенных зон сводного разреза свиты, синтезированные из продолженных гармоник факторные графики учитывают все пласты угля и углистых аргиллитов. Максимальная ошибка в определении положения пласта составила 3 м при величине интервала экстраполяции около 100 м.

Программа экстраполяции гармоник реализована на ЭВМ "Минск-32" и выводит на печать исходный факторный график, дополненный нулем на интервале экстраполяции, и синтезированный график на интервалах исследования и экстраполяции. В заключение рассмотрим пример экстраполяции факторного графика, полученного на интервале разреза по скв. 205 месторождения Эрозинное (рис. 2, см. вкладку), иллюстрирующий большинство трудностей интерпретации конечных результатов анализа.

На интервале экстраполяции находятся шесть пластов угля, из них два пласта сближены. Экстраполированный факторный график отчетливо и практически без ошибки выделил минимумами пласты 1, 2, 3 и 4 (вместе) и 6. Пласт 5 отмечен только незначительным отрицательным экстремумом, мало отличающимся от "ложных". Описание сближенных пластов одним экстремумом и возможность неправильной интерпретации слабо выраженных экстремумов — главные трудности использования метода, не говоря уже о сложности определения допустимых интервалов экстраполяции. В то же время исследование показало, что можно использовать явление периодичности строения угленосных разрезов для прогноза угленосности.

ЛИТЕРАТУРА

- Вистелиус А.Б. О методе обзора числовых совокупностей, спектрально-тектоническом анализе и характеристике волновых движений земной коры по И.А. Одесскому. — "Геотектоника", 1975, № 1, с. 117–123.
- Иванов Г.А. Угленосные формации. (Закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л., "Наука", 1967. 407 с.
- Харман Г. Современный факторный анализ. М., "Статистика", 1973. 485 с.

СТРОЕНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МЕГАЦИКЛОВ И ЗАКОНОМЕРНАЯ РАЗМЕЩЕННОСТЬ НЕФТЕГАЗОУГЛЕНОСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Седиментационная цикличность — закономерное проявление импульсного развития неживой материи по эволюционной спирали с отчетливой фазой стабилизации при переходе от одного уровня ее организации к другому. Верхняя часть земной коры, состоящая из полифациальных осадочных комплексов, образовалась в результате эволюции Земли, сопровождавшейся колебательными движениями. Генетически осадочные комплексы, являясь следствием региональных движений земной коры, отражают их характер и распределенность в планетарном масштабе. Эволюция земных движений обусловила разнообразие седиментационных комплексов и определенную размещенность в них полезных ископаемых. Таким образом, движение земной коры во времени и пространстве — главный фактор ритмической седиментации.

На процессы седиментации существенно влияет также климатическая зональность, которая, как показал Н.М. Страхов (1960), в результате смещения полюсов Земли обретает периодически различную планетарную ориентировку. Климатическим фактором контролируются зрелость пород, интенсивность процессов денудации на водосборных площадях и распределение полезных ископаемых в осадочных комплексах. В отдельные стадии седиментогенеза (образование галогенидов, карбонатов, сульфатов) климатическая зональность подавляет тектоническую. Влияние климатической зональности на образование вулканогенно-осадочных комплексов (аквагенных), наоборот, ничтожно мало. Следовательно, движение земной коры и климатическая зональность обуславливают разнообразие литолого-фациальных условий формирования осадочных комплексов и полезных ископаемых.

Источники возбуждения региональных движений земной коры еще не познаны. Тем не менее на основании третьего закона механики Ньютона можно предположить, что такими источниками являются две внутренние противодействующие силы планеты — силы мантии и земной коры, а также третья — внешняя — мощная сила космического пространства, периодически нарушающая равновесие между первыми двумя, т.е. внутренняя энергия саморазвития Земли и внешняя (по отношению к Земле) энергия саморазвития Галактики.

Региональное движение земной коры представляет собой необратимый периодический процесс, состоящий из четырех фаз: равновесия, погружения, равновесия, воздымания. Эти фазы периода движения, составляющие тектонический цикл развития земной коры, имели место на протяжении всей геологической истории Земли, ибо смена противоположно направленных движений немислима без переходной фазы равновесия (стабилизации). Естественно, что каждому тектоническому циклу, состоящему из разделенных равновесием погружения и воздымания, соответствует обособленный седиментационный цикл.

Климатический фактор (сравнительно с тектоническим) не обладает такой же периодичностью в истории Земли, особенно в стадию зарождения геосфер, и отличается более широкой планетарной зональностью, установленной Н.М. Страховым (1963). В истории Земли климатическая зональность, не совпадая с тектонической, либо охватывала одновременно несколько тектонических регионов, либо под разными углами пересекала их отдельные части, в результате чего образования седиментационного цикла подвергались воздействию различных климатических факторов, которые обуславливали локальное своеобразие.

Отсюда следует, что тектонический фактор формирования седиментационных циклов является ведущим, более отчетливым и периодичным. Однако, если периодичность тектонических движений связана с взаимодействием мантии, земной коры и космического пространства, т.е. имеет в общем "земное происхождение", то климатическая зональность определяется в основном законами развития Галактики.

В учении об осадочных комплексах не решена проблема критериев выделения и определения объема седиментационных циклов. Фациальный комплекс представляет собой литолого-тектоническое образование седиментационного цикла. Постепенно нарастающие в течение седиментационного цикла количественные изменения тектонического режима и литологического состава осадков в конечном счете переходят в качественные изменения: начинается новый режим тектонических движений и возникают другие условия осадконакопления (следующий цикл). Следовательно, седиментационный цикл отражается в обособленном комплексе осадков, образованном за один цикл развития региона со свойственными ему тектоническими движениями и климатом. Это означает, что при выделении седиментационных циклов главным критерием должен быть тектонический — периодические четырехфазные движения участков земной коры, определяющие эволюционные стадии осадконакопления.

Принимая объективно существующие периодические движения земной коры за основной критерий, мы сможем восстановить историю образования седиментационных циклов во времени и пространстве и выявить закономерности размещения в них полезных ископаемых. Объем седиментационных циклов, являясь также величиной объективной, естественно, не может определяться субъективно, условно. Седиментационные циклы, выделенные в соответствии с тектоническими циклами, имеют и четко выраженные объемы, находящиеся в прямой зависимости от длительности и частоты колебательных движений. Таким образом, колебательные движения с большим периодом, достоверно устанавливаемые комплексными геологическими методами, следует рассматривать как определяющий фактор в литолого-циклическом анализе.

С зарождения атмосферы, гидросферы и осадочного породообразования началась летопись зональных периодических движений на фоне общей эволюции седиментогенеза. Фазы погружения участков земной коры сопровождались трансгрессиями моря и накоплением соответствующих осадков с ископаемой фауной, а фазы воздымания — регрессиями и образованием угленосных осадков с флорой. Промежуточные фазы относительного равновесия (стабилизации) отличались формированием мощных извест-

ково-глинистых осадков. Распознавание этих осадочных серий посредством литолого-фациальных исследований ныне не представляет трудностей. Каждый осадочный комплекс, образованный за один цикл периодических движений, состоит из двух серий осадков — трансгрессивной и регрессивной, отражающих полный седиментационный цикл. Несколько сложнее выявляются седиментационные циклы лагунно-континентального происхождения, где стадии прогрессивного и регрессивного седиментогенеза характеризуются меньшей отчетливостью. Тем не менее площадь распространения и мощность осадков, а также строение разреза дают вполне надежные критерии установления нисходящих и восходящих колебательных движений.

Таким образом, седиментационный цикл — это генетический комплекс пород, отражающий определенную ступень исторического развития региона (бассейна) с присущими ему тектоническими и климатическими условиями осадконакопления. Образование земной коры представляет собой естественноисторический процесс возникновения, развития и смены седиментационных комплексов. Последние разделены между собой перерывами процессов осадконакопления (размывы, угловые несогласия). В каждом седиментационном цикле, независимо от структуры бассейна аккумуляции, различаются две стадии: прогрессивная (прогибание, трансгрессия, зарождение и развитие), переходящая в свою противоположность — регрессивную (воздымание, регрессия и отмирание). Закон периодичности в образовании седиментационных циклов проявляется с такой же необратимой силой, как в смене дня и ночи, лета и зимы и т.д.

Рассмотренные теоретические представления о седиментационной цикличности базируются в основном на многолетних литолого-фациальных исследованиях осадочных комплексов Верхоянской складчатой области, Приверхоянского краевого прогиба и Вилюйской синеклизы. В мезозойской эре здесь установлено пять импульсов периодических движений, *предопределивших тектонический режим, характер структурных перестроек и общую направленность седиментационного процесса, показанные в таблице.*

При первом импульсе движений образовался мощный триасовый миогеосинклинальный седиментационный цикл¹ (рис. 1), состоящий из двух стадий: трансгрессивной нижнетриасовой (кельтерская серия) и регрессивной средне-верхнетриасовой (бегиджанская серия).

Осадки кельтерской серии, охарактеризованные морской фауной, формировались в стадию интенсивного прогибания и расширения морского седиментационного бассейна с некоторым "захватом" восточного склона Сибирской платформы (Вилюйской синеклизы). Эта серия характеризуется оригинальным строением (снизу вверх): глинистая толща мощностью 95 м, песчаная — 390 м и снова регионально выдержанная глинистая — 170 м. В трансгрессивную стадию седиментации на дне бассейна происходила более полная механическая дифференциация обломочного материала, в связи с чем строение и литолого-фациальный состав серии

¹ Седиментационные циклы Верхоянской миогеосинклинали по направлению к Вилюйской синеклизе постепенно замещаются платформенными.

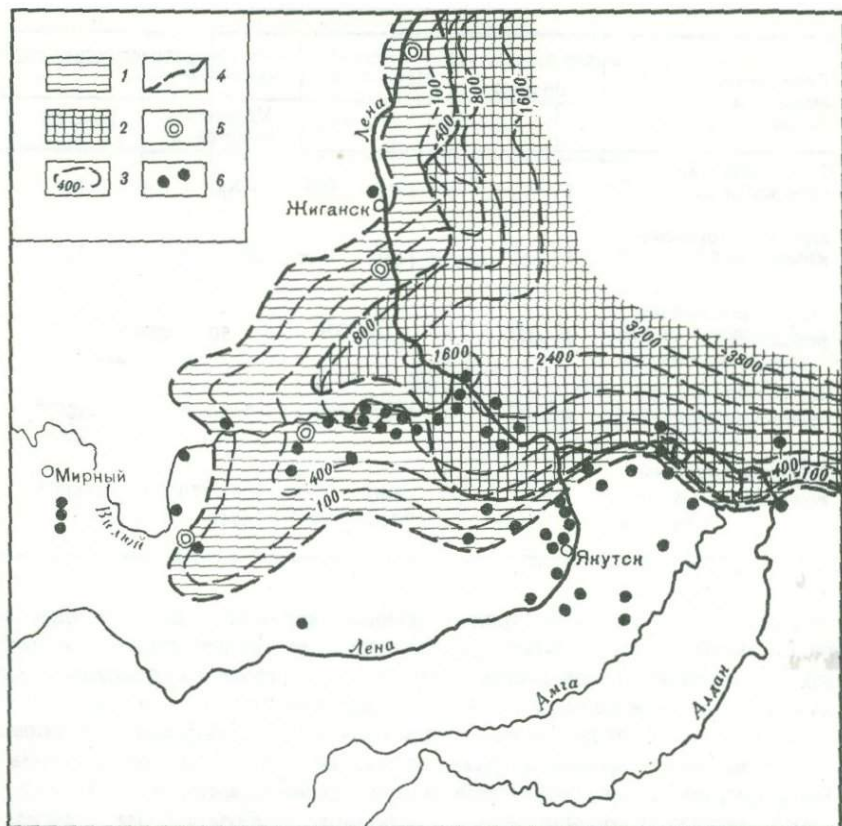


Рис. 1. Распределение стадий (гемициклов) и мощностей триасового мегосинклинального седиментационного мегацикла

1 — прогрессивный (трансгрессивный) седиментогенез; 2 — регрессивный седиментогенез; 3 — изопахиты (в м) мегацикла; 4 — граница выклинивания стадий мегацикла; 5 — опорные скважины; 6 — поисково-разведочные скважины

хорошо выдерживаются по простиранию региона. Погружение осадков возле Алданской и Анабарской антеклиз и наличие пресноводной и морской (аммоноидеи) фауны в Вилюйской синеклизе свидетельствуют о значительной силе водных потоков и приносе обломочного материала с Сибирской платформы и соседних складчатых областей, в результате чего морской водоем Вилюйской синеклизы сильно опреснялся. Накопление нижнетриасовых осадков сопровождалось значительным поступлением вулканогенного материала (подводные извержения) и образованием многочисленных аквагенных туфов, туффитов и туфопесчаников совместно с пластами базальтов и долеритов (Киселев, 1970). Последнее связано с интенсивным прогибанием земной коры и образованием глубинных разломов, по которым изливалась габбро-базальтовая магма.

Мезозойские циклы седиментогенеза Лено-Вилуйской

Седиментационный метацикл	Возраст	Мощность осадков, м	Стадия прогрессивного (трансгрессивного) седиментогенеза	
			Мощность осадков, м	Возраст
Триасовый миогеосинклинальный	T ₁ -T ₃	1650	900	T ₁
Юрский миогеосинклинальный	J ₁ -J ₃ ²	1180	220-710	J ₁
Юрско-меловой переходный	J ₃ ³ -K ₁ ¹	650	50	J ₃ ³⁻⁴
Нижнемеловой краевого прогиба	K ₁ ² -K ₁ ⁵	3100	2480	K ₁ ²⁻⁴
Верхнемеловой наложенной впадины	K ₂	860	125-770	K ₂ ¹⁻⁶
Итого		7740	4910	

Осадки бегиджанской серии, слагающие верхнюю половину триасового седиментационного цикла, образовались во вторую стадию циклического движения — воздымания земной коры, резкого уменьшения седиментационного бассейна и сильного погребения принесенного обломочного материала. Вилуйская синеклиза (как и вся Сибирская платформа) испытала повсеместный подъем, осадконакопление проходило лишь в Верхоянской миогеосинклинали в прибрежно-морских и континентальных условиях. Строение серии однородное: грубозернистые песчаниковые толщи с отпечатками флоры, обугленным растительным детритом и редкими линзами угля — типичные осадки регрессивного ряда. На границе среднего и верхнего триаса залегает алеврито-глинистая пачка мощностью 23 м, свидетельствующая о кратковременном равновесии (стабилизации) в области сноса и аккумуляции. Распределение триасовых литофациальных комплексов, акцессорных и глинистых минералов показывает, что питающей провинцией были Анабарский массив, Байкальская складчатая область и Алданский щит.

Таким образом, триасовый миогеосинклинальный комплекс образовался за полный цикл тектонического движения (равновесие, прогибание, равновесие, воздымание). На границе перми и триаса отмечаются перерыв осадконакопления и региональное несогласие (Киселев, 1973). В индский век после фазы равновесия (глинистая толща) наступает интенсивное прогибание и трансгрессия моря на Сибирской платформе (песчаная толща). Оленекский век характеризуется длительной фазой равновесия (мощная глинистая толща), после которой средне-верхнетриасовые тектонические движения, изменив свое направление на противоположное, привели к продолжительному воздыманию и регрессии моря с Вилуйской синеклизой (грубозернистая песчаная толща).

провинции и их нефтегазоносность

Седиментационный метацикл	Возраст	Мощность осадков, м	Стадия регрессивного седиментогенеза	
			Мощность осадков, м	Возраст
Газ, нефть	T ₂ -T ₃	750		Линзы угля газопровле-ния
" "	J ₂ -J ₃ ²	470		Угли, небольшие залежи газа и нефти
Газонефтепроявления	K ₁ ¹	250-600		Мощные угли, небольшие залежи газа и нефти
Газонефтепроявления, угли	K ₁ ⁵	460-620		Угли
Линзы углей	K ₂ ⁷	20-90 2530		Каолин

Основные полезные ископаемые триасового миогеосинклинального седиментационного цикла — промышленные нефтегазовые залежи, приуроченные к трансгрессивной стадии осадконакопления, где развиты самые емкие и проницаемые алеврито-песчаные коллекторы и региональные глинистые толщи-покрышки (Киселев, 1967). Другие полезные ископаемые могут быть связаны с перерожденными продуктами коры выветривания трех фаз равновесия (стабилизации). Во время второго тектонического импульса образовался юрский миогеосинклинальный седиментационный цикл, состоящий также из двух стадий: трансгрессивной нижнеюрской и регрессивной средне-верхнеюрской (рис. 2).

Нижнеюрская трансгрессивная серия осадков сформировалась в стадию интенсивного прогибания Верхоянской миогеосинклинали, Вилуйской синеклизы и сопряженных структур платформы — Ангаро-Вилуйского прогиба и Амгинской синеклизы. В мезозое это самая крупная трансгрессия моря на Сибирской платформе, связанная со значительными нисходящими колебательными движениями земной коры. Строение трансгрессивной стадии цикла (байлыкская серия) характеризуется последовательностью литологических толщ, подобных нижнетриасовой трансгрессивной стадии (снизу вверх): алеврито-глинистая толща мощностью 70-120 м, песчаная — 440-480 м и регионально выдержанная глинистая толща — 50-90 м, венчающая комплекс трансгрессивных осадков с морской фауной. На границе триаса и юры, а также в нижнем лейасе установлены аномальные соотношения устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов, выраженные высоким коэффициентом мономинеральности (Киселев, 1971). Последнее сопровождается укрупнением обломочного материала песчаников, появлением линз конгломерата и сильно ожелезненных стяжений сидерита.

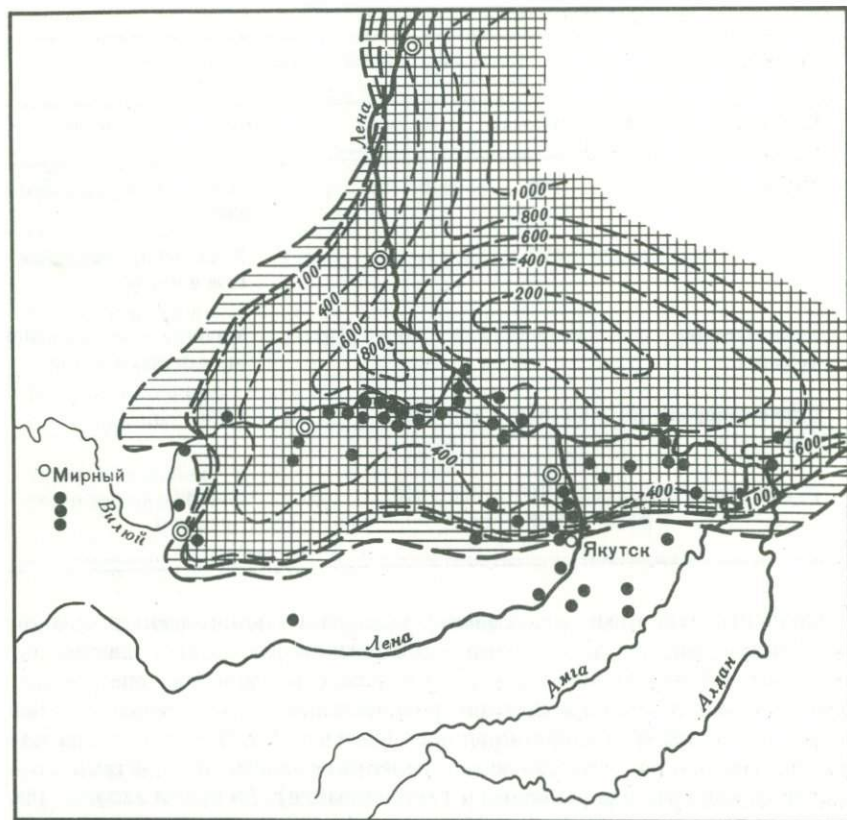


Рис. 2. Распределение стадий и мощности юрского миогеосинклинального седиментационного мегацикла
 Условные обозначения см. на рис. 1

Верхняя половина цикла (китчанская серия), состоящая из средневерхнеюрских осадков, образовалась во вторую стадию тектонического движения — регионального воздымания, регрессии моря с Сибирской платформы и значительного уменьшения области седиментации. Формировались прибрежно-морские и лагунно-континентальные угленосные осадки. Регрессивная серия сложена мощными песчаными толщами, сменяющимися вверх по разрезу переслаиванием алевролитов, аргиллитов и углей. Нижняя часть серии охарактеризована морской фауной, верхняя — многочисленной флорой. В подошве и средней части среднеюрских осадков содержатся галька, гравелиты и конгломераты; свидетельствующие об интенсивном воздымании питающей провинции. На юго-западе Виллюйской синеклизы отмечается сильное опреснение морского бассейна (фауна встречается редко). Основным источником сноса в юрский период были Алданская и Анабарская антеклизы, Байкальская складчатая область и Тунгусская синеклиза.

Таким образом, юрский миогеосинклинальный седиментационный цикл соответствует полному циклу периодических колебательных движений. На границе триаса и юры отмечается продолжительная фаза тектонического равновесия (глинистая толща), обусловленная сменой восходящих движений нисходящими. В некоторых районах внешней зоны Приверхоянского прогиба и на большей части Виллюйской синеклизы в это время был перерыв в осадконакоплении (Киселев, 1968). За фазой равновесия последовало интенсивное прогибание (песчаная толща), сопровождавшееся образованием трансгрессивной серии осадков нижнего и среднего лейаса. В конце ранней юры (тоарский век) снова наступила региональная фаза тектонического равновесия (глинистая толща) в колебательном движении земной коры. Вторая стадия юрского тектонического импульса характеризовалась региональным воздыманием и накоплением угленосных песчаных толщ регрессивного ряда, т.е. юрский миогеосинклинальный цикл, как и триасовый, характеризуется идентичной последовательностью формирования литологических толщ (глинистая, песчаная, глинистая, песчаная с углями), которая, соответствуя фазам тектонических движений (равновесие, прогибание, равновесие, воздымание), отражает обособленный завершённый седиментационный процесс. Это не случайное совпадение, а яркое проявление закономерности, свойственной миогеосинклинальным седиментационным циклам рассматриваемой территории. Такое же строение имеет и пермский миогеосинклинальный седиментационный цикл, который здесь не рассматривается.

Основными полезными ископаемыми юрского миогеосинклинального седиментационного цикла являются многопластовые нефтегазовые залежи, приуроченные (как и в триасе) к трансгрессивному комплексу осадков. Отчетливые фазы тектонического равновесия рассматриваются как потенциально благоприятные для концентрации полезных ископаемых, связанных с корами выветривания или с продуктами их переотложения.

В конце юры и раннем мелу началась инверсия Тихоокеанской эвгеосинклинали, в результате которой в Верхоянской миогеосинклинали и Виллюйской синеклизе образовались осадки седиментационного цикла переходного типа (волжский, берриасский, валанжинский ярусы). Юрско-меловой седиментационный цикл, переходный от миогеосинклинали к краевому прогибу, как и нижележащий, состоит из двух генетических стадий: трансгрессивной и регрессивной (рис. 3).

В это время проявился новый тектонический импульс периодических движений, состоящий из двух противоположно направленных стадий — прогибания и воздымания. Эти стадии по сравнению с соответствующими стадиями предшествующих эпох отличаются резко выраженной асимметричностью: наибольшим прогибанием и кратковременной трансгрессией моря на Сибирской платформе в волжский век и, наоборот, продолжительным воздыманием и образованием мощной угленосной толщи регрессивных осадков в берриасский и валанжинский века. В данном седиментационном цикле на границе изменения направленности колебательных движений отсутствуют литологические толщи — индикаторы регионально-го тектонического равновесия (алеврито-глинистые). Последнее, по-видимому, обусловлено либо довольно быстрой сменой прогибания воздыма-

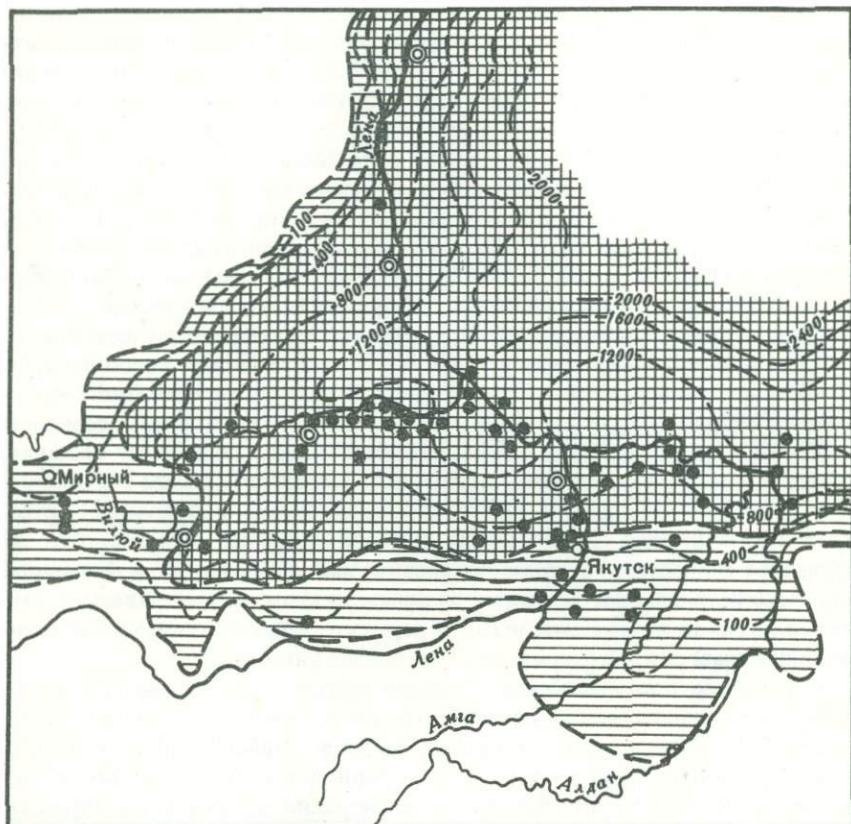


Рис. 3. Распределение стадий и мощности юрско-мелового переходного от миогеосинклинали к краевому прогибу седиментационного мегацикла
Условные обозначения см. на рис. 1

нием, либо эрозией этих толщ во время перерывов осадконакопления. В некоторых районах, особенно на склонах Анабарской антеклизы, между юрским миогеосинклинальным и юрско-меловым переходным седиментационными циклами отмечаются размывы и выпадение отдельных частей разреза. Площадь распространения отложений переходного седиментационного цикла существенно уменьшилась.

В стадию кратковременного прогибания образовались песчаные осадки сытогинской свиты, которые в Жиганском и Алданском районах накапливались в морских условиях, а в более мобильных районах Вилюйской синеклизы в Верхоянской миогеосинклинали — в прибрежно-морских и континентальных. Отсутствие морской фауны в большинстве районов синеклизы и миогеосинклинали связано с сильным опреснением морского водоема и с общей регрессией моря в северном направлении. Верхняя более мощная часть седиментационного цикла (устытская свита), образованная в стадию регионального воздымания, сложена переслаиванием песчаников с пачками алевролитов, аргиллитов и углей. Последние отра-

жают, по существу, "микрорерывы" осадконакопления — кратковременные тектонические равновесия, характерные для переходного этапа развития от миогеосинклинали к краевому прогибу. Этот этап развития отличается самыми благоприятными условиями углеобразования. Наиболее мощные и многочисленные пласты угля приурочены именно к этой части цикла. Палеогеографические условия осадконакопления были неустойчивыми: прибрежно-морскими, лагунными и континентальными.

Таким образом, на востоке Сибирской платформы в начальный период инверсии Тихоокеанской эвгеосинклинали существовал переходный этап перестройки структурного плана от Верхоянской миогеосинклинали к Приверхоянскому краевому прогибу, в течение которого образовался угленосный седиментационный цикл. Как и в других циклах, накопление осадков сопровождалось сначала прогибанием земной коры, а затем — ее воздыманием, составляя полный, хотя и асимметричный седиментационный цикл. Основными источниками сноса в этот период по-прежнему оставались Алданская и Анабарская антеклизы и Байкальская складчатая область. Из полезных ископаемых в переходном седиментационном цикле установлены непромышленные залежи нефти (нижняя его часть) и самые богатые залежи каменного и бурого угля (верхняя часть).

Следующий седиментационный цикл (рис. 4), включающий осадки от готерива до альба—сеномана (?), связан с главным периодом инверсии Тихоокеанской эвгеосинклинали и воздыманием основных элементов Сибирской платформы, которые привели к заложению и развитию на территории Верхоянской миогеосинклинали новой структуры — Приверхоянского краевого прогиба. Рубеж валанжина и готерива знаменателен грандиозными перестройками структурного плана перикратонной зоны Сибирской платформы. Область аккумуляции осадков резко сократилась. Седиментационный цикл краевого прогиба представлен мощными песчаными толщами, часть из которых угленосна. Выделяются две крупные стадии седиментогенеза: прогрессивная, связанная с прогибанием краевого прогиба, и регрессивная — с его воздыманием. В первую стадию накопились осадки сангарской серии, во вторую — бахынской. Между этими сериями, образованными за один тектонический цикл развития, был перерыв осадконакопления: бахынская серия, развитая на меньшей площади, залегает на различных горизонтах сангарской серии.

Осадки формировались в лагунных и континентальных условиях, благоприятных для углеобразования, особенно в прогрессивную стадию седиментогенеза. Источники сноса обломочного материала — Алданская и Анабарская антеклизы, Байкальская складчатая область и Тунгусская синеклиза — располагались западнее области аккумуляции. Минералогический и гранулометрический состав осадков подтверждает вывод Ю.М. Пушаровского (1959) об отсутствии молассовых отложений в Приверхоянском прогибе, который заложился и развивался в нетипичных условиях инверсии Тихоокеанской эвгеосинклинали. Верхоянская складчатая область стала источником сноса лишь в орогенный этап развития, наступивший в послемезозойскую эру. Основываясь на минералогическом и литолого-фашиальных особенностях неогеновых отложений Нижнеалданской наложенной впадины, мы полностью разделяем

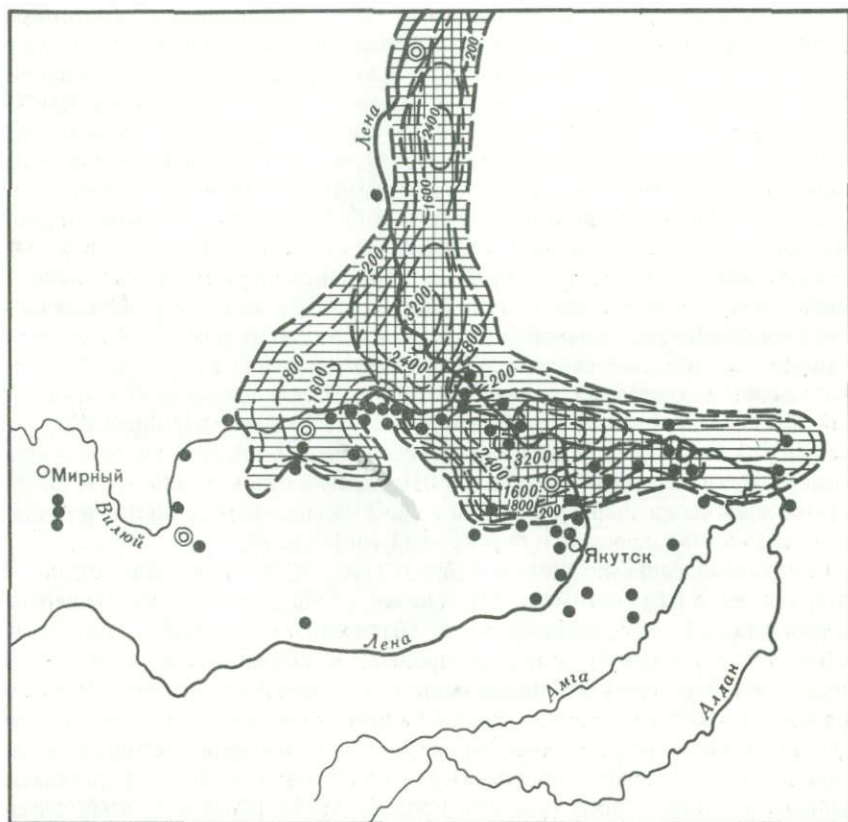


Рис. 4. Распределение стадий и мощностей нижнемелового седиментационного мега-цикла краевого прогиба

Условные обозначения см. на рис. 1

точку зрения Г.Ф. Лунгерсгаузена (1964) о том, что Верхоянские горные сооружения — молодые образования. Смена разнонаправленных тектонических движений в седиментационном цикле краевого прогиба была, по-видимому, довольно быстрой; тектоническое равновесие отмечается лишь при формировании средней части бахынайской серии, включающей мощную глинистую толщу (маганская свита).

Таким образом, комплекс осадков краевого прогиба образовался в течение двух стадий развития (прогибание и воздымание), отражающих обособленный седиментационный цикл. Он асимметричен по строению: мощная серия осадков прогрессивного седиментогенеза сменяется вверх по разрезу сравнительно маломощной серией регрессивного седиментогенеза. Из полезных ископаемых с этим циклом связаны главным образом каменные и бурые угли; в единичных случаях отмечаются слабые битумопроявления.

Мезозойское осадконакопление завершается верхнемеловым циклом наложенной впадины (рис. 5), состоящим из песчаных пород тимердях-

ской и линденской свит, развитых в центральной части Вилуйской синеклизы. После мощного нижнемелового седиментационного цикла краевого прогиба проходила дальнейшая структурная перестройка рассматриваемого региона: под воздействием Тихоокеанской эвгеосинклинали началась инверсия Приверхоанского краевого прогиба, и зона прогибания земной коры с соответствующей ей областью седиментации резко сместилась в сторону Сибирской платформы, где воздымавшаяся в нижнемеловую эпоху центральная часть Вилуйской синеклизы вновь испытала длительное прогибание. В стадию прогибания образовались мощные пески тимердяхской свиты, в стадию воздымания — маломощные пески линденской свиты, т.е. периодические колебательные движения были также асимметричными — стадия прогрессивного седиментогенеза во много раз преобладала над регрессивной. Между верхнемеловым седиментационным циклом наложенной впадины и подстилающими циклами установлено стратиграфическое и азимутальное несогласие: отложения тимердяхской

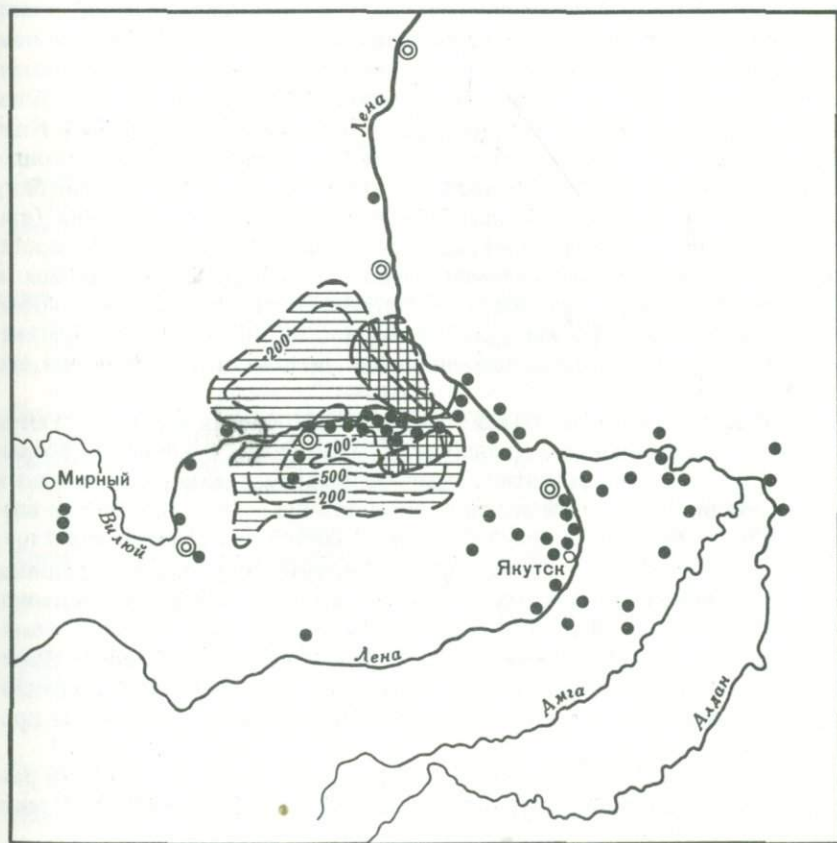


Рис. 5. Распределение стадий и мощности верхнемелового седиментационного мега-цикла наложенной впадины

Условные обозначения см. на рис. 1

свиты залегают на разных горизонтах седиментационного цикла переходного типа и краевого прогиба. Внутри верхнемелового седиментационного цикла (в момент изменения направления тектонического движения) также существовал перерыв в осадконакоплении: наблюдается несогласное залегание песков линденской свиты на различных горизонтах тимердахской свиты и нижнемелового комплекса краевого прогиба.

Седиментационный цикл наложенной впадины представлен песками с линзами глин, образованными в континентальных условиях. Показательно полное отсутствие угленосности, связанное с особенностями тектонического режима наложенной впадины — слабым проявлением фаз тектонического равновесия. Основным поставщиком обломочного материала была территория, воздымавшаяся к западу и юго-западу от области аккумуляции, особенно Байкало-Патомское нагорье. Промышленные полезные ископаемые в верхнемеловом седиментационном цикле пока не обнаружены; линденские пески отличаются повсеместной каолинитоносностью.

Таким образом, в Лено-Вилуйской нефтегазонасной провинции развита ритмическая седиментация разного порядка: элементарный цикл, макроцикл и мегацикл. В позднем палеозое и мезозое в седиментационных бассейнах проявились шесть мегациклов осадконакопления, связанных соответственно со стадийным развитием Верхоянской миогеосинклинали, Вилуйской синеклизы, Приверхоянского краевого прогиба и Нижневилуйской наложенной впадины. Каждый мегацикл осадконакопления¹, состоящий из двух фашиальных гемициклов и отражающий одну палеотектоническую ступень развития седиментационного бассейна (стадию прогибания и воздымания), отличается неповторимыми особенностями палеогеографического седиментогенеза, литофашиального состава и его пространственного размещения. Мегациклы разделены между собой несогласиями и перерывами в осадконакоплении; они образуют парагенетический ряд, соответствующий эволюции региона и особенностям его седиментогенеза.

Миогеосинклинальные мегациклы осадконакопления характеризуются четырехфазным развитием (равновесие, прогибание, равновесие, воздымание), выраженным закономерным чередованием глинистых и песчаных толщ. Мегациклы переходного типа, краевого прогиба и наложенной впадины, как и миогеосинклинальные, также состоят из двух гемициклов: а) прогрессивного и б) регрессивного седиментогенеза, но, как правило, без регионально выдержанных глинистых толщ — индикаторов тектонического равновесия. Мегациклом присуще асимметричное строение: гемициклы прогрессивного седиментогенеза (трансгрессия, прогибание) значительно преобладают по мощности осадков над гемициклами регрессивного седиментогенеза; в мегацикле переходного типа их соотношение протиположное.

В Лено-Вилуйской провинции месторождения нефти, газа и угля размещаются закономерно: крупные залежи газа и нефти приурочены к мио-

¹ Автор статьи полностью разделяет понятийно-терминологическую точку зрения А.А. Трофимука, Н.Б. Вассоевича и Ю.Н. Карогодина в отношении геоциклического метода изучения осадочного покрова земной коры.

геосинклинальным мегациклом, в частности, к их трансгрессивным гемициклам, отражающим стадию прогрессивного седиментогенеза (Киселев, 1967б). Максимальная угленосность и небольшие залежи газа и нефти свойственны переходному мегациклу (от миогеосинклинали к краевому прогибу). С мегациклом краевого прогиба связаны в основном залежи угля. Таким образом, для накопления исходного органического вещества и преобразования его в нефть и газ самыми благоприятными палеогеографическими условиями следует признать условия формирования осадков трансгрессивных гемициклов (прогрессивный седиментогенез).

Генетическая связь крупных залежей с определенными частями седиментационных мегациклов дает возможность ускоренного поиска новых месторождений нефти и газа путем сосредоточения поисково-разведочных работ прежде всего в трансгрессивных гемициклах Лено-Вилуйской провинции. Закономерное размещение залежей газа и нефти на востоке Сибирской платформы убедительно подтверждает идею А.А. Трофимука (1963), Н.Ю. Успенской (1967) и других исследователей о преимущественной связи нефтематеринских свит с трансгрессивными циклами осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Киселев А.Е. Закономерности изменений нефтегазовых коллекторов в мезозойских отложениях Вилуйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба. — "Сов. геол.", 1967а; № 7, с. 27—37.
- Киселев А.Е. Закономерности размещения нефтегазоносности в мезозойских отложениях востока Сибирской платформы. — Материалы по геологии и нефтегазоносности Восточной Сибири. — "Труды СНИИГГИМС", 1967б, вып. 63, с. 133—139.
- Киселев А.Е. Предъюрский перерыв осадконакопления в Вилуйской синеклизе и Приверхоанском краевом прогибе. — "Геол. и геофиз.", 1968, № 9, с. 53—58.
- Киселев А.Е. Аквагенные и пелловые туфы Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции. — "Сов. геол.", 1970, № 3, с. 85—97.
- Киселев А.Е. Литология и коллекторские свойства мезозойских отложений Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции. М., "Недра", 1971. 224 с.
- Киселев А.Е. О несогласии на границе перми и триаса в Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции. — В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 3. Якутск, 1973, с. 32—35.
- Лунерсгаузен Г.Ф. О времени образования Верхоянских гор. — В кн.: Проблемы неотектоники (тезисы докладов). М., 1964, с. 124—126.
- Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., "Наука"; 1959. 154 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолитехиздат, 1963. 535 с.
- Трофимук А.А. Проблема диагностики нефтематеринских свит. — "Геол. и геофиз.", 1963, № 4, с. 116—121.
- Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири. — "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 5, с. 1156—1159.
- Успенская Н.Ю. Закономерности распространения нефтегазоносности в платформенном чехле Скифско-Туранской и Западно-Европейской платформ. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., "Недра", 1967, с. 594—602.

О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЦИКЛИЧНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В докладе А.А. Трофимука и Ю.Н. Карогодина (1975) на конференции по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых (Новосибирск, 1975 г.) поднята важная научно-методологическая проблема, относящаяся к принципам и способам выделения циклов или циклокомплексов различных порядков, их пространственным взаимоотношениям и морфоструктурной классификации.

В качестве объектов исследования авторы принимают "... осадочные породы, породные ассоциации" (Трофимук, Карогодина, 1975, с. 5). Породные ассоциации рекомендуется выделять прежде всего по структурно-морфологическим признакам, переходя от более мелких ко все более крупным, т. е. следовать принципу "от частного к общему". Второй задачей анализа цикличности является изучение структуры элементарных единиц (слоев), их взаимоотношений в разрезе, т. е. выявление структуры слоистой системы в целом. Далее предлагается осуществлять "реконструкцию динамики формирования системы с использованием различных методов (литолого-петрографического, геохимического, палеоэкологического и др.) и, наконец, выявлять причины возникновения и развития системы" (там же, с. 6).

Отмечая сложность строения слоистой оболочки земной коры, характеризующейся множеством сочетаний чередующихся элементарных тел, А.А. Трофимук и Ю.Н. Карогодина формулируют общие правила выделения и группировки слоевых ассоциаций. По их мнению, при выделении циклокомплексов следует руководствоваться двумя главными правилами: 1) непрерывностью литолого-гранулометрического ряда; 2) характером границ элементарных литологических тел.

Однако далее признается, что для определения целого и части в разрезе нельзя использовать только первый признак (правило), так как с ним нередко вступают в противоречие другие показатели: цвет, текстура, включения, органические остатки и т. д. Противоречие в основном снимается привлечением второго главного признака — характера границ между литологическими телами. Выделяются две категории границ: *резкие* и *постепенные*.

Но можно ли по форме границ между слоями, пачками или свитами, описанными в отдельных разрезах, судить об объеме циклокомплекса и его ранге? По-видимому, нельзя. Резкая граница нередко отражает локальный процесс (например, врезание русла палеореки), а плавная — характеризует смену условий осадконакопления в пределах почти всего седиментационного бассейна (например, трансгрессию моря на обширную область озерно-аллювильной равнины).

Очевидно, объем и ранг циклокомплекса определяются не морфологическими признаками границ, а их природой, т. е. локальным, зональным или региональным развитием, возрастным и пространственным масштабом стратиграфических или угловых несогласий.

Из сказанного вытекает методологическое правило, согласно которому индуктивный и дедуктивный подходы, морфологический и генетический аспекты цикличности не могут быть разорваны, но должны всегда выступать в единстве.

Построенная А. А. Трофимуком и Ю. Н. Карогодиным (1975, с. 19) морфологическая классификация седиментационных комплексов по типам взаимоотношения грубозернистых и тонкозернистых элементов разреза может служить хорошим инструментом анализа цикличности и ритмичности при условии, что границы самих комплексов каким-то надежным способом уже выделены. Но авторы сами признают, что "в настоящее время трудно говорить о типах группировки (комбинации) элементарных комплексов (ЭК) в мезокомплексы" (там же, с. 20).

По-видимому, еще труднее показать объемы макро- и мегакомплексов только по морфологическим признакам, не прибегая к генетическим моделям седиментогенеза, основанным на геотектоническом и формационном анализе.

Генетическое моделирование требует последовательного выделения структурно-тектонических комплексов, этажей, ярусов, а внутри их — латеральных формационных рядов. Характер седиментационных комплексов различных рангов, их взаимоотношения предопределяются изменяющимися во времени и пространстве палеотектоническими, палеогеоморфологическими и палеоклиматическими условиями изучаемого сегмента земной коры.

Приведу в качестве примера главные результаты анализа цикличности осадконакопления в Западно-Сибирском седиментационном бассейне, где этот анализ осуществлялся путем построения региональных структурных, палеогеографических, палеотектонических карт и геологических профилей с вынесением на них типов формаций (Рудкевич, 1974а, б).

В единый платформенный ("чехольный") структурный этаж Западно-Сибирской плиты входят юрские (а в северных районах также триасовые), меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

В платформенном этаже обособляются триасовый (или средне-верхнетриасовый), ниже-среднеюрский, верхнеюрский, нижнемеловой (включая сеноманский ярус верхнего мела), верхнемеловой, палеогеновый, миоцен-среднеплиоценовый и верхнеплиоцен-антропогеновый структурные подэтажи. Каждый подэтаж — это региональный тектонический и седиментационный цикл (макрокомплекс), отделенный один от другого географическим или угловым несогласием.

Региональные несогласия между подэтажами, как правило, синхронизируются с главными фазами альпийской орогенической эры, активно проявившимися на Кавказе, в Копетдаге и в пределах Верхояно-Колымской складчатой области.

В Западной Сибири выражены следующие фазы или группы сближенных фаз (эпохи складчатости, по В. Е. Хаину).

Древнекембрийская — на границе триаса и юры. Она характеризуется выпадением части нижнего лейаса из разреза в Усть-Енисейском районе, широким развитием триас-нижнелейасовых грабен в При-

уралье и Среднем Приобье, выполненных вулканогенно-осадочными угленосными толщами. Грабены перекрыты "чехольными" отложениями средней—верхней юры или нижнего мела.

Новокимерийская — на границе юрского и мелового периодов. В Усть-Енисейском районе фиксируется трансгрессивное налегание валанжина на размытую поверхность горизонтов юрской системы — от волжского до батского ярусов.

Ларамийская — на рубеже мелового и палеогенового периодов. Она проявляется в отсутствии осадков датского яруса в разрезе на обширном пространстве центральных и северных районов Западной Сибири. Вблизи южной окраины плиты установлен глубокий позднепалеоценовый (предэоценовый) разрыв, в результате которого эоценовые опоки ложатся на эродированную поверхность меловых глин (Рудкевич, 1974а).

Штирийская — в середине миоцена. В Западной Сибири эта фаза выражается резкой перестройкой структурного плана: общим подъемом и денудацией Северного Приуралья, Надым-Тазовского междуречья, Таймыра с прилегающей к нему низменностью и Таз-Енисейского водораздела, а также опусканием южной части плиты. Общая инверсия тектонического режима началась после накопления осадков абросимовской свиты, относимой к нижнему миоцену.

Ронская — между средним и поздним плиоценом (по Г. Штилле, на границе раннего и среднего плиоцена). С ронской фазой связано формирование переуглубленных речных долин, заполненных верхнеплиоцено-четвертичным аллювием, ледниковой мореной и межледниковыми морскими осадками.

Все упомянутые структурные подэтажи выделяются еще более четко в пределах Скифской и Туранской плит, непосредственно граничащих с альпийскими геосинклинальными системами.

Там, где стратиграфическое несогласие между подэтажами не выражено (например, в днищах впадин Западной Сибири), эквивалентом несогласия является резкая смена облика и физических свойств осадочных пород в разрезе. Такие физические границы служат региональными опорными сейсмическими отражающими горизонтами (горизонты "Б" и "Г" соответственно в кровлях волжского и сеноманского ярусов).

Структурные подэтажи расчленяются на структурные ярусы. Последние присутствуют не во всех подэтажах; отдельные ярусы имеют только зональное распространение.

Нижнемеловой подэтаж состоит из двух ярусов — неокомского и апт-сеноманского. Граница между ними фиксируется сейсмическим отражающим горизонтом "М". Палеогеновый подэтаж включает в себя палеоценовый, эоценовый и олигоценовый ярусы. Верхнеюрский и верхнемеловой (турон-датский) подэтажи эквивалентны одноименным ярусам.

Структурно-формационное расчленение ниже-среднеюрских и триасовых отложений (там, где они входят в состав "чехольного" этажа, а не выполняют грабены) еще не проведено из-за недостатка фактического материала.

Структурным ярусам, вероятно, отвечают седиментационные мезо-комплексы.

В отдельных, достаточно больших по площади частях бассейна можно выделить структурные подъярусы: келловей-оксфордский и кимерид-волжский — в верхнеюрском ярусе; берриас-валанжинский и готерив-барремский — в неокомском; аптский и альб-сеноманский — в апт-сеноманском; туронский, коньяк-сантонский, кампанский и маастрихт-датский — в верхнемеловом ярусе.

Для структурных подъярусов (которым соответствуют элементарные седиментационные комплексы), представленных мелководно-морскими фациями, реализуется модель второго или четвертого типов классификации А. А. Трофимука и Ю. Н. Карогодина (1975, с. 19).

Подъярусы верхнемелового (турон-датского) яруса не попадают ни в один из типов упомянутой классификации, так как они почти повсеместно представлены глинистыми и глинисто-кремнистыми породами.

Крайне трудно (если вообще возможно) осуществить однозначное выделение элементарных циклокомплексов в покурской свите (апт-сеноман), которая сложена полимиктовыми слабоплотными песчаниками и песками с линзовидными пропластками глин и алевроитов. Если подошва и особенно кровля свиты достаточно уверенно проводятся по электрокаротажным диаграммам и фиксируются на сейсмолентах, то отдельные пачки и пласты могут служить объектами для изучения цикличности лишь при сплошном выносе керна из скважин.

Перечисленные выше макроциклы мезозойско-кайнозойского платформенного мегацикла Западно-Сибирской плиты характеризуются индивидуальными чертами литологического состава, собственными слоистыми текстурами и ритмичностью, отражающими необратимый эволюционный процесс изменения лика Земли. Вместе с тем в разрезе осадочного чехла проступает цикличность, повторяемость во времени сходных (но не тождественных) событий.

Наиболее ярким выражением цикличности является присутствие во всем бассейне трех сравнительно маломощных существенно глинистых и кремнисто-глинистых комплексов, отражающих региональные трансгрессии в позднеюрскую, позднемеловую и эоценовую эпохи.

Накопление осадков в эти эпохи происходило в обстановке очень медленного прогибания дна бассейна и пенепленизации областей сноса. В волжском, туронском веках и в раннеэоценовое время прогибание на значительной площади было не полностью компенсированным. Слабая дифференциация тектонических движений в сочетании с климатическим однообразием обусловили монотонность разреза верхнеюрской, верхнемеловой (без сеноманского яруса) и эоценовой толщ, невыраженность циклов более низких порядков.

Ранне-среднеюрское время, раннемеловая, олигоценовая эпохи и неогеновый период отличаются более сложным ходом событий: на перечисленных этапах формировались полифациальные осадочные комплексы, изменчивые по мощности на сравнительно коротких расстояниях и характеризующиеся разнообразными породными ассоциациями в разрезе и на площади.

“Межтрансгрессивные” циклокомплексы являются результатом энергичного подъема областей сноса и дифференцированного прогибания дна

бассейна. Прогибание, протекавшее в целом с высокой скоростью, компенсировалось накоплением мощных терригенных толщ, в которых преобладали грубообломочные породы. Такие циклокомплексы отличаются друг от друга значительно больше, чем осадочные толщи, образовавшиеся в эпохи региональных трансгрессий. Например, существенные свойства ниже-среднеюрского подэтажа — мелкая ритмичность и угленосность — проявляются не во всех "родственных" подэтажах и структурных ярусах, а в их частях, и не повсеместно, а в отдельных зонах.

Известное сходство с ниже-среднеюрским макрокомплексом обнаруживают апт-сеноманский мезокомплекс северо-восточной части бассейна, олигоценый мезокомплекс центральных и миоцен-среднеплиоценовый макрокомплекс южных районов плиты.

Из сказанного вытекают следующие главные выводы.

1. Изучение седиментационных циклов следует проводить, сочетая принципы "от общего к частному" и "от частного к общему". При этом ведущая роль должна принадлежать обоснованию границ между крупными комплексами и исследованию их пространственных взаимоотношений. Здесь уместна аналогия с поисково-разведочным процессом: с одной стороны, детальным работам предшествуют региональные исследования, с другой — результаты ранее проведенных детальных поисков и разведки на отдельных площадях используются при решении задач регионально-поискового этапа в соседних районах.

2. Выделение макро- и мезоциклов осуществимо только на основе структурно-формационного анализа.

Гранулометрическая кривая и форма границ между элементарными геологическими телами неприменимы для определения объемов крупных литологических комплексов. Главное назначение этих морфологических характеристик разреза состоит в выделении микроциклов, а в некоторых случаях — элементарных циклокомплексов.

3. Создание классификационных схем циклокомплексов разных порядков может быть успешно реализовано лишь на базе построения региональных морфогенетических моделей, в которых вещественные (минералого-петрографические, текстурные, структурные, палеонтологические и другие) признаки получают адекватное генетическое истолкование.

ЛИТЕРАТУРА

- Рудкевич М. Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности (на примере Западно-Сибирской, Туранской, Скифской плит и некоторых районов Восточно-Европейской платформы). М., "Недра", 1974 а. 184 с.
- Рудкевич М. Я. Районирование Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции для дальнейшего направления поисково-разведочных работ на нефть. (Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. 5. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа, вып. 4). М., ВИЭМС, 1974 б. 25 с.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления. Препринт 7. Коллф. "Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горячих полезных ископаемых". Новосибирск, ИГиГ, 1975. 36 с.

ЦИКЛИЧНОСТЬ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ И МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

О тесной связи цикличности и нефтегазоносности осадочных толщ, о циклическом распределении в разрезе коллекторских горизонтов, покрышек, нефтегазопроизводящих толщ и залежей углеводородов говорится в работах В.В. Вебера, В.П. Казаринова, Ю.Н. Карогодина, С.П. Максимова, В.Д. Наливкина, А.Б. Ронова, Н.Ю. Успенской, В.Е. Хаина и др. Из всего комплекса осадочных формаций наиболее слабо, с точки зрения цикличности, исследованы карбонатные толщи. Объясняется это трудностью выделения циклов в однородном (на первый взгляд) известняковом разрезе и отсутствием разработанной методики их изучения.

Разведочно-эксплуатационные работы в Волго-Уральской нефтегазоносной области позволили установить, что продуктивной является не вся толща карбонатных пород, а лишь ее отдельные пачки и горизонты. Здесь было выделено по каротажным диаграммам около 50 коллекторских горизонтов (Абдуллин, 1963; Кинзикеев, 1963). Эти горизонты связаны с циклами осадкообразования, имеют региональное распространение и могут прослеживаться на большие расстояния. К определенным элементам карбонатных циклов приурочены покрышки и отдельные горизонты нефтегазопроизводящих толщ. До сих пор в литературе слабо освещен вопрос, как соотносятся эти горизонты, к каким фазам и циклам они приурочены.

Изучение продуктивных горизонтов в Волго-Уральской области (Кинзикеев, 1963) показало, что они связаны с регрессивными фазами циклов и образуются при накоплении карбонатной толщи во время относительно поднятия дна седиментационного бассейна. Н.Ю. Успенская (1967) указывает на связь нефтематеринских толщ с преимущественно трансгрессивными циклами осадконакопления.

Вопросы цикличности карбонатных отложений, выделения в циклокомплексах коллекторских горизонтов, покрышек и возможных нефтегазопроизводящих толщ, их соотношений в разрезе могут быть детально изучены на естественных обнажениях мезозойских и палеогеновых образований Средней Азии, где они четко прослеживаются на сотни километров.

На территории юго-востока Средней Азии широко развита келловей-оксфордская толща известняков мощностью до 600 м, которая рассматривается как перспективный нефтегазоносный комплекс осадочного чехла. Высокая продуктивность этой толщи доказана открытием крупнейших месторождений газа в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Карбонатная верхнеюрская формация детально изучена нами на обширной площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта и его южных склонов, где она обнажается на поверхности.

В едином юрском седиментационном цикле рассматриваемая формация отражает стабильную (или нейтральную) фазу. Терригенная нижне-среднеюрская формация является трансгрессивным элементом этого

цикла, а мощная сульфатно-галогенная и красноцветная глинисто-песчаная толща кимеридж-титона — его регрессивной частью. Фациально-циклический анализ позволяет рассматривать верхнеюрскую карбонатную формацию как мезоциклокомплекс (по классификации А.А. Трофимука и Ю.Н. Карогодина, 1974), или как цикл II порядка.

Карбонатные отложения формировались в условиях открытого моря на различных глубинах (от нескольких метров до 100 м и более) при колебательном режиме тектонических движений на фоне непрерывного прогибания седиментационного бассейна. В целом для известняковой толщи намечается отчетливая закономерность: малые глубины (первые десятки метров) при накоплении низов разреза, углубление дна бассейна до 100—150 м ко времени образования верхнекелловейских—нижне-среднеоксфордских пород и новое обмеление моря в период формирования ее верхних горизонтов.

Карбонатный мезоциклокомплекс расчленяется на более мелкие, элементарные циклы I порядка, которые являются наименьшими единицами юрского седиментационного цикла, отражающими характер тектонических движений и возникшие благодаря им.

В результате комплексных литолого-петрографических, фациально-палеоэкологических и палеотектонических исследований в келловей-оксфордской толще известняков нами выделено до 11 элементарных циклов (микроциклокомплексов), которые обладают характерными особенностями и могут прослеживаться на сотни километров. Каждый из этих микроциклокомплексов имеет двучленное строение, слагаясь трансгрессивным и регрессивным элементами.

Начинается элементарный цикл трансгрессивной серией пород мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Породы регрессивной фазы формировались при относительно приподнятом дне бассейна (в некоторых случаях в начальные и конечные стадии накопления толщи оно выходило на поверхность). Процессы литогенеза в этих случаях протекали в условиях снижающегося давления. Это способствовало сохранению всех пор, которые возникали при осадконакоплении, и образованию новых. Обмеление дна бассейна в конечной стадии регрессивной фазы сопровождалось возникновением диагенетической трещиноватости, появлением незначительных малоамплитудных местных размывов, образованием карровых и многочисленных сутуро-стилолитовых поверхностей. В дальнейшем в этих расслабленных зонах карбонатной толщи появлялась максимальная тектоническая трещиноватость с возникновением каверн и реже — карстовых полостей выщелачивания. С этими участками повышенной диагенетической и тектонической трещиноватости тесно связана повышенная пористость пород и вторичная доломитизация. На каротажных диаграммах эти горизонты отмечены максимумами КС и пониженными значениями ПС.

Карбонатные породы трансгрессивной фазы микроциклокомплексов накапливались и проходили стадии диагенеза при постоянном и довольно интенсивном погружении бассейна в восстановительной и резковосстановительной геохимической обстановке в условиях все возрастающего давления вышележащих осадков. Это приводило к уплотнению пород, унич-

тожению пор и каверн или резкому их сокращению, не способствовало возникновению и развитию трещиноватости. Последняя обнаруживается в шлифах в виде "волосных", тонких, слабоизвилистых трещин, в большинстве своем выполненных битуминозным веществом. В этих горизонтах значительно реже наблюдаются сутуры и стилолиты. Известняки, как правило, слаботрещиноваты на поверхности, часто окрашены в черный цвет за счет интенсивного обогащения рассеянным органическим веществом, имеют массивную текстуру и четко выраженную кристаллическую структуру. Существенного различия в составе и структуре известняков из трансгрессивных и регрессивных горизонтов элементарных циклов при петрографических исследованиях уловить не удалось. Однако в ряде случаев выявлены заметные отличия. Так, в многочисленных оолитовых разностях известняков из регрессивных элементов микроциклокомплексов оолиты располагаются без ясных признаков уплотнения. Между ними наблюдаются поры — открытые или заполненные битуминозным веществом либо кристаллическим кальцитом. Довольно часто поровые пространства соединены микротрещинами, каналами, стенки которых несут следы циркуляции растворов. Растворение известняков минерализованными водами, циркулировавшими по каналам, привело к образованию кавернозных и закарстованных разностей. Оолитовые известняки из трансгрессивных горизонтов микроциклокомплексов несут явные следы уплотнения, происходившего в процессе начального литогенеза: оолиты сближены, часто весьма сплющены; пространство между ними выполнено тонкозернистой массой с единичными трещинами.

Наряду с указанными особенностями, присущими карбонатным породам регрессивной фазы микроциклокомплексов, установлены и другие характерные для нее признаки, в первую очередь — комплексы ископаемых органических остатков. Следует заметить, что палеоэкологические исследования¹ при изучении цикличности в карбонатных однородных толщах являются одним из основных методов. Особенно важно изучение бентонных форм ископаемых организмов (пелеципод, кораллов, брахиопод, мшанок и др.), водорослей (зеленых, сине-зеленых, багряных и др.), строматолитов, органогенных построек.

При выделении микроциклокомплексов приблизительные глубины морского седиментационного бассейна на различных стадиях его развития определялись в первую очередь из палеоэкологического анализа (анализа ископаемых органических остатков). Основные показатели — индикаторы глубин седиментационного морского бассейна, имеющие важнейшее значение при выделении циклов и их элементов, приведены в таблице.

Вертикальная зональность известняков устанавливается довольно отчетливо и проявляется в ряде особенностей.

1. Циклы, приуроченные к нижней и верхней частям карбонатной формации, содержат обильные и разнообразные органические остатки, многочисленные водоросли, горизонты ракушняков, органогенно-детритусовых и оолитовых разностей известняков. При этом в нижней части толщи сине-зеленые водоросли представлены лишь мелкими формами, тогда как в

¹ Палеоэкологические исследования проведены Н.Д. Юшиной.

Индикаторы глубин морского бассейна

Прибрежная приливно-отливная зона (0—40 м)	Малые глубины (30—100 м)	Большие глубины (глубже 100, по-видимому, 150—200 м)
<p>Органогенные постройки, биогермы, биостромы, водоросли сине-зеленые (гирванеллы, коллени) и зеленые, строматолиты, кораллы, мшанки, ежи; пелециподы: остrei, модиолусы, митилусы и др. (глубина от нуля до первых десятков метров); трещины усыхания; битая ракушка, ракушняки, оолитовые разности; волноприбойные знаки, следы капель, следы размывов, следы ползания организмов, следы илоседел; сидеритовые конкреции, горизонты терригенных пород или обогащенность известняков песчаными частицами</p>	<p>Пелециподы: остrei, аномии, митилусы, модиолусы, протокардии, цератомии, плагиостомы и др.; брахиоподы, единичные водоросли, кораллы; единичные органогенные постройки, сложенные водорослями, колониальными кораллами и мшанками</p>	<p>Пелециподы: пектены, арки, куспидарии, пинны, птерии и др.; брахиоподы; отсутствие кораллов, водорослей, мелководных бентонных организмов</p>

верхних ее горизонтах строматолиты слагаются крупными бугристыми формами типа коллени. Среди ископаемых организмов в низах толщи преобладают пелециподы, в верхней части наряду с ними характерны брахиоподы. В циклах средней части толщи (верхний келловей, нижний—средний оксфорд) окаменелости редки и в основном представлены брахиоподами (реже — аммонитами). В регрессивных элементах этих циклов часто отмечаются различные по величине органогенные постройки: от мелких биостром и биогерм до рифовых тел высотой до 60—70 м. Основными рифостроителями являются разнообразные водоросли, колониальные кораллы, реже — мшанки.

2. В нижней части карбонатной формации трансгрессивные фазы элементарных циклов содержат 12—15% нерастворимого остатка (НО), регрессивные — 3—5%. НО представлен песчаной фракцией, содержащей в среднем до 60% кварца, 25% обломков пород и 15% полевых шпатов — при почти полном отсутствии глинистого материала. В средней части карбонатной толщи НО составляет 10—15% по всему циклу. Он представлен в основном глинистой фракцией. Равные содержания НО по всему микроциклокомплексу устанавливаются и в верхней части известнякового разреза. Здесь НО составляет 8—10%, в том числе не более 5% глинистого вещества и до 3—5% зерен кварца. Последний характерен для трансгрессивных элементов цикла.

Значительно четче устанавливается цикличность в осадках прибрежной зоны седиментационного бассейна. Близ области сноса карбонатная толща обогащается глинисто-терригенным материалом. В этих условиях облегчается визуальное выделение элементарных циклов.

Регрессивную серию цикла составляют в основном песчаники или известняки, интенсивно обогащенные терригенным материалом. Формировались они в период активизации тектонических движений, вызвавших регрессию моря, при интенсивном поступлении обломочного материала из области эрозии. О незначительности пути переноса обломков свидетельствует слабая сортировка зерен песчаников, их разнозернистость — от мелкозернистой до гравийной размерности, угловатый характер зерен. Обломочная часть представлена кварцем (60—65%), полевыми шпатами (25—35%), обломками пород (5—15%).

В трансгрессивную фазу микроцикла (в момент относительного тектонического покоя) накапливались более глубоководные осадки — глины, мергели.

В "чисто" карбонатных элементарных циклах прибрежных фаций регрессивные элементы слагаются доломитосодержащими известняками порово-кавернозно-трещинного типа, с частыми сутуро-стилолитовыми поверхностями, с четко выраженными локальными размывами, знаками ряби, следами жизнедеятельности организмов. Для этих известняков характерны обильные, но маломощные прослои оолитовых разностей, реже — водорослей. Свообразный комплекс органических остатков, ракушки свидетельствуют о мелководности бассейна.

Результаты наших работ показали, что при выделении циклов в карбонатной формации петрографические исследования определяющего значения не имеют. Доломитизация известняков не приурочена к определенным микроциклам. Это позволяет думать об эпигенетическом происхождении доломита. Исключение составляет прибрежная зона (юрские отложения южного склона Гиссарского хребта), где преимущественно развит первичный доломит. Однако и здесь закономерности в его распределении не наблюдаются, что не позволяет использовать данные о содержании доломитов при выделении циклов.

Каждый из выделенных карбонатных микроциклокомплексов имеет свои характерные особенности, позволяющие определить его в разрезе по комплексу признаков (высокая кавернозность или трещиноватость, обилие сутуро-стилолитовых поверхностей, конкреции сидеритов, наличие органогенных построек, обилие строматолитов, водорослей, кораллов, наличие определенного комплекса видов бентонных форм, различные отпечатки на поверхностях, размывы, текстурные особенности).

Известняки трансгрессивной фазы выделяются значительно труднее и часто имеют близкие характеристики для ряда микроциклокомплексов, отличаясь чаще всего по комплексу органических остатков.

Прослеживаемость микроциклокомплексов на большие расстояния и выдержанность их по простиранию позволяют говорить о синхронности колебательных тектонических движений, вызвавших пульсацию дна седиментационного бассейна, на обширной площади юго-востока Средней Азии. А это позволяет предполагать, что рассматриваемые микроциклы и связанные с ними коллекторские горизонты и покрывающие будут встречены при глубоком бурении на определенных стратиграфических уровнях, т.е. могут прогнозироваться.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллин Н.Г.* Ритмостратиграфическая методика расчленения и корреляции разрезов карбонатной толщи. — Труды совещания межобластного совета по карбонатным коллекторам Урало-Поволжья. Бугульма, 1963.
- Кинзикеев А.Р.* Состояние и задачи изучения нефтегазоносности Урало-Поволжья. — Труды совещания межобластного совета по карбонатным коллекторам Урало-Поволжья. Бугульма, 1963.
- Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н.* Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири. — "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 5, с. 1156—1159.
- Успенская Н.Ю.* Связь распределения нефтегазоносности с ритмичностью осадкообразования на эпигерцинских платформах Западной Европы и Юга СССР. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской низменности. М., "Недра", 1967, с. 205—211.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОРИТМИЧНОСТИ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

Соленосные толщи наряду с ленточными глинами приводятся в качестве характерного примера ритмичных отложений и даже называются ленточными эвапоритами (Рихтер-Бернбург, 1968). Большинство исследователей рассматривают тонкую стратификацию соленосных отложений как результат сезонного напластования и объясняют цикличностью климатических изменений. Эти изменения считаются генератором всего сложного спектра волн, тем самым игнорируется роль среды осадконакопления.

В качестве объекта исследования выбраны верхнедевонская (фаменская) соленосная толща Припятской впадины и нижнекембрийская — Сибирской платформы. По керну скважин производилась запись мощности "элементарных" прослоев каменной соли (сильвинитов) под индексом "соль" и прослоев несоляных пород — "не соль". Выбирались интервалы с высоким выходом керна. В Припятской впадине интервалы разреза калиеносной подтолщи, характеризующейся четко выраженной ритмичностью строения, записывались в северо-западной части региона, в районе Старобинского месторождения калийных солей (скв. 240, горизонт 15; скв. 239, горизонты 15 и 16; скв. 244, горизонт 12а; скв. 238, горизонты 9 и 11; скв. 246, III калийный горизонт; скв. 249, калийный горизонт 0—7), а также на Вишанской (скв. 13) и Давыдовской (скв. 14) площадях, расположенных восточнее. Длина записанных интервалов составляла от 10 до 5 м, а количество замеров достигало 1400.

В нижнекембрийской галогенной формации такая запись была сделана по маркирующему горизонту M_1 Троицкой и Тынысской пачек.

Выявление основных закономерностей слоеобразования проводилось методами математической статистики (Бендат, Пирсол, 1974). Для каждого из рассмотренных разрезов (рядов) рассчитывались средние и стандарты мощностей слоев, автокоррелограммы и спектральные плотности, взаимные корреляционные функции и взаимные спектры мощностей соли и галопелитов.

Сравнение средних мощностей слоев соли и галопелитов показывает, что в массивах, характеризующих северо-западную часть Припятской впадины (район Старобинского месторождения), мощности могут различаться в десять раз и более; то же наблюдается в Тынысской пачке. Для остальных массивов различия в мощности несколько меньше.

Стандартные отклонения мощностей слоев соли близки к средним мощностям, а для галопелитов стандарты в несколько раз превышают среднюю мощность слоя.

Суммарная мощность пары слоев (соль и галопелит) в среднем не выходит за пределы 12 ± 5 см. В конкретных разрезах средняя мощность не остается постоянной: она колеблется или изменяется направленно (наличие тренда).

Расчет автокоррелограмм и взаимных корреляционных функций показал, что а) мощности слоев соли не коррелированы; б) мощности слоев несоляных пород не коррелированы, а значения автокорреляционной

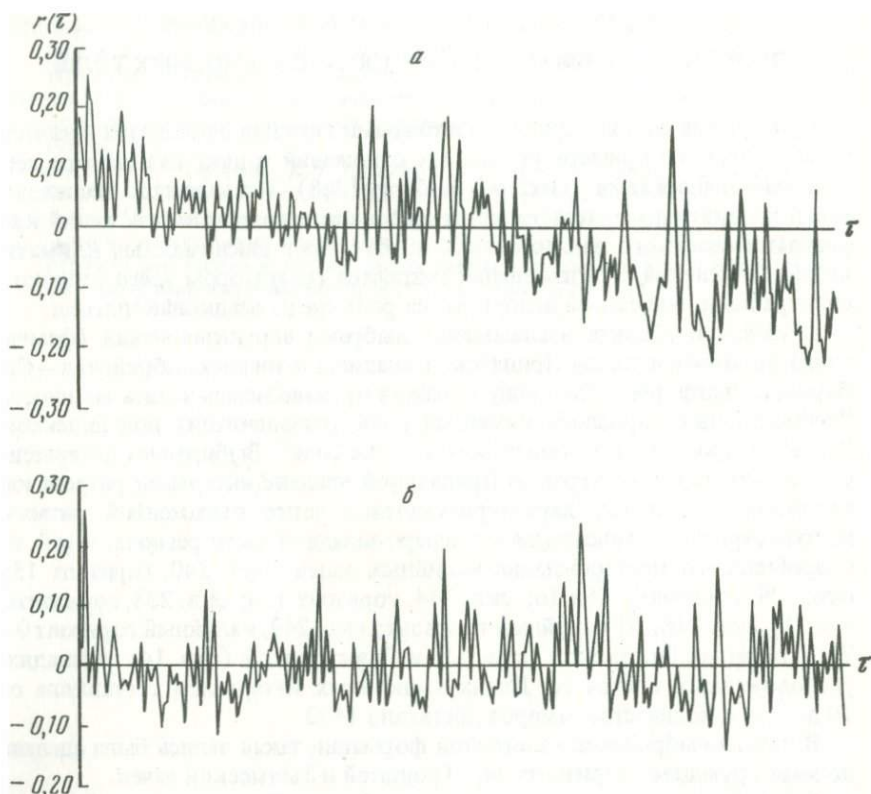


Рис. 1. Автокоррелограммы мощностей соляных (а) и несоляных (б) прослоев калийного горизонта 0—7 Припятской впадины
 $r(\tau)$ — значения автокорреляционной функции при сдвиге τ

функции превышают 0,2 редко и только при больших сдвигах τ , когда надежность оценки значимости коэффициента корреляции существенно падает; в) мощности слоев соли не коррелированы с мощностями слоев несоляных пород (при сдвиге $\tau = 0$ коэффициенты корреляции обычно не превышают 0,1). Исключение составляют значимая положительная корреляция мощностей смежных слоев соли в массивах Давыдовской площади ($r = 0,34$) и в Тынысской пачке ($r = 0,22$), а также отрицательная корреляция соседних слоев "соль" и "не соль" — в массивах Троицкой пачки ($r = 0,19$).

Ряд коррелограмм (рис. 1) характеризуется наличием регулярных колебаний (например, слои соли в массиве Давыдовской площади). Особенности автокоррелограмм хорошо проявляются в быстроте колебаний и, следовательно, в частоте пересечения нулевой линии графика. Последнее может быть охарактеризовано сдвигом $l = \min \tau$, при котором $r \leq 0$. Очевидно наличие коррелограмм с быстрой сменой знака (через 1—2 значения). В отдельных случаях $l > 10-15$ ("соль" калийного горизонта 0—7 скв. 249), где волны средних длин наложены на общее снижение кривой

автокоррелограммы. Наличие длинноволновой периодичности отмечено для автокоррелограммы слоев соли третьего калийного горизонта (скв. 246) Старобинского месторождения, слоев несоляных пород из 11-й пачки в скв. 238 и др. Примером превалирования средневолновой ритмики может служить "соль" горизонтов 15 и 16 из скв. 239. Некоторые особенности формы автокоррелограмм связаны с наличием нулей в исходных рядах (массивы "не соль").

Оценка значимости спектров показывает, что значения амплитуд для большинства пиковых гармоник не превышают значимо возможных случайных значений. Тем самым можно утверждать, что большинство спектров не очень сильно отличается от спектров "белого шума" (рис. 2). Однако для многих спектров отмечается группировка пиков, что при проведении дополнительного сглаживания дает возможность выделить в них полосы, статистическая значимость которых подтверждается. Это тем более справедливо, что пики и полосы, соответствующие одним и тем же длинам

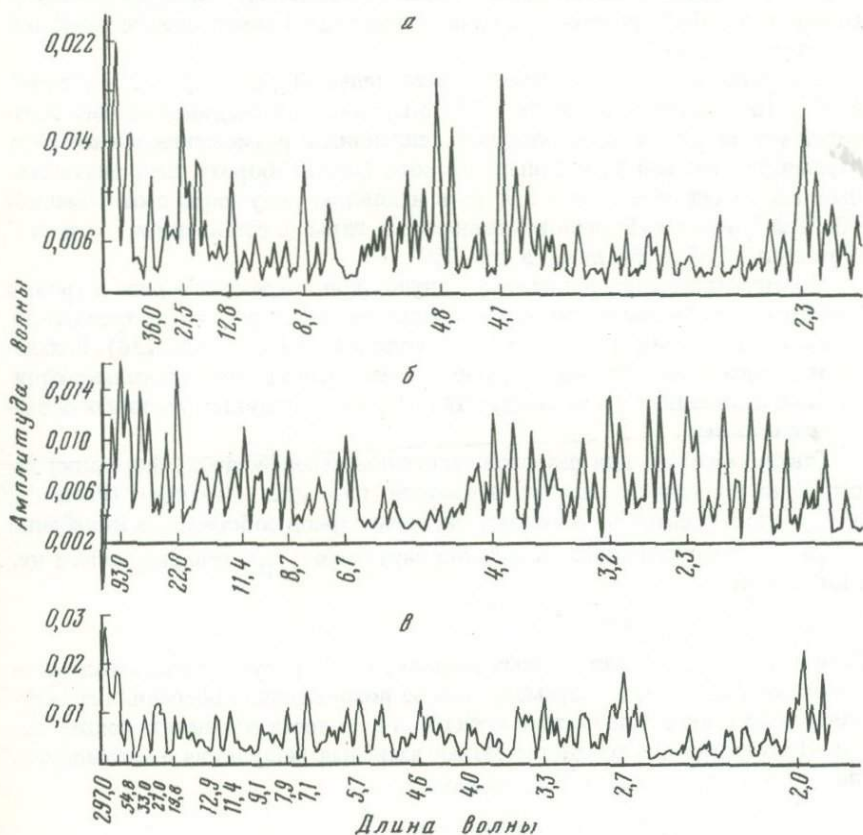


Рис. 2. Спектральная плотность мощностей прослоев соли (а) и несоляных пород (б) калийного горизонта 0-7 Припятской впадины, а также прослоев соли Троицкой пачки (в)

волн, повторяются во многих спектрах. Часто волны одной длины встречаются и в массивах "соль" и "не соль": наличие волн 7,1; 7,3 и 4,2–4,6 характерно почти для всех спектров Троицкой и Тынысской пачек нижнекембрийской формации, а также для соленосных пачек верхнефаменской галогенной формации. Для маркера существенна волна 11,5; для Тынысской пачки — 10,0–10,5; для соленосных пачек Припятской впадины — 5,0–5,3. Некоторые волны характерны для отдельных спектров и коррелограмм: для Троицкой пачки 1а — 9,6; 7,1; 4,4; для Троицкой пачки 1б — 13,7; 4,5.

Наличие тренда, т.е. монотонного возрастания или убывания мощностей (пик на нулевой частоте в спектре), отмечено в сочетании с полосой длинных волн и с пиками средних и коротких волн ("соль" калийного горизонта 0–7 Припятской впадины и др.). Интересны двухполосные спектры с низко- и высокочастотной полосами. Они характерны для рядов, у которых коротковолновые флуктуации мощностей наложены на четко выраженные длинноволновые колебания ("несоляные" прослои калийного горизонта 0–7, спектры с большой дисперсией мощностей, с нулями в исходной записи).

Для ряда спектров отмечается значительный вес волны 2,0 ("соль" 15-й и 16-й соляных пачек скв. 239 в Припятской впадине). Этому соответствует наличие в исходном ряду тенденции к размещению членов ряда парами, где первый член больше второго (или наоборот). Если значительный вес имеет гармоника 2,3, то в исходном ряду пары с отношением "больше" через 2–5 членов меняются на пары с отношением "меньше" ("не соль" 15-й и 16-й пачек в скв. 239).

Примером наличия тенденции к группировке исходного ряда в тройки с отношением "меньше–больше–меньше" является ряд, в спектре которого велик вес волны 3,0 ("соль" 11-й соляной пачки из скв. 238). Наблюдаются также тенденции и к другим видам группировок, несколько отличающиеся отмеченные ряды мощностей от чисто случайных числовых последовательностей.

Таким образом, для разрезов галогенных (соленосных) формаций характерно не только наличие ленточной текстуры. Известно (Решетов, 1973), что для автоколебательной системы период собственных колебаний (T_{cp}) связан с периодом колебаний параметра (T_p), генерирующего их, соотношением

$$T_{cp} = \frac{2}{n} T_p, \text{ где } n = 1, 2, 3, \dots$$

Если автоколебательная система характеризуется неустойчивым балансом вещества и энергии, то параметрическое возбуждение колебаний осуществляется не в виде линейчатого спектра, а в полосах соответствующих частот. Происходит также многократная взаимная модуляция и автомодуляция все новых колебаний с периодами

$$T_{cp. mk} = T_p \left(\frac{2}{n}\right)^m \frac{2}{k}, \text{ где } m, n, k = 1, 2, 3, \dots$$

Те из этих волн, которые не резонируют с внешней для автоколебательной системы средой, в спектре не будут выражены. Если $T_p = 1$, то в

спектре колебаний такой системы следует ожидать наличия волн с длинами: 1,3; 1,6; 2,0; 2,7; 3,2; 4,7; 5,3; 6,4; 7,1; 11,0 и т. д.

Большинство из рассмотренных нами спектров характеризуется набором отмеченных гармоник, что может свидетельствовать в пользу их автоколебательного происхождения. В результате основного колебания (T_p) образуется пара "соль"—"не соль". Ритмика мощностей порождается этим процессом. В таком случае следует ожидать также наличие еще более тонкой ритмики, которая по различным причинам не могла быть зафиксирована.

ЛИТЕРАТУРА

- Бендат Дж., Пирсол А.* Изменение и анализ случайных процессов. М., "Мир", 1974. 464 с.
- Решетов В. Д.* Изменчивость метеорологических элементов в атмосфере. Л., Гидрометеоздат, 1973. 215 с.
- Рихтер-Бернбург Г.* Влияние циклов солнечной активности и других климатических циклов на образование ленточных эвапоритов. — В кн: Проблемы палеоклиматов. М., "Мир", 1968, с. 336—344.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ, СТАДИЙНОСТЬ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОАКОПЛЕНИЯ НА ПЛИТАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Многогранность проблемы цикличности в науках о Земле — неоспоримая истина. Рассматривая любые циклы (в том числе и геотектонические циклы М. Бертрана, Э. Ога, Э. Зюсса) как единичные события, причинно связанные и последовательно направленные в своем развитии, следует безусловно признать, что они закономерно распадаются на отдельные этапы, фазы или стадии.

Особенно ярко цикличность проявляется в геотектоническом процессе, через который, по существу, она реализуется в биостратиграфической летописи и палеогеографии, в седиментогенезе и магматизме, в образовании и размещении полезных ископаемых. Цикличность — важнейшее свойство тектонической эволюции земной коры; она отражается и на плитах древних платформ в гетерогенности фундамента, в многоэтажности строения платформенного чехла, в формировании особых типов крупнейших и крупных структур (с индивидуальными чертами наследования и новообразования), в каждом тектоническом цикле (мегацикле).

На плитах древних устойчивых и подвижных платформ в байкальский (в широком понимании, между иотнием и кембрием) мегацикл образовались катаплатформенные интракратонные грабен-прогибы. К ним относятся Пачелмский, Кажимский, Осинско-Калтасинский, заполненные рифей-нижневендскими отложениями на Европейской платформе; грабен-прогиб оз. Верхнего, выполненный серией Кивиноу на Северо-Американской платформе; Яньшанский прогиб с мощной толщей синийских отложений на Китайской платформе; ряд узких линейно-вытянутых прогибов, сложенных породами инфракембрия на Африканской платформе, и др. Наряду с этими весьма своеобразными по морфогенезу грабен-прогибами, которые многими исследователями причисляются к авлакогенам, в байкальском мегацикле в структуре осадочного чехла сформировались наиболее древние своды горстового типа, например Осинцевский и Пермский на востоке Русской плиты. В своей совокупности допоздневендские грабен-прогибы и горстовые своды, разделенные крупными массивами фундамента, характеризуют фрагментарность тектоники самых нижних структурных этажей осадочного чехла.

Принципиально иного типа структуры образовались в фанерозойский тектонический мегацикл. В каледонском и в еще большей мере в герцинском циклах развивались главным образом изометричные, сравнительно просто построенные Бузулукская, Мелекесская, Верхнекамская впадины на Русской плите; Иллинойская, Виллистонская, Мичиганская и другие — на плите Мидконтинента; впадины Радамес, Тиндуф и другие — на Сахарской плите; Токмовский, Южно-Татарский, Нешвил, Адирондак и другие своды на первых двух плитах, а также линейно-вытянутые системы сводов Амдиг-Хасси Мессауд и Эль-Биод-Хасси Туарег на третьей плите.

В альпийский цикл сформировались наложенные Вятско-Камская и Ульяновско-Саратовская впадины; на периферии плит древних платформ интенсивно развивались Московская, Прикаспийская синеклизы, синеклизы Мексиканского залива, Сунляо, Триасовой провинции и другие, а на подвижной Африканско-Аравийской платформе возникла серия глубоких грабен-прогибов. Подобные грабен-прогибы воссоздаются на плитах древних платформ, равно как и некоторые более древние их представители, претерпевшие инверсию при смене геократических режимов развития талассократическими.

Наиболее существенно структурные планы платформенного чехла на древних плитах перестраивались на рубежах байкальского, каледонского, герцинского и альпийского циклов. Вместе с тем в течение одного цикла частным перестройкам (перемещение вершин и склонов палеосводов, центральных зон палеовпадин, изменение азимутов их осевых линий и направлений региональных наклонов слоев и др.) свойственна о б р а т и м о с т ь, которая приводила к возрождению элементов древнего тектонического рисунка; лишь в исключительных случаях обратимость выходила за рамки одного цикла.

В течение каждого тектонического цикла крупнейшие (антеклизы, синеклизы, желоба) и крупные (своды, впадины, прогибы) структуры развивались стадийно, с изменявшейся активностью и преемственностью. Стадийность как неотъемлемая качественная сторона цикличности запечатлена в формационных рядах осадочных пород и особенностях строения структур, образовавшихся в различные этапы геологической истории.

Формационные ряды осадочного чехла древних подвижных платформ ближе стоят к формационным рядам молодых, нежели древних устойчивых платформ. Формационные ряды последних распадаются на более мелкие подразделения — формационные ряды второго порядка (Наливкин и др., 1964), обнаруживающие самую тесную связь с отдельными стадиями развития определенных типов крупных структур. Именно эти субординально-подчиненные ряды состоят из совокупности конкретных формаций, являющихся геологическими телами (Херасков, 1967), и служат надежным индикаторами геологических явлений, менее заметных, но весьма важных для распознавания природы структур. Полный, нередуцированный формационный ряд, охватывающий законченный тектонический цикл, и подчиненные ему члены являются не чем иным, как вещественным петрофизическим выражением седиментационной цикличности различного масштаба.

В тектонических циклах, согласно представлениям В.Е. Хаина (1973), выделяются ранняя (начальная), средняя, поздняя и заключительная стадии. Для каждой из них характерен свой, индивидуальный стиль развития структур, а их строгая последовательная взаимосвязанность позволяет однозначно решить некоторые теоретические вопросы тектоники древних платформ.

Так, историческая преемственность в развитии крупных грабен-прогибов в рифейско-ранневендское время на плитах древних платформ объединяет позднедокембрийские тектонические эпохи в единый байкальский цикл (или мегацикл), в котором намечаются все четыре стадии. Если

позднерифейский комплекс отложений с преимущественно карбонатными формациями соответствует средней стадии цикла, то ранневендская эпоха, явно тяготеющая к рифейской, отвечает поздней стадии. Отсюда следует, что поздневендская, или юдомская, эпоха, в течение которой на краях древних платформ образовались наложенные, заполненные молассоидами перикратонные впадины, нередко по структурному положению отождествляемые с краевыми прогибами, должна сопоставляться с заключительной стадией цикла, завершившегося собственно байкальским, по Н.С. Шатскому (1963), или ассинтским, по Г. Штилле (1968), поднятием и складчатостью.

Намечается несколько особенностей или закономерностей в развитии платформенных структур в различные стадии тектонических циклов позднего докембрия и фанерозоя.

1. Главнейшие черты развития и строения конкретного структурного этажа (комплекса) закладывались в самые ранние стадии (начало раннего рифея, кембрий, ранний триас) или не позднее второй половины (фанен—турне) начальной стадии каждого тектонического цикла.

В эти же стадии циклов фанерозоя обычно совмещалось развитие двух типов отрицательных структур: узких линейных грабенообразных прогибов и сравнительно обширных и изометричных впадин.

2. Формирование некоторых отрицательных структур в условиях недокомпенсации тектонических погружений осадконакоплением совершалось в центральных частях плит чаще всего во вторую половину начальной стадии или в среднюю стадию (поздний рифей в Осинско-Калтасинском прогибе на Русской плите, средний кембрий в Воленск-Майском прогибе на Сибирской платформе, поздний девон в Камско-Кинельских прогибах и в Припятской впадине на Русской плите, поздний девон во впадинах Мичиган, Виллистон, Альберта и других на плите Мидконтинента), а на краях плит — в позднюю стадию (ранняя пермь в пределах Прикаспийской синеклизы Русской плиты и Западно-Техасской синеклизы плиты Мидконтинента, поздний мел в Керало-Лакатийской и Индо-Цейлонской периконтинентальных впадинах Индостанской платформы и др.).

В эти же стадии тектонических циклов активно шел процесс роста высокоамплитудных и протяженных по площади органогенных построек — рифов, пространственно-геохронологически и генетически связанных с прибортовыми зонами палеодепрессий, не компенсированных осадконакоплением.

3. Сравнительно спокойные, не сопровождавшиеся структурными перестройками условия развития крупных тектонических элементов присущи средним стадиям циклов.

4. В формационных рядах второго порядка, соответствующих начальной, поздней и заключительной стадиям циклов, набор конкретных формаций более разнообразен, а структуры, возникшие на этих стадиях, характеризуются завершенностью своего развития, причем впоследствии они не расформируются, а захороняются и, будучи погребенными, сохраняют многие черты своей первозданной формы в тех или иных комплексах пород, слагающих ряды второго порядка. Эта особенность развития весьма наглядно выражена в строении грабенообразных прогибов и тех впа-

дин, которые пережили этапы тектонических погружений, не компенсированных осадконакоплением.

5. На плитах древних и в первую очередь устойчивых платформ морфогенез валов, валообразных структур, куполов и осложняющих их локальных поднятий несет ясный отпечаток стадийности развития, сопровождавшегося периодической активизацией тектонических, седиментационных, эрозионных и гравитационных структуроформирующих процессов. Их роль далеко не равнозначна, они сменялись и накладывались друг на друга во времени и в пространстве, проявляясь в различные стадии цикла кон- или постседиментационно, порознь или в комбинациях. Поэтому образование различных генетических типов указанных структур (под влиянием этих процессов) являлось конкретным выражением форм связи тектонических движений с эрозионными и седиментационными факторами; под седиментационными факторами подразумеваются развитие органогенных построек — рифов, неравномерное накопление песчаных тел баровой или иной природы и другие процессы.

Тектоническая и седиментационная цикличность дает ключ к расшифровке наиболее благоприятных условий как нефтегазообразования, например в палеодепрессиях, не полностью загруженных осадками, богатыми органическим веществом (Хачатрян и др., 1967), так и нефтегазонакопления (сочетание наличия ловушек, пород-коллекторов и покрывающих экранов).

Благоприятные условия аккумуляции нефти и газа в залежи и их сохранности существовали далеко не всегда в течение геологической истории. Характер насыщенности отдельных частей разреза осадочной толщи промышленными залежами нефти и (или) газа указывает, что процесс нефтегазонакопления совершался неоднократно, особенно активизируясь в заключительные стадии цикла. Вместе с тем очевидно, что в формациях предшествующего цикла этот процесс протекал и в последующие более поздние циклы.

В прикладном отношении чрезвычайно важно, что пространственная приуроченность различных генетических типов локальных поднятий и их ассоциаций (как ловушек нефти и газа) к определенным частям сводов, впадин и прогибов на плитах древних платформ во многом предопределена палеоструктурной ситуацией, обусловленной преимущественно тектонической и седиментационной цикличностью. Опираясь на это, можно провести районирование территорий по распространению морфогенетических типов ожидаемых ловушек нефти и газа, пород-коллекторов и покрывающих, а равно и предсказать, на каких стратиграфических уровнях следует ожидать несоответствия структурных планов на локальных поднятиях.

Таким образом, закономерности размещения месторождений нефти и газа в большинстве аспектов своими корнями уходят в глубь геологических явлений, контролируемых цикличностью. Подлинный, научно обоснованный прогноз и поиски новых скоплений нефти и газа могут быть успешно осуществлены только при полном учете всей гаммы предпосылок нефтегазообразования и нефтегазонакопления, вытекающих из тектонической и седиментационной цикличности.

ЛИТЕРАТУРА

- Наливкин В.Д., Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., "Недра", 1964, с. 194—211.
- Хаин В.Н.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., "Недра", 1971. 548 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., "Недра", 1973. 510 с.
- Хачатрян Р.О., Теодорович Г.И., Трохова А.А.* О наиболее благоприятных для битумо- и нефтеобразования структурно-фациальных зонах осадконакопления. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., "Недра", 1967, с. 58—64.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М., "Наука", 1967. 404 с.
- Шатский Н.С.* Рифейская эра и байкальская складчатость. — В кн.: Избранные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 600—618.
- Штилле Г.* Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., "Мир", 1968. 254 с.

НЕКОМПЕНСИРОВАННЫЕ ПРОГИБЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ЦИКЛОВ НА ПЛАТФОРМАХ

Одной из характерных черт осадочной оболочки земной коры является цикличность. Она служит ярким примером проявления геологической формы развития материи.

Своеобразным, но совершенно конкретным выражением цикличности при формировании осадочной оболочки является чередование во времени и в пространстве компенсированного и некомпенсированного осадконакопления, характерного как для подвижных (геосинклинальных), так и для стабилизированных областей земной коры. В последних на разновозрастных платформах и стабилизированных массивах он выражен наиболее четко.

На этих участках земной поверхности закономерное чередование компенсированного и некомпенсированного осадконакопления раскрывается не только через определенный вещественный состав слагающих их пород, но и через определенные морфоструктурные формы их залегания — некомпенсированные прогибы (правильнее сказать — прогибы, не компенсированные осадконакоплением).

Совокупность этапов некомпенсации и компенсации в таких прогибах — это, как правило, завершённый процесс развития конкретного участка земной поверхности в определенный отрезок времени. По существу, эта совокупность составляет седиментационный цикл, вещественным выражением которого является ассоциация пород, состоящая из отложенных этапа или фазы некомпенсации и этапа или фазы компенсации. Такие циклы были выделены под именем депрессионных циклов (Грачевский, 1966). Соответственно образующие их ассоциации пород могут быть названы депрессионными циклокомплексами (Трофимук, Кародин, 1974). Анализ геологических материалов показывает, что депрессионные циклокомплексы являются обязательным членом осадочного чехла платформ.

Некомпенсированные прогибы имеют различную морфоструктурную выраженность. На древних платформах — это, как правило, линейные зоны, объединяющие несколько прогибов; на консолидированных массивах каледонской стабилизации прогибы приобретают более расплывчатые очертания, а на плитах молодых эпигерцинских платформ некомпенсированные прогибы выражены в виде неправильных, часто изометричных структур. Это определяется прежде всего степенью стабилизации складчатого основания платформ, а также характером их соотношения с окружающими платформу геосинклинальными системами.

Стадийность развития геосинклинальных (прежде всего эвгеосинклинальных) прогибов, прилежащих к платформам, оказывает решающее влияние также на определение времени образования прогибов некомпенсированного типа и связанных с ними депрессионных циклокомплексов.

Сопоставляя между собой тектонические и депрессионные циклы смежных геосинклинальных и платформенных областей, можно прийти к вы-

воду о подчиненности вторых первым. Тектонические циклы охватывают весьма длительные промежутки времени, соответствующие нескольким геологическим периодам, в то время как депрессионные циклы соответствуют лишь части периода, в лучшем случае — нескольким векам, а иногда одному веку. Такое соотношение вовсе не случайно. Оно является следствием общей причины — направленного развития земной коры, совершающегося наиболее активно в геосинклинальных системах.

Геосинклинальные системы ныне выражены в виде складчатых поясов. Как свидетельствуют современные данные, ведущим процессом их развития "является процесс континентализации с превращением океанической коры в континентальную" (Пейве, 1974, с. 210). Процесс этот проходит три стадии. Начальной является океаническая стадия, за ней следует переходная, а завершает процесс континентальная стадия. "Каждый тектонический этап (цикл. — С.Э.) одновременно охватывает области с океанической, переходной и континентальной корой" (там же, с. 211).

Депрессионные циклы и связанные с ними циклокомплексы формируются на каждой из этих стадий. На океанической стадии некомпенсированные прогибы образуются в эвгеосинклиналиях, которые в геологическом прошлом представляли собой древние океаны (Океаны и геосинклинальный процесс, 1971). Образование прогибов некомпенсированного типа только в эвгеосинклиналиях было связано с тем, что в эту стадию происходило активное растяжение земной коры и возникали бассейны огромной ширины и больших глубин, практически не распространявшиеся на платформенные территории в отличие от современных океанов (Хаин, 1954; Яншин, Гарецкий, 1960). Характерными для этой стадии являются вулканогенно-кремнистые толщи.

Прекращение океанической стадии связано с тектоническим "скупиванием" океанической коры или крупными горизонтальными перемещениями ранее сформированных сиалических масс (Океаны и геосинклинальный процесс, 1971), а не с заполнением океанических некомпенсированных прогибов. Эти тектонические движения приводят к тому, что в пределах древних эвгеосинклиналий возникают совершенно новые структурные элементы — островные дуги. Возникновение островных дуг, фиксирующееся появлением граувакковых и песчано-сланцевых флишеидных толщ, а также андезитами, телами плагигранитов, означает вступление эвгеосинклинали в переходную стадию. Рост островных дуг и возрастающая во времени их кривизна создают своеобразие тектонического развития и эвгеосинклинальных областей, и платформенных блоков: именно с началом формирования островных дуг связано возникновение на платформах обстановок полной или неполной некомпенсации, приводящих к образованию некомпенсированных прогибов. Последние, однако, приобретают четкую морфоструктурную выраженность лишь тогда, когда островные дуги достигают апогея в развитии.

В таких прогибах формируются типичные циклокомплексы депрессионного типа. В начальную фазу (фазу некомпенсации), совпадающую с максимумом трансгрессии со стороны эвгеосинклинали, накапливаются маломощные тонкозернистые известковые и глинистые илы, обычно

обогащенные кремнистым и сапропелевым органическим веществом; литологически этот комплекс выражен отложениями так называемого доманикового типа (доманикитами, баженовитами и им подобными образованиями, по терминологии Н.Б. Вассоевича). Во вторую фазу (компенсации) происходит активное заполнение прогибов. Этот процесс протекает на фоне нарастающей регрессии; как показал М.М. Грачевский (1966), в зависимости от климатической обстановки в эти отрезки времени некомпенсированные прогибы загружаются отложениями, свойственными гумидным или аридным зонам. В первом случае формируются песчано-глинистые комплексы пород, нередко углесодержащие, а во втором — сульфатно-галогенные, иногда с пластами калийных солей. Именно с некомпенсированными прогибами связано образование глубоководных соленосных толщ. Возможность подобного процесса соленакпления показана в ряде работ советских и зарубежных авторов (Яншин, Гаецкий, 1960; Шмальц, 1972 и др.).

Переходная стадия является ведущим, но не единственным этапом, определяющим возможности образования некомпенсированных прогибов за пределами геосинклинальных областей. Последние возникают также на заключительной (континентальной) стадии эволюции земной коры, но территориально прогибы, возникшие из этой стадии, занимают иную позицию. Они смещаются на край платформы в пределы краевого прогиба, т.е., по существу, образуются лишь в том случае, если вдоль края платформы формируется краевой прогиб, от интенсивности развития которого зависит морфоструктурная выраженность некомпенсированных прогибов данного этапа.

Примеры некомпенсированных прогибов и выполняющих их депрессионных циклокомплексов, возникших на разных этапах (стадиях) геотектонических циклов, известны для многих районов Советского Союза и других частей мира. Они описаны в литературе, по ним имеется уже солидная библиография. Однако в подавляющем большинстве работ приводятся лишь описание циклокомплексов и последовательность циклов и практически не рассмотрено их происхождение, а также связь тектонических и седиментационных циклов, в том числе депрессионных. Поэтому ниже мы кратко остановимся на некоторых конкретных примерах, раскрывающих эти связи.

К достоверно установленным некомпенсированным прогибам Русской плиты относятся прогибы Камско-Кинельской системы, которые протягиваются в пределах ее восточного склона и частично охватывают также складчатую область Урала (Тектоника и зоны..., 1965). Судя по времени образования отложений фазы компенсации, формирование прогибов началось еще в семилукское время, но полностью они оформились лишь в течение позднего франа — фамена — раннего турне. Именно в этот отрезок времени определились границы прогибов, четко обозначившиеся благодаря развитию (вдоль их бортов) краевых, или барьерных, рифов (рис. 1).

Сравнивая эти данные с событиями, происходившими в это время в Уральской геосинклинали, можно показать, что там в течение позднего франа, фамена и турне имели место весьма интенсивные тектонические

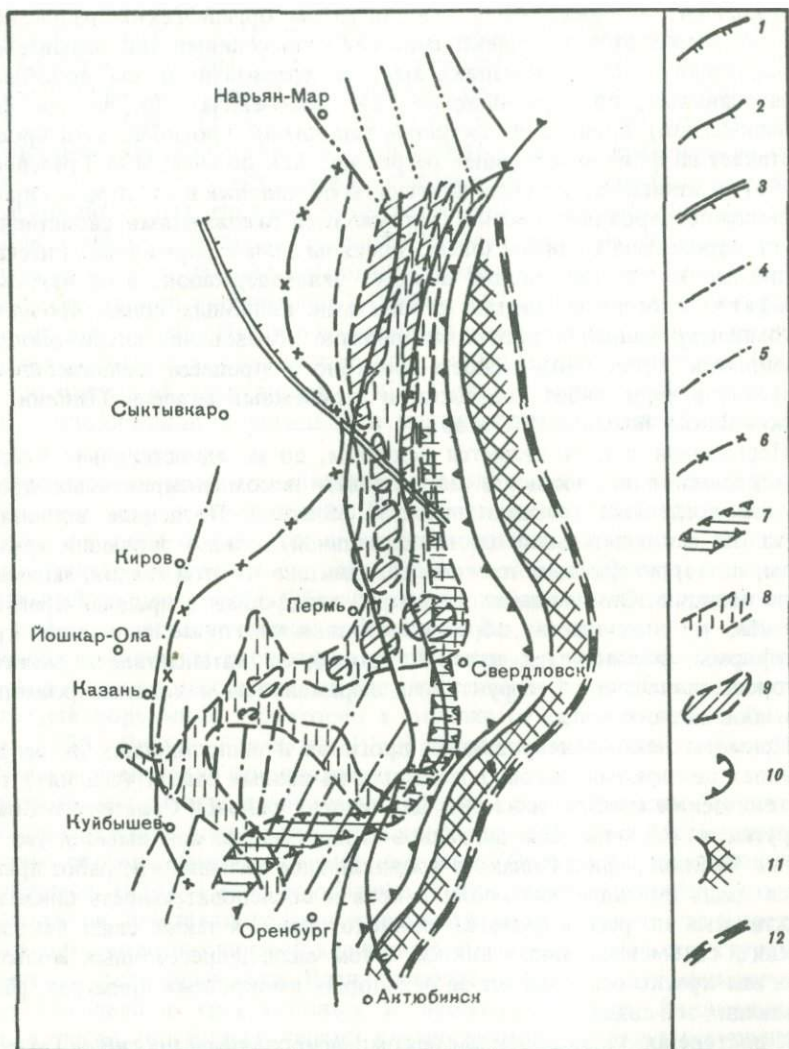


Рис. 1. Схема палеотектонического развития Уральской эвгеосинклинали и смежной с ней краевой зоны Русской и Тимано-Печорской плит

Границы Уральской складчатой системы: 1 — западная граница складчатых структур; 2 — западная граница краевого прогиба. Палеоструктурные элементы плиты: 3 — граница между эпикаральской и эпифрейской плитами; 4 — микрограбены востока Русской плиты; 5 — грабенные прогибы Тимано-Печорской плиты; 6—9 — некомпенсированные прогибы и их границы: 6 — семилюкского времени, 7 — среднедевонского времени, 8 — позднефранко-турнейского времени (Камско-Кинельская система), 9 — внутренние массивы Камско-Кинельской системы. Палеоструктурные элементы Уральской эвгеосинклинали — островные дуги переходной стадии: 10 — Тагильско-Сакмарская (силур — ранний девон — эйфель); 11 — Зилаирская (поздний фран-фамен-турне); 12 — Восточно-Уральская (поздний визе — намюр — раннебашкирский век)

движения, связанные со скучиванием океанической коры, перемещением больших масс пород, которые привели к возникновению внутренних поднятий — кордильер, представлявших единую островную дугу достаточно большой кривизны (Смирнов, 1971; Материалы к палеогеографии..., 1974). Образование островной дуги, протянувшейся вдоль всей бывшей эвгеосинклинали, означало прекращение океанической стадии ее развития и вступление в переходную стадию.

Тектонические движения позднего девона—раннего карбона, названные Г.А. Смирновым зилаирскими (1971), явились наиболее мощными в сравнении с другими, предшествовавшими им, и поэтому оказали решающее влияние на структурную перестройку как эвгеосинклинали области, так и прилегающей к ней части платформы. Под влиянием растягивающих усилий со стороны островной дуги, увеличивавшейся постепенно в размерах, на платформе наметилась зона наибольшего растяжения, которая и стала осевой частью некомпенсированных прогибов. А случилось это в связи с тем, что разрастание островной дуги вызвало одновременно широкую трансгрессию океанического бассейна на платформу, и поэтому количество осадочного материала, необходимого для заполнения зоны растяжения, было явно недостаточным. Только на завершающем этапе зилаирских тектонических движений, когда в поднятие была втянута не только территория геосинклинали, но и платформы, в обстановке нарастающей регрессии прогибы начали заполняться терригенным материалом, и уже в визейское время произошло их полное нивелирование. В результате образовался специфический депрессионный циклокомплекс, выполняющий ныне прогибы Камско-Кинельской системы.

Эта пространственно-временная связь тектонического развития Уральской эвгеосинклинали и восточной части Русской плиты, выразившаяся в образовании совершенно конкретных морфоструктурных элементов и связанных с ними седиментационных циклов, не случайна.

В подтверждение сказанного можно привести также данные по другой древней платформе — Северо-Американской. На востоке этой платформы, непосредственно граничащей со складчатой системой Аппалач, в пределах Мичиганской и Иллинойской впадин и разделяющих их поднятий, известны некомпенсированные прогибы, возникшие в позднесилурийское (ниагарское) время. Бортовые зоны этих прогибов четко определяются наличием рифов барьерного типа, как и в Камско-Кинельских впадинах. Мы называем эту систему прогибов Онтарио-Иллинойской (рис. 2).

Изучение этих прогибов показывает, что они формировались в тесной связи с развитием Аппалачской эвгеосинклинали. Из сравнения Урала и Аппалач видно, что в принципе обе системы развивались по одной и той же схеме, но Аппалачская геосинклиналичная область опережала Уральскую на целый этап (Пейве, 1974). Таконские тектонические движения в Аппалачах, достигшие максимума в силуре, так же как зилаирский диастрофизм Урала, привели к возникновению островной дуги. Следствием этого явилось прекращение существования океанического бассейна и возникновение некомпенсированных прогибов на платформе. Впоследствии эти прогибы были компенсированы лишь частично: в северной их части образова-

лась достаточно мощная галогенная толща, свидетельствующая о наступлении общей регрессии.

На примере двух рассмотренных систем некомпенсированных прогибов — Камско-Кинельской и Онтарио-Иллинойской — видно, что обе они сформировались в переходную стадию эволюции геосинклинальных систем. Подобное явление характерно не только для древних платформ. Оно присуще также и молодым платформам. Например, некомпенсированные прогибы, располагающиеся в южной части Скифской плиты, образовались на переходной стадии развития альпийской звгеосинклинали Большого Кавказа. Это произошло в средней—поздней юре, когда в геосинклинальной области возникла крупная островная дуга (Хаин, 1975). Депрессионные циклокомплексы этих прогибов представлены маломощными известняками, обрамленными барьерными рифами, и перекрывающими их галогенными образованиями. Первые отвечают фазе некомпенсации, вторые — фазе компенсации (рис. 3).

К этому же типу относится некомпенсированный прогиб, сформировавшийся в позднеюрское время на Западно-Сибирской плите. Максимального развития этот прогиб достиг в период образования в его составе баженовских битуминозных и кремнистых аргиллитов, отвечающих наибольшей фазе некомпенсации, после чего последовало его заполнение песчано-глинистыми отложениями в раннемеловое время (рис. 4). Цикличность, свойственная этому прогибу, с разных позиций рассмотрена весьма обстоятельно Ю.Н. Карогодиным (1974), а также другими геологами (Основные этапы истории..., 1970; и др.). Развитие этого прогиба нужно, очевидно, связывать с какой-то звгеосинклинальной системой, располагавшейся, возможно, в пределах современного Ледовитого океана. Вполне вероятно, что с развитием предполагаемой звгеосинклинальной области некомпенсированное прогибание проявилось и в туронский век. В связи с этим на Западно-Сибирской плите выделяются два крупных циклокомплекса депрессионного или (что то же) трансгрессивно-регрессивного типа (Карогодин, 1974).

Наряду с некомпенсированными прогибами переходной стадии, как отмечалось выше, известны прогибы такого же типа, образующиеся и на

Рис. 2. Схема тектонического строения востока Северной Америки (по тектонической карте 1970 г.; авторы Ф. Б. Кинг, Г. Д. Эдмонстон)

1 — граница основных структурных элементов платформы; 2 — сдвиги; 3 — разломы; 4 — надвиги; 5 — Онтарио-Иллинойская система некомпенсированных прогибов

Рис. 3. Палеотектоническая схема Большого Кавказа и южной части Скифской плиты для поздней юры (по В. Е. Хаину, 1969; упрощенно) и положение некомпенсированных прогибов

1 — область поднятий (суша); 2—4 — отложения районов развития некомпенсированных прогибов и их шельфов: 2 — пестроцветные отложения кимеридж-титона на краю платформы (поздний член фазы компенсации), 3 — галогенные отложения кимеридж-титона (ранний член компенсации), 4 — карбонатные отложения шельфа, обрамленные рифами (в области накопления фазы компенсации переходят в отложения некомпенсированного прогиба); 5 — внутригеосинклинальное поднятие — островная дуга; 6 — область распространения флиша (Южно-Кавказский прогиб); 7 — рифы



Рис. 4. Границы позднеюрского некомпенсированного прогиба Западно-Сибирской плиты (фаза некомпенсации, соответствующая области распространения бакеновской свиты, по М. М. Грачевскому и др.)

более поздней стадии тектонического цикла. Типичным их примером являются прогибы Приуралья. Они образовались в раннепермское время в связи с развитием краевого прогиба вдоль Уральского орогена, их неоднократно рассматривали в литературе, что избавляет нас от необходимости повторного анализа. Другим примером являются прогибы Предкавказья, возникшие в раннемайкопское (хадумское) время и также приуроченные к краевому

прогибу (Гарецкий, Яншин, 1970; Современное состояние стратиграфии и палеогеографий морского олигоцена и нижнего миоцена Закаспия, 1972; Грачевский, 1974; и др.).

Циклокомплексы, связанные с названными прогибами, формировались практически в таких же условиях, какие возникали на предшествующих стадиях.

Из сказанного можно сделать вывод о том, что некомпенсированные прогибы возникают периодически, но в совершенно конкретные этапы развития земной коры.

Размещение этих прогибов в пространстве находится в определенном соответствии с геотектонической позицией основных структурных элементов земной коры: на океанической стадии они свойственны эвгеосинклиналям, на переходной — краевым зонам платформ, а на континентальной — краевым прогибам.

Образование некомпенсированных прогибов индуцировано тектоническими процессами, происходящими в смежных активных геосинклинальных зонах, и поэтому такие прогибы с полным правом могут быть отнесены к структурам резонансно-тектонического типа, по Ю. М. Пушаровскому (1969).

Некомпенсированные прогибы и связанные с ними депрессионные (трансгрессивно-регрессивные) циклокомплексы могут рассматриваться как определенные индикаторы тектонического развития и платформенных, и геосинклинальных территорий.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарецкий Г.Г., Яншин А.Л.* О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1970, № 4, с. 112–124.
- Грачевский М.М.* О депрессионных циклах. — В кн.: Депрессионные циклы. М., ОНТИ ВИЭМС, 1966, с. 3–23.
- Грачевский М.М.* Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа ("Труды НИЛзарубежгеологии", вып. 32). М., "Недра", 1974. 154 с.
- Карогодин Ю.Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М., "Наука", 1974. 218 с. Авт.: Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимова.
- Океаны и геосинклинальный процесс. — "Докл. АН СССР", 1971, т. 196, № 3, с. 657–659. Авт.: А.В. Пейве, Н.А. Штрейс, А.Л. Книппер и др.
- Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. ("Труды Зап-СибНИГНИ", вып. 28). Тюмень, 1970. 176 с. Авт.: М.Я. Рудкевич, Б.С. Бочкарев, Е.М. Максимов, А.Л. Тимофеев.
- Пейве А.В.* Урал и Аппалачи — сравнительная характеристика. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука", 1974, с. 202–211.
- Пушаровский Ю.М.* Резонансно-тектонические структуры. — "Геотектоника", 1969, № 1, с. 3–12.
- Смирнов Г.А.* К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований. — "Геотектоника", 1971, № 2, с. 29–37.
- Современное состояние стратиграфии и палеогеографии морского олигоцена и нижнего миоцена Закаспия. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1972, т. 47, вып. 3, с. 20–34. Авт.: Р.Г. Гарецкий, В.П. Самодуров, А.С. Столяров, А.Л. Яншин.
- Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. М., "Наука", 1965. 211 с. Авт.: М.Ф. Мирчинк, Р.О. Хачатрян, В.И. Громека и др.
- Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н.* Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири. — "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 5, с. 1156–1159.
- Хаин В.Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954. 692 с.
- Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — "Геотектоника", 1975, № 1, с. 13–27.
- Шмальц Р.Ф.* Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов. — В кн.: Соленаккопление и соленосные отложения осадочных бассейнов (в освещении зарубежных ученых). М., "Недра", 1972, с. 5–45.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г.* Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы анализа тектонических структур. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, с. 115–333.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В геологии понятие цикла, цикличности имеет два аспекта — цикличность тектонических процессов, процессов геологического развития (в том числе осадконакопления) и цикличность строения геологических образований, особенно осадочных¹. Цикличность строения геологических объектов есть материальное выражение цикличности геологических процессов.

Практически цикличность строения имеет всегда двухмерную характеристику, она рассматривается только по нормали к наслонению. Нередко по единичным разрезами делаются глобальные корреляции, обобщения цикличности. Но почти никогда не рассматривается региональная цикличность, корреляция циклов в пределах обособленных структур, седиментационных бассейнов, так как встречаются серьезные трудности, о которых говорилось на конференции по цикличности (1975 г.). Налицо парадоксальное положение — часто предлагаются варианты межрегиональной и глобальной корреляции циклов и отсутствуют региональные корреляции цикличности. Действительно, для объемной корреляции, трехмерного рассмотрения цикличности различных порядков в регионе недостает детальных исследований и эффективной методики, так как не используется геостратиграфический подход, а в глобальном масштабе происходит произвольная корреляция без учета особенностей развития конкретных геоструктур с использованием весьма приблизительного хроностратиграфического аппарата.

Вместе с тем в пределах геоструктур, регионов всегда удается даже на начальном этапе изучения выделить формации, субформации, формационные ряды и комплексы и затем представить их пространственно². Несколько сложнее обстоит дело с установлением их точных границ и внутреннего строения. В геоструктурах, имеющих достаточно длительную и сложную историю развития, вполне определенно фиксируются формационные ряды и комплексы, а также цикличность их следования и цикличность их внутреннего строения. Формации совершенно естественно вычлняются в разрезах и по площади своими индивидуальными морфологией, внутренним строением и парагенезисом слагающих их образований, что особенно ощутимо при работе в геологически закрытых территориях, которые являются объектами нефтегазовой геологии. Иногда создается впечатление об отсутствии связи между цикличностью строения отдельных серий, горизонтов, пачек и цикличностью строения всей толщи отложений того или иного региона.

¹ Понимание автором проблемы цикличности в терминах и по существу близко к толкованию Н.Б. Вассоевича.

² Под формацией понимается естественное геологическое тело, сложенное парагенетически тесно связанными горными породами (их слоями, толщами, горизонтами и т.д.), которое отображает определенную стадию развития территории своего распространения.

Тонкая цикличность успешно изучается в обнажениях и на открытых территориях, где можно детально проследить строение отложений от слоя к слою и вести изучение от частного к общему. Однако без бурения (глубокого) трудно выявить пространственное, трехмерное взаимоотношение цикличности более крупных рангов и формаций. Наоборот, на закрытых территориях, где основное средство исследования — бурение, в первую очередь выявляются крупная цикличность и крупные формационные подразделения, так как на керновом материале невозможно добиться сплошной, неразрывной характеристики разреза, а сеть скважин недостаточно густа для выявления более тонкой латеральной вариации разреза. Именно в этих условиях изучение ведется от общего к частному, от разбиения геологического пространства седиментационного бассейна на четко отличимые формации и их производные к дальнейшей детализации взаимоотношений этих формаций и выявлению их внутреннего строения, которое при ближайшем рассмотрении оказывается цикличным. Характер цикличности меняется как в разных регионах, так и со сменой формаций. Цикличность пронизывает строение всех толщ, всех подразделений геологических образований на различных уровнях. Как формации, так и цикличность строения генетически связаны с тектоническими движениями. Следовательно, и между ними должна быть связь.

Представляется, что понять универсальность цикличности и соотношение ее с формациями можно с позиций причинности цикличности. Несомненно, если бы причина, возбуждающая и регулирующая цикличность геологических процессов, была известна, то был бы получен ключ к расшифровке и прогнозированию цикличности строения геологических объектов. Именно этим объясняется повышенный интерес к изучению причин цикличности. В настоящее время исследования концентрируются на выяснении связи отдельных факторов с тем или иным типом цикличности. Практически из поля зрения исследователей выпадает множественность совместно действующих разных факторов, их наложение, интерференция, с одной стороны, и сложно дифференцированная реакция гетерогенных объектов воздействия, с другой.

Все больше становится данных и теоретических предпосылок, указывающих на главенствующую роль космических факторов как первопричин цикличности геологических процессов, в том числе и осадконакопления. Влияют они не прямо, а через элементы планетарного механизма — ядро, оболочку, тектоносферу (кора — мантия). Физико-химические и термодинамические процессы внутри планеты управляются космическими факторами и трансформируют воздействие последних в динамический рельеф поверхности планеты, определяющий основные условия осадконакопления. Динамика рельефа циклична, но цикличность эта не прямое отображение цикличности первопричин, а результат их воздействия, сложно преломленный и преобразованный на пространственно-временном пути от источника к объекту.

Возможные соединения даже немногих общеизвестных гравитационных факторов создают очень сложную результирующую картину, анализировать которую весьма трудно. Наиболее очевидные факторы — это поля тяготения планет, Солнца, центра Галактики во всей сложности их

векторного взаимодействия, ротационный эффект оболочек, термогравитационная диффузия и конвекция тведропластичных внутренних масс Земли и др. Изменение величин отдельных космических факторов несомненно периодически, но из-за сложного наложения, интерференции первичных сил и полей, релаксационных и демпфирующих свойств объекта результирующий процесс теряет периодичный характер и становится циклическим. Лишь в отдельные этапы при определенных условиях может возникать высокая упорядоченность цикличности — ритмичность (и теоретически — периодичность) геологических процессов.

Сложная сама по себе картина взаимосвязи общепланетарных процессов с космическими полями еще более сложно выражается в пределах отдельных участков, зон коры планеты, представляющих геоблоки, геоструктуры и пр. В силу общей физико-механической гетерогенности коры, выражающейся в дифференцированности упругих свойств и степени лабильности этих зон, последние по-разному реагируют на планетарные или региональные напряжения внутренних частей тектоносферы при сложной и многосторонней связи между собой.

Реакция геоструктур, участков коры на преобразованные воздействия внешних сил выражается в определенном движении, перемещении масс. Характер этих движений зависит от вектора глубинных напряжений и степени лабильности конкретной зоны. Последняя обуславливается собственными физико-механическими свойствами, характером взаимосвязи с соседними структурами и динамичностью последних. Это решающие факторы, от которых зависит, как проявятся в данном участке, структуре напряжения глубин тектоносферы. Кроме того, имеется и обратная связь между корой и мантией (изостазия), что вносит дополнительную сложность в общую картину причин и результатов цикличности осадконакопления, которая является функцией динамики рельефа, т.е. перемещения масс. Вследствие мозаичной гетерогенности коры, пестрой взаимосвязи и взаимовлияния отдельных, составляющих ее участков, одно и то же воздействие, носящее циклический характер, на каждом из этих участков будет проявляться по-разному, т.е. общая циклическость преобразуется в региональную на каждом участке индивидуально, обуславливая особенность строения осадочной толщи, свойственную лишь данному участку, геоструктуре.

Из всего сложного частотно-силового спектра воздействий локальные участки избирательно (по силе и длительности) реагируют только на какую-то часть в соответствии со своими особенностями, т.е. эта часть спектра проявляется более резко вследствие резонанса физико-механических свойств региона и действующих сил. Для осадконакопления, приводящего к образованию горной породы определенного типа, необходимо сохранение соответствующих палеогеографических условий (существенно зависящих от тектонического режима) в течение какого-то интервала времени. Длительность существования такого квазистационарного режима (элемента цикла) отображена мощностью породы данного типа. Чередование сходных по характеру квазистационарных условий фиксируется определенным сближенным парагенезисом пород. Чем больше разброс длительности и характера квазистационарных режимов, тем крупнее

ассоциация пород. Степень и характер сродства ряда квазистационарных режимов являются функциями тектогенеза и тесно связаны с особенностями региона (его лабильностью); Тем самым и парагенезисы (парагенерации, формации и пр.) отображают тектонический режим и особенности региона. В силу анизотропии свойств коры соседний участок может характеризоваться другим набором квазистационарных режимов, зафиксированным в ином наборе и ином следовании пород. Это и есть проявление цикличности осадконакопления определенного ранга, выражающееся в формациях.

Таким образом, цикличность осадконакопления (как функция преобразованных воздействий внешних сил) в сочетании с палеогеографическими условиями объемно отображается в формациях и их производных. Последние фиксируют определенные стадии, этапы геологического развития региона.

Только учет совместного действия, анализ суммарного влияния всех факторов могут раскрыть механизм цикличности геологических процессов и дать возможность эффективно использовать феномен цикличности на практике.

Если понятие формации подменить региональным осадочным циклом, региональной геостратиграфической единицей, суммой циклов, элементом цикличности (ритмосвита, ритмосерия) и т.п., то, по сути дела, будут отображены лишь какие-то свойства, признаки, атрибуты формаций. Формация (осадочная) в действительности образовалась в определенный цикл осадконакопления (геологической истории), занимает определенное стратиграфическое положение в геологическом пространстве, имеет внутреннее цикличное строение; характеризуется определенным материальным, литологическим обликом, несет в себе качественную и количественную информацию о прошедших событиях и т.д. Можно изучать цикличность с разной степенью детальности, с применением различных методик, но это будет иметь чисто академическое значение, так как нет критерия корреляции и границ ее применимости. Изучение цикличности обретает полноту и прикладное значение лишь в том случае, если оно осуществляется с позиций формаций как трехмерного геологического объекта (что открывает возможность корреляции) и как основной единицы строения земной коры и выражения процесса ее геологического развития.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Припятский прогиб принадлежит к хорошо изученным структурам рифтового типа и как древний аналог современных рифтовых структур представляет значительный интерес не только в теоретическом отношении, но и для решения практических вопросов, связанных с выяснением условий формирования и размещения ряда полезных ископаемых (нефти, каменной и калийных солей, угля, горючих сланцев и т.п.).

В многочисленных работах рассматривается строение отдельных толщ, приводится литолого-фациальная характеристика, описываются палеотектоническая и палеогеографическая обстановки их формирования. При детальном изучении отдельных толщ и при самом скрупулезном исследовании частных вопросов нередко остается без внимания представление о генезисе прогиба, о закономерной смене стадий его развития, об этапности и цикличности и в конечном счете об эволюции и унаследованности геологического процесса.

Фанерозойский чехол Припятского прогиба сформировался преимущественно в герцинский этап развития Восточно-Европейской платформы и представляет собой образование мощностью более 4000 м. Хорошая стратификация чехла позволяет решить целый ряд задач: выяснить общие закономерности "упаковки" и статистические параметры, характеризующие особенности залегания основных литолого-стратиграфических подразделений, этапы формирования и перестройки общего структурного плана прогиба, районы наиболее интенсивного прогибания и осадконакопления, их миграцию на каждом из этапов.

Изучены основные литолого-стратиграфические подразделения фанерозойского чехла. По каждой скважине, положение которой фиксировалось условными прямоугольными координатами, для каждого слоя записывалась глубина залегания подошвы, кровли (в нашем случае это не вело к ошибкам, но лучше использовать абсолютные отметки) и мощность. Вычислены основные статистические характеристики распределения мощностей и глубин залегания кровли и подошвы слоев. Выполнен тренд-анализ глубин залегания слоев и их мощностей. При этом использован метод аппроксимации карты неортогональными полиномами, имеющий ряд преимуществ перед аппроксимацией с помощью ортогональных полиномов, так как сеть точек наблюдений может не быть равномерной и прямоугольной. Методами тренд-анализа выполняется разделение картируемой переменной на региональную (фон) и локальную (шум) составляющие разных порядков. Метод линейной интерполяции, обычно применяемый при построении карт по совокупности точечных наблюдений, придает слишком большой вес единичным наблюдениям, деталям, аномалиям в строении поля, что плохо, если картируемое поле слишком сложное.

Для характеристики карт глубин залегания горизонтов и их мощностей использовались полиномы первой, второй и третьей степеней. В связи с

тем, что большая часть чехла Припятского прогиба расчленена на ряд крупных блоковых структур II порядка, осложненных пликативной тектоникой, полиномы первой степени оказались достаточно хорошей математической моделью, обобщающей важнейшие структурные черты чехла. Особенностью использования полинома первой степени является то, что он дает достаточно простой и надежный численный показатель, характеризующий карту в целом. Это позволяет при работе со стратифицированной толщей сравнивать отдельные ее слои по данному показателю и рассматривать последовательность его значений. В качестве таких показателей мы использовали азимуты падения поверхностей и их градиенты, а также градиенты и азимуты градиентов мощностей.

На карте полинома третьей степени выделена область, где значения переменной превышали среднюю величину для поля. При анализе мощностей выяснилось, что эта область отражает не только зону наиболее полно сохранившихся отложений, но и максимально интенсивного осадконакопления. Последовательное выделение таких областей при анализе горизонтов является более существенным для характеристики истории седиментации, чем установление современных границ распространения отложений. Для каждой карты мощностей определялась площадь, занимаемая этой областью, что позволяет оценить диссимметрию распределения мощностей в плане и исследовать вопрос о миграции зон конседиментационного погружения. Кроме того, были вычислены средние значения мощности слоев и коэффициенты вариации мощностей. По каждому из параметров построен график (см. рисунок на вкладке). Выбранные признаки моделируют различные стороны статики и динамики формирования чехла, обладают индивидуальностью и в комплексе отражают этапность и периодичность различных сторон этого процесса.

Использование в качестве оси времени стратиграфической шкалы, где каждому подразделению придан равный с другими вес, позволяет изучать и сравнивать результаты геологических процессов как последовательности равнозначных событий, что крайне важно при рассмотрении структуры и текстуры геологического пространства.

Азимуты падения подошв горизонтов описывают один полный цикл развития, характеризуясь последовательным сдвигом поверхностей относительно предыдущих на $10-12^\circ$. Максимум, отмеченный для пермских отложений, и левое смещение наклона подошв связаны, очевидно, с началом сводового воздымания Днепровско-Донецкого прогиба.

Кривая азимута градиента мощностей резко дифференцирована и фиксирует моменты крупных перестроек тектонического плана. Эти перестройки совпадают с этапом развития Припятского прогиба как рифтового grabena.

Коэффициент вариации мощностей оказался наиболее изменчивым признаком, хорошо отражающим структурные этажи и подэтажи. С его помощью в герцинском структурном комплексе выделено четыре структурных этажа: эйфельско-среднефранский, верхнефранско-турнейский, турнейско-нижнепермский, верхнепермско-нижнетриасовый. Киммерийско-альпийский структурный комплекс сформирован двумя этажами: верхнетриасово-палеогеновым и неоген-антропогеновым.

В изменении областей наиболее интенсивной седиментации наблюдается определенная пульсация. Формации рифтовой стадии отличаются в целом меньшими по площади (но, вероятно, с большими скоростями погружения) областями интенсивного осадконакопления.

Таким образом, предлагаемая методика анализа условий залегания стратифицированных осадочных толщ позволяет с необходимой объективностью рассматривать роль каждого слоя в структуре осадочного чехла, выделять структурные подразделения, выявлять этапность и цикличность его формирования, устанавливать закономерности изменения структурных планов, наиболее существенные элементы палеотектоники и палеогеографии.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ ЮРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Детальные литолого-фациальные и палеогеографические исследования юрской осадочной толщи Западной Сибири позволили установить две основные черты эволюции юрского седиментационного бассейна — развитие трансгрессии, связанное с постепенным погружением территории плиты, и ритмический (периодический) характер этого развития.

Юрский период характеризовался расширением трансгрессии не только на территории Западной Сибири, но и на громадных пространствах Средней Азии, Северного Предкавказья, Степного Крыма, являющихся частями эпигердинской платформы. На территории Западной Сибири это привело к последовательной смене этапов континентального аллювиально-озерного осадконакопления (ранняя — средняя юра) прибрежно-равнинным (байосский—оксфордский века), прибрежно-морским (келловейский—ранневолжский века) и морским (поздняя юра)¹. Границы крупных, как правило, надпорядковых структур — Туринско-Тобольской зоны незамкнутых поднятий, Мансийской синеклизы, Среднеобской антеклизы, Пуровского желоба и т.д. — являлись рубежами распространения морской трансгрессии в определенные геологические промежутки времени. Именно это обусловило различный, "скользящий" возраст сформировавшихся однофациальных осадочных толщ в различных структурных районах плиты.

Наиболее ранняя смена режима аллювиальной аккумулятивной равнины прибрежно-равнинными условиями отмечается в байосе и приурочена к наиболее погруженным участкам бассейна — Шеркалинской, Надымской и западной части Ханты-Мансийской впадины.

В образовавшийся прибрежный опресненный бассейн впадали многочисленные палеореки. Палеоруло наиболее долго существовавшей и мощной из них располагалось на территории Ханты-Мансийской впадины и было ограничено Сургутским сводом и Салымской группой структур с востока и Ляминским сводом, Зеньковским куполовидным поднятием и Кондической структурой с запада. В батский век условия прибрежной равнины постепенно распространяются на более восточные и южные районы, захватывая территорию Ханты-Мансийской и Юганской впадин, Сургутского и западной части Нижневартовского сводов. В восточной части последнего уверенно фиксируется палеодельта реки, долина которой располагалась в Колтогорском прогибе и захватывала склоны пограничных сводов (Филина, 1974в). Таким образом, в условиях аккумулятивной аллювиальной равнины наиболее грубозернистые и мощные толщи руслового генезиса были приурочены к прогнутым частям отрицательных структур.

В условиях прибрежной равнины, связанной с морем, эти же участки палеорельефа стали заполняться глинистыми толщами, как правило,

¹ Районы Усть-Енисейской впадины не рассматриваются.

уменьшенной мощности, что указывает на некомпенсированное прогибание данных территорий. Меняется облик накопившихся в этих условиях терригенных пород: характерными становятся более светлые, серые, розоватые и зеленоватые окраски, связанные с появлением окисных форм железа и уменьшением содержания углефицированного растительного материала; усиливается пиритообразование, отмечается массовое расселение роющих животных. На связь прибрежного бассейна с морским указывает также эпизодическое повышение содержание бора до $(50-65) \cdot 10^{-4}$ (данные В.М. Мазур) и коэффициента засоленности до 2 (данные И.А. Юркевича). На большей части внутренних районов плиты, захватывающих Мансийскую синеклизу и большую часть Среднеобской антеклизы, обстановка прибрежной равнины сохраняется до конца средней юры, в то время как в более западных районах Западной Сибири она существует до раннего келловоя, а в восточных и юго-восточных до оксфорда включительно (Основные черты палеогеографии..., 1972).

Широкое развитие морской трансгрессии на территории Западной Сибири отмечается в келловее. На значительной площади чрезвычайно пологих и пенеппенизированных внутренних районов плиты обстановка открытого моря установилась сравнительно быстро, что привело к резкой смене прибрежно-равнинных песчано-глинистых отложений бата морскими глинистыми отложениями келловоя. Ярко выраженные песчаные базально-трансгрессивные горизонты здесь отсутствуют. В периферийных частях морского бассейна довольно продолжительное время существовали прибрежно-морские условия, обусловившие накопление песчаных и терригенно-карбонатных толщ. На востоке и юго-востоке бассейна (территории юго-восточной части Нижнеуртовского, Александровского, Каймысовского и Среднеасяганского сводов) в данных условиях образовался алеврито-песчаный пласт Ю₂, содержащий глауконит, карбонатные оолиты, пиритовые и сидеритовые конкреции. На западе бассейна (территория Тобольско-Туринской зоны незамкнутых поднятий и пограничные районы) обстановка прибрежного моря существовала более продолжительное время, что и явилось причиной образования мощной терригенно-карбонатной, глауконитсодержащей вогулкинской толщи келловей — ранневожского времени.

Наиболее глубоководные условия в юрский период устанавливаются в вожский век. В этой обстановке почти повсеместно формировались глинистые отложения, обогащенные органическим материалом. При этом распределение последнего по площади бассейна тесно связано с его палеогеографией. Битуминозные глинистые отложения тутлеймской и баженовской свит приурочены к относительно глубоководным и наиболее удаленным от источников сноса частям бассейна, которым свойственно некомпенсированное прогибание. Незначительное количество поступающего сюда обломочного материала и его быстрое захоронение обусловили высокие концентрации органического вещества в осадочных толщах.

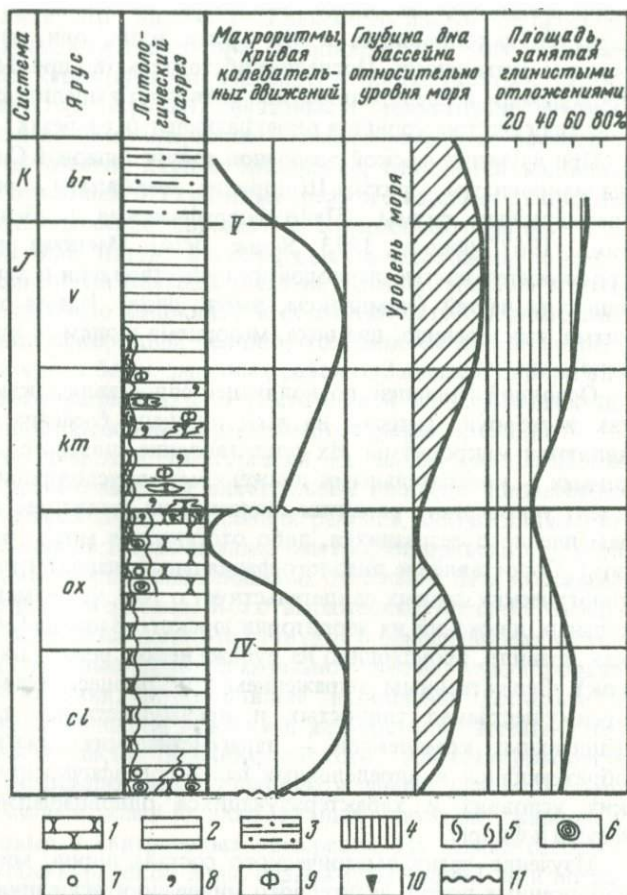
Наряду с процессами необратимой эволюции юрского седиментационного бассейна Западной Сибири отчетливо проявились черты периодичности, отразившиеся в ритмическом строении юрской осадочной толщи. Особый интерес представляет континентальный этап развития бассейна в

ранне-среднеюрскую эпоху. Несмотря на сложный полифациальный характер накопившихся в это время толщ, они также обнаруживают строгую ритмичность. Последнее обстоятельство придает особую важность проводимым исследованиям, ибо позволяет выделить синхронные историко-геологические уровни в разнофациальных разрезах.

При изучении юрской осадочной толщи Западной Сибири были выделены макроритмы — ритмы III порядка, мезоритмы — ритмы IV порядка и элементарные ритмы (Палеогеографические особенности формирования..., 1967; Филина, 1973; Корж, 1974). Масштаб ритмов определялся продолжительностью периодов их существования и характером составляющих их частей (комплексы, пачки, слои). Время образования макроритма, как правило, два века, мезоритма и элементарного ритма — часть века.

Основной единицей, позволяющей сопоставлять как континентальные, так и морские разрезы на всей площади бассейна осадконакопления, являются макроритмы. Их существование связано с региональными причинами — колебательными движениями, обусловившими неоднократную смену ускоренного развития трансгрессии (трансгрессивных периодов) и замедленного ее развития, либо отступления моря (регрессивных периодов). Сопоставление литолого-фациальных, палеотектонических и палеонтологических данных свидетельствует о том, что изменение знака колебательных движений на территории юрского Западно-Сибирского бассейна, как правило, происходило на рубеже веков, реже — внутри них (см. рисунок). Вещественным выражением этих процессов является чередование преимущественно глинистых и преимущественно песчаных литолого-фациальных комплексов — парагенетических сочетаний типов пород, образующихся в определенных палеогеографических и палеотектонических условиях и характеризующихся разновозрастными комплексами фауны и флоры.

Изучение гранулометрического состава пород, минерального состава терригенных пород, аутигенного минералообразования, характера распределения углефицированного растительного материала, фауны, спорово-пыльцевых комплексов и распределения малых элементов позволило выделить следующие литолого-фациальные комплексы (название их дается по преобладанию тех или иных условий осадконакопления на большей площади седиментационного бассейна): пролювиально-озерный — геттанг-синемюрский, аллювиальный — среднелейасовый, озерно-болотный — верхнелейасовый, аллювиальный — ааленский, озерно-болотный — байосский, озерный — батский, прибрежно-равнинный — верхнебатский, мелководно-морской — келловей-раннеоксфордский, прибрежно-морской — верхнеоксфордский, морской — кимеридж-волжский. Их подробная литологическая и фациальная характеристика была дана в ранее опубликованных работах (Филина, 1973, 1974а). Два смежных литолого-фациальных комплекса образуют макроритм с трансгрессивным основанием. Таким образом, в осадочном разрезе юры выделяются макроритмы: геттанг-синемюр-плинсбахский, тоар-ааленский, байос-батский и келловей-оксфордский, а также кимеридж-волжский трансгрессивный комплекс кимеридж-берриасского макроритма. Вместе с тем вся юрская толща

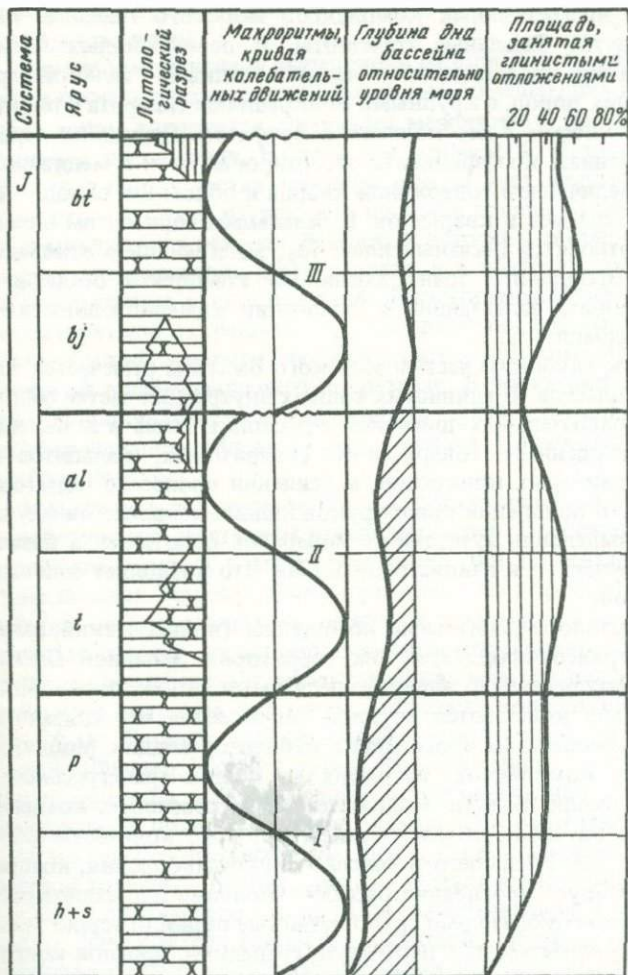


Строение юрской осадочной толщи Западной Сибири (трансгрессивная часть юрско-сеноманского мегаритма)

1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — органогенно-детритовые известняки; 5 — отсутствие осадочных отложений; 6 — карбонатные оолиты; 7 — пиритовые и сидеритовые конкреции; 8 — глауконит; 9 — фосфат; 10 — ризонды; 11 — размыв

является трансгрессивной частью юрско-сеноманского мегаритма (Карогадин, 1971).

Общим для всех трансгрессивных литолого-фациальных комплексов юры Западной Сибири является в основном глинистый состав, относительно стабильные мощности и широкое площадное распространение. Типичными в этом смысле являются глинистые толщи тоара, байоса, келловей-нижнего оксфорда, кимериджского и волжского ярусов. Формирование их связано с периодами наибольшего тектонического "покоя", выразившегося в незначительной дифференцированности скоростей прогибания положительных и отрицательных элементов бассейна осадконакопления. В областях денудации преобладание процессов химического выветривания



в эти периоды повлияло на увеличение содержаний в глинистых породах осадочного бассейна таких малоподвижных элементов, как титан, хром, железо, и на усиление процессов сидерито-, пирито- и глауконитообразования. В эти же периоды рядом исследователей (Ю.В. Тесленко, Л.В. Ровнина, А.В. Гольберт, И.Д. Полякова и др.) отмечается наибольшее потепление климата. В континентальном бассейне верхнего лейаса и байоса усиливаются процессы угленакопления вплоть до образования угольных пластов (в районах, граничащих с обрамлением плиты). В морском бассейне пышный расцвет планктона и его последующая гибель приводят к образованию битуминозных аргиллитов волжского яруса.

В основании трансгрессивных комплексов морского генезиса, как правило, наблюдаются базальные горизонты. В периферийных частях морского бассейна они представлены песчаными осадками с галькой пере-мытых нижележащих пород, с крупными конкрециями сидерита и пирита, с карбонатными оолитами, с глауконитом и фосфатом. Песчаники характеризуются увеличением коэффициента отсортированности и медианного деаметра зерен, увеличением содержания кварца и обломков пород — серицит-кремнистых сланцев и кварцитов. К базальным горизонтам в верхнеюрской толще относятся песчаный пласт Ю₂, залегающий в основании келловей-нижнеоксфордского трансгрессивного комплекса осадков, и пласт Ю_{1а}, линзовидно залегающий в основании кимеридж-волжского трансгрессивного комплекса.

В направлении к глубоким частям морского бассейна отмечается глинизация песчаных пластов. В глинистых толщах внутренних частей бассейна смена знака колебательных движений отразилась лишь в появлении горизонтов с повышенным содержанием сидеритовых, кальцитовых, пиритовых, глауконитовых конкреций, в усилении процессов оолитообразования, а также в появлении новых руководящих комплексов фауны. Состав и формы выделения аутигенных минералов однотипны в базальных горизонтах песчаного и глинистого состава. Это позволяет сопоставлять их между собой.

Регрессивные литолого-фациальные комплексы (плинсбахский, ааленский, батский, верхнеоксфордский) на территории Западной Сибири представлены преимущественно алеврито-песчаными отложениями. Мощности их значительно колеблются по площади бассейна, что связано со значительным отставанием (в прогибании) сводов от впадин. Мощности всех регрессивных комплексов, несмотря на общий трансгрессивный характер юрской толщи, больше мощностей трансгрессивных комплексов. Очевидно, это обусловлено увеличением валового количества обломочного материала, поступающего в бассейн осадконакопления, которое полностью компенсирует прогибание бассейна. Большое площадное распространение получают относительно грубозернистые разности терригенных пород — средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты, прослои конгломератов, единичные гальки. В прибрежно-морской зоне увеличивается содержание малоустойчивых компонентов — ортоклаза и обломков пелитизированных эффузивов.

Верхние части регрессивных комплексов нередко разновозрастны вследствие перерывов в осадконакоплении в конце регрессивных этапов. Отсутствие отложений верхней части разреза аалена и бата отмечается в пределах наиболее приподнятых центральных частей Сургутского и Нижневартовского сводов. В конце оксфорда на ряде структур Нижневартовского, Александровского, Средневазюганского и Каймысовского сводов дно седиментационного бассейна поднимается выше уровня моря. На отдельных структурах осадконакопление временно прекращается.

Синхронность нижних горизонтов трансгрессивных комплексов (в отличие от разновозрастности верхних частей регрессивных комплексов) наряду с выдержанностью их мощностей и широким площадным расп-

ространением дает основание начинать ритмы именно с трансгрессивных комплексов пород.

Внутри макроритмов выделяются мезоритмы в виде сочетания глинистых и песчаных пластов, либо фациально замещающих их пачек. В каждом макроритме отмечается до восьми мезоритмов, при этом количество их меняется по площади. Наименьшее количество мезоритмов отмечается в трансгрессивных частях макроритмов за счет монотонного в основном глинистого состава разреза. На площади морского бассейна их количество уменьшается в районах, близких к источникам обломочного материала, за счет опесчанивания всего разреза, а в центральных частях бассейна — за счет развития глинистых толщ. В континентальных бассейнах количество мезоритмов сокращается в зонах развития водоразделов, где откладывается тонкий алеврито-глинистый материал с незначительной гранулометрической дифференциацией по разрезу. В зонах развития долин древних рек гидродинамическая активность среды обусловила значительную дифференциацию обломочного материала. Количество мезоритмов здесь наибольшее.

Мезоритмы подразделяются на элементарные ритмы, представленные закономерным сочетанием отдельных слоев. Особенно важно их изучение в континентальных толщах. При выделении элементарных ритмов в континентальных разрезах, формирующихся по типу констративного аллювиального осадконакопления, за начало принималась песчаная часть, отвечающая начальной стадии заполнения речных долин аллювием. Континентальные элементарные ритмы представлены различными типами: аллювиальным, озерным, болотным. Мощности колеблются от долей метра до 15—25 м. Полный аллювиальный элементарный ритм состоит из трех частей (Шанцер, 1966): руслового, пойменного и старичного аллювия. Последний член в разрезах либо отсутствует, либо имеет незначительную мощность. В полных озерных ритмах нами выделяются прибрежно-озерный песчаный (алевритовый) пласт, глинистый пласт центральной части озера и песчаный (алевритовый), переполненный ризоидами пласт мелющего зарастающего озера. При заболачивании озера третий элемент ритма замещается глинистой породой, переполненной беспорядочно расположенными углефицированными растительными остатками. Болотный элементарный ритм выражен нечетко. Обычно он представлен сочетанием двух пластов алевролита (аргиллита) с многочисленными ризоидами и пласта углистого аргиллита. Количество элементарных ритмов от разреза к разрезу значительно варьирует.

В условиях континентального осадкообразования процессы, связанные с периодическим ходом развития Земли, завуалированы чрезвычайной изменчивостью фациальных обстановок седиментационного бассейна. Тем не менее общие тенденции, свойственные трансгрессивным и регрессивным этапам, как было показано выше, проявляются и в этих условиях.

Установленная периодичность в истории развития юрского бассейна осадконакопления Западной Сибири позволяет наметить геохронологические промежутки преимущественного формирования пород-коллекторов и пород-покрышек не только в морских, но и в континентальных

условиях. К отложениям регрессивных периодов (плинсбахскому, ааленскому, батскому, верхнеоксфордскому комплексам), а также к базальным горизонтам трансгрессивных комплексов (келловейскому базальному пласту Ю₂) должны быть в первую очередь приурочены поиски возможных коллекторов нефти и газа. Отложения, сформировавшиеся в трансгрессивные периоды тоара, байоса, келловей—раннего оксфорда и в кимеридж-волжское время, на значительных территориях Западной Сибири могут рассматриваться как флюидоупоры.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы.

Наряду с процессами необратимой эволюции юрского бассейна Западной Сибири отмечается ритмический характер его развития.

В строении юрской осадочной толщи четко фиксируются макроритмы, мезоритмы и элементарные ритмы.

Макроритмы асимметричны за счет увеличенной мощности регрессивных комплексов.

В основании трансгрессивных комплексов макроритмов морского генезиса отмечается повсеместное развитие базальных горизонтов, сопоставляющихся друг с другом по составу и формам выделения аутигенных минералов.

Изучение ритмичности позволило выделить синхронные толщи. На основе метода ритмостратиграфии в континентальных отложениях нижней—средней юры проведено условное поярусное расчленение, в морских — уточнено положение ряда стратиграфических границ (келловей—бата, кимериджа—оксфорда).

Изучение ритмичности позволило выделить толщи с преимущественным развитием пород-коллекторов и пород-покрышек.

ЛИТЕРАТУРА

- Карогодин Ю.Н.* Классификация, структура и номенклатура ритмов и соподчиненных с ними литостратиграфических, гидрогеологических и нефтегазоносных подразделений. — В кн.: Проблема нефтегазоносности Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 150–162.
- Корж М.В.* Фации, палеогеография и генетические типы нефтегазоносных резервуаров юры Западно-Сибирской плиты. Автореф. докт. дис. М., 1974. 55 с.
- Основные черты палеогеографии юры центральной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Проблемы геологии нефти, № 3. М., "Недра", 1972, с. 174–181. Авт.: М.В. Корж, С.И. Филина, М.С. Зонн, А.Ю. Ульмасвай.
- Палеогеографические особенности формирования и закономерности размещения юрских нефтегазоносных отложений районов Среднего Приобья Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Реферативный сборник научно-исследовательских работ ИГиРГИ за 1966 г. М., "Наука", 1967, с. 21–23. Авт.: М.В. Корж, С.И. Филина, А.Г. Ефремова и др.
- Филина С.И.* Литология и палеогеография Среднего Приобья в юрский период в связи с нефтегазоносностью. Автореф. канд. дис. М., 1973. 28 с.
- Филина С.И.* Литолого-фациальные комплексы ниже-среднеюрских отложений и их нефтегазоносность на территории Среднего Приобья — В кн.: Проблемы геологии нефти, № 4. М., "Недра", 1974а, с. 223–231.
- Филина С.И.* Дельтовые и авандельтовые фации юрских отложений Среднего Приобья как объект для поисков нефти и газа. — "Нефтегаз. геол. и геофиз.", 1974б, № 11, с. 21–24.
- Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., "Наука", 1966. 239 с.

О СВЯЗИ ЦИКЛИЧНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ С РАСПРОСТРАНЕНИЕМ КОЛЛЕКТОРОВ В ДЕВОНЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

При изучении девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции установлена закономерная смена по разрезу литологических пачек и фаунистических комплексов, отражающая многофазность тектонического режима в период накопления осадков и связанную с ней цикличность процесса осадконакопления.

Изучение седиментационных циклов помогает выяснить геологическую историю района: более обоснованно подойти к расчленению и сопоставлению разрезов разнофациальных зон, выявить древние поднятия и установить время их формирования, проследить распространение коллекторов. Выделение циклов имеет и практическое значение для выявления закономерностей размещения залежей нефти и газа.

В основу фациально-генетического анализа морских девонских отложений Волго-Уральской области положена методика, описанная в ряде работ (Домрачев и др., 1948; Теодорович, 1956; Наливкин, 1956; Батанова и др., 1959; Тихомиров, 1967).

В морских эпиконтинентальных девонских отложениях Волго-Уральской нефтегазоносной провинции отмечается не равномерная (ритмичная) повторяемость комплексов в разрезе, а закономерная смена осадков различных фаций, в определенной последовательности сменяющих друг друга. Набор фаций одного цикла определяет тектоно-седиментационный этап развития территории. Мощность осадков в комплексе находится в зависимости от длительности этапа и палеогеографической обстановки. С таких позиций и понимается нами термин цикличность. При этом имеется в виду не явление, точно повторяющееся по кругу, а процесс, который наряду с подобием включает и новое. Наблюдающиеся черты различия циклов отражают его поступательный характер.

Таким образом, седиментационному циклу в разрезе соответствует комплекс отложений различных фаций (закономерно, с определенной направленностью сменяющих друг друга), отражающий тектоно-седиментационный этап геологического развития территории.

Деление циклов проводилось от крупных к мелким, с соответствующей нумерацией их порядка. Это позволяет легче сравнивать их между собой на отдаленных территориях. За начало седиментационного цикла в верхней части шельфа приняты обломочные породы начальной фазы трансгрессии, сменяющиеся карбонатными осадками ее широкого развития и затем — глинистыми образованиями фазы регрессии. Кульминационным моментом регрессии считается перерыв в накоплении осадков и размыв ранее отложившихся. В более глубоких частях бассейна начальной фазе цикла соответствует отложение глинистых пород. Циклы накопления осадков здесь не разделены перерывами.

При выделении циклов, помимо направленности смены фаций, учитывалось изменение степени асимметрии (отношение мощности осадков на-

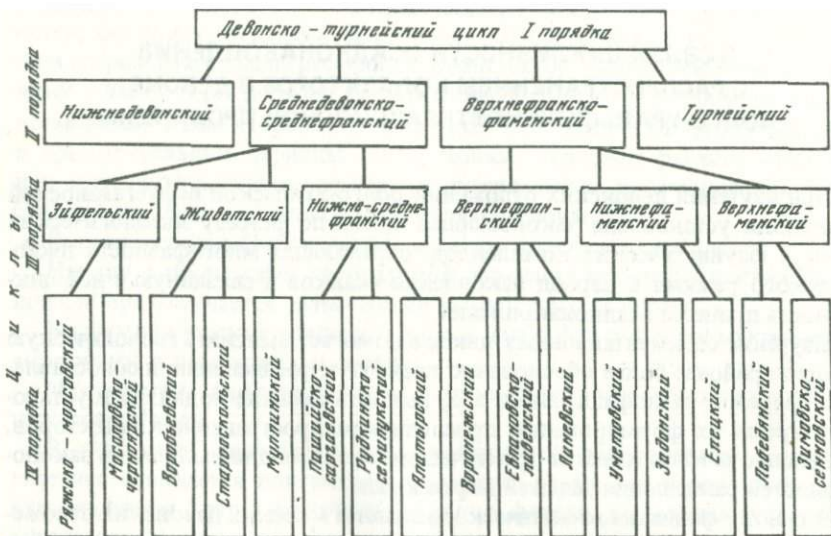


Рис. 1. Схема циклов I–IV порядков в разрезе девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции

чальной фазы трансгрессии к мощности осадков трансгрессивной и регрессивной частей цикла). Асимметричность в строении комплексов отражает неповторимость условий осадконакопления и определенную направленность геологического развития территории.

В результате анализа смены комплексов пород по разрезу принята схема номенклатуры циклов, показанная на рис. 1.

Девонский период осадконакопления является частью девонско-турнейского седиментационного цикла высшего порядка, в составе которого могут быть выделены циклы II порядка: нижнедевонский, среднедевонско-среднефранский, верхнефранско-фаменский и турнейский. Циклы II порядка разделены стратиграфическими несогласиями, связанными с поднятием и осушением краевых частей древних сводов, приподнятых зон и выступов. В составе циклов II порядка могут быть выделены циклы III порядка: в среднедевонско-среднефранском — эйфельский, живетский и нижне-среднефранский; в верхнефранско-фаменском — верхнефранский, нижнефаменский и верхнефаменский. Для них характерно наличие стратиграфических несогласий между циклами, закономерное чередование пород по разрезу, обновление фауны и определенная смена фаунистических и палинологических комплексов в течение цикла, отражающая смену фаций. Циклы III порядка в свою очередь могут быть подразделены на более мелкие. Так, в эйфельском цикле выделяются ряжско-морсовский (пономаревско-алабьевский) и мосоловско-черноярский (садакско-черноярский) циклы IV порядка; в живетском — воробьевский, старооскольский и муллинский; в нижне-среднефранском — пашийско-саргаевский, рудкинско-семилукский (доманиково-мендымский) и алатырский (самсоновский) и т. д.

В циклах IV порядка, где начальная фаза трансгрессии выражена терригенными породами, при уменьшении мощности глинисто-карбонатных осадков трансгрессивной и регрессивной фаз наблюдается рост мощности осадков начальной фазы трансгрессии, а при увеличении мощности осадков трансгрессивной и регрессивной фаз — уменьшение мощности осадков начальной фазы трансгрессии (рис. 2, см вкладку).

Чередование фаз в циклах III порядка различно в различных тектонических элементах (см. таблицу).

Появление неполных циклов закономерно. Такие циклы возникают при быстрой трансгрессии моря, когда отсутствуют осадки начальной фазы трансгрессии, или при перерывах в осадконакоплении, когда в комплексах осадков отсутствуют отложения верхних частей цикла или всего цикла. Количество неполных циклов увеличивается к вершинам сводов и поднятий.

В терригенной толще девона в циклах III порядка нижние циклы IV порядка имеют большую мощность, чем верхние; в карбонатной толще девона, наоборот, нижние циклы имеют меньшую мощность, чем верхние. Степень асимметрии циклов III порядка в терригенной толще девона в начальных циклах больше, чем в последующих; в карбонатной толще наблюдается обратная картина.

С цикличностью процесса осадконакопления связано закономерное распределение в разрезе пластов-коллекторов, а также глинистых и карбонатно-глинистых покрывшек над ними.

Так, в терригенной толще девона с начальными фазами циклов связано преимущественное развитие алеврито-песчаных коллекторов, хо-

Чередование фаз начала трансгрессии (А), широкого развития трансгрессии (В) и регрессии (С)

Тектонические элементы	Циклы III порядка					
	живетский	эйфельский	нижне-средне-франский	верхне-франский	нижне-фаменский	верхне-фаменский
Уметовско-Линевская депрессия	ABC, BC	ABC, ABC	ABC, ABC, BC, ABC	AB, AB, AB	AB, ABC, AB	ABC, AB
Склон Воронежского свода (Хоперская моноклираль)	ABC, B	ABC, ABC	AB, ABC, —, —	AB, AB, —	—, ABC, AB	AB, AB
Воронежский свод	ABC, —	—, —	—, —, —, √	AB, —	—, ABC, AB	AB, AB

Примечание. Прочерк означает отсутствие цикла IV порядка, присутствующего в других тектонических элементах.

тя площадь их распространения может быть меньше, чем в фазу широкой трансгрессии, поскольку значительная часть территории на границе циклов является источником сноса (например, в кальцеоловое, воробьевское время). Фазам максимального развития трансгрессии соответствуют коллекторы, обусловленные развитием органогенных и обломочных карбонатных пород в зонах развития рифов, например, во время отложения "среднего известняка" на Кленовской, Сосновской, Александровской, Грязнушинской, Соколовогорской, Остроговской, Квасниковской площадях в Нижнем Поволжье, где мощность этих образований по известным данным (Яцкевич, 1969; Закономерность распространения девонских рифов. . . , 1975) достигает 65–138 м. Регрессивные фазы отличаются уменьшением площади распространения алеврито-песчаных пород (по сравнению с трансгрессивными) за счет привноса глинистого материала (черноярское, муллинское время), а также уменьшением распространения карбонатных пород.

В карбонатной толще девона перспективы поисков залежей нефти и газа связаны прежде всего с рифогенными образованиями. Наибольшего развития биогермные образования, как и в терригенной толще девона, достигали в трансгрессивные фазы циклов (рис. 3). Они приурочены к бортам древних впадин и прогибов (Камско-Кинельская система прогибов, Уметовско-Линевская депрессия). Поскольку на значительной части территории Волго-Уральской области над рифогенными образованиями отмечается перерыв в осадконакоплении (в предверхнефранское, предфаменское время), они несут следы выщелачивания, что улучшает коллекторские свойства пород. Карбонатные пласты-коллекторы Dal-1, Dlv-1, залегающие в кровле циклов III порядка под поверхностями размыва, слагаются в разной степени закарстованными, выщелоченными, вторично доломитизированными и перекристаллизованными известняками. Породы имеют порово-каверновую и стилолитно-трещинно-поровую структуры. Пористость порово-каверновых коллекторов составляет 21–25%, проницаемость 340–586 мД; размеры каверн достигают 10 мм. В коллекторах этого типа выявлены залежи нефти по западному борту Уметовско-Линевской депрессии (Ново-Коробковский, Коробковский рифовые массивы).

Начальные фазы трансгрессии в карбонатной толще девона также фиксируются отложением алеврито-песчаных пород, но площадь их распространения ограничивается узкой полосой вдоль краевой части Воронежско-Башкирского, Жигулевско-Пугачевского сводов.

В карбонатной толще девона покрывками могут быть и глинистые породы начальной фазы циклов, поскольку в период накопления этих осадков суша в значительной степени была пенеппленезирована, и поднятия в области суши фиксировались за пределами прибрежной зоны привносом в бассейн тонкого обломочного материала. При неполных циклах эти глинистые пачки несогласно перекрывают пористо-кавернозные породы трансгрессивной фазы (семилукские, ливенские образования).

Поступательный характер геологического процесса в девонский период проявляется в уменьшении длительности регрессивных стадий и удлинении фаз относительной стабилизации трансгрессии, в этапности развития

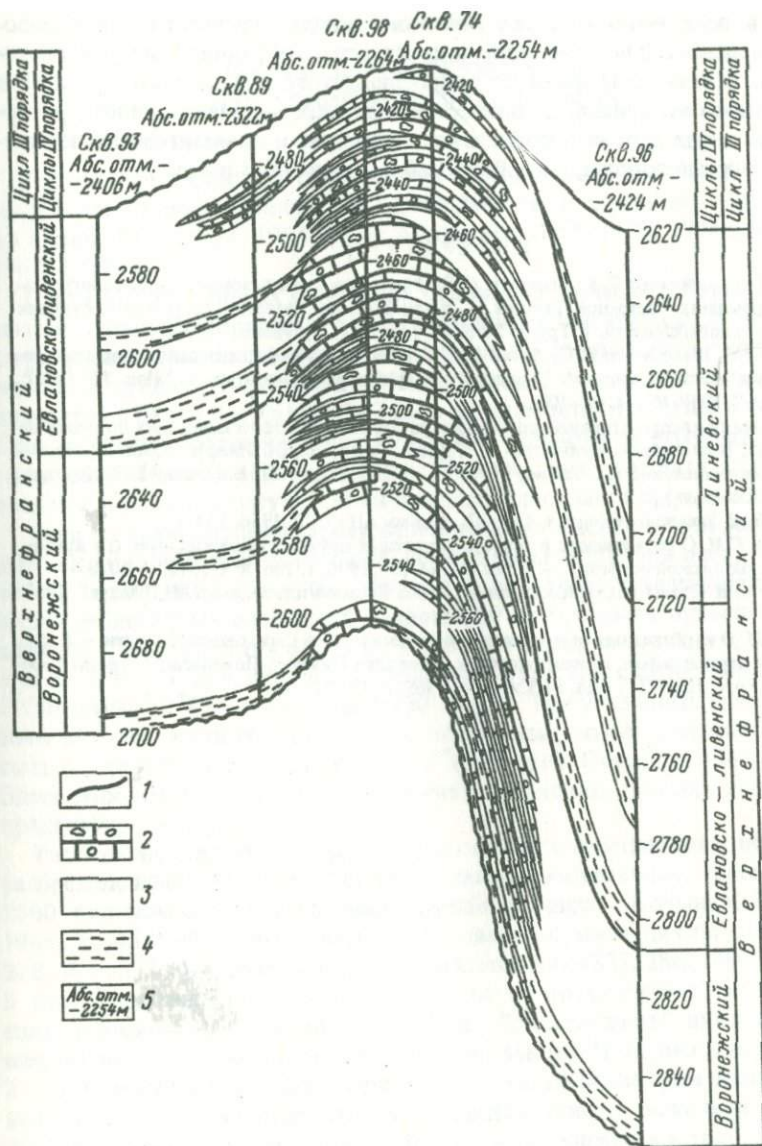


Рис. 3. Литолого-географический профиль комплекса пород верхнефранского цикла III порядка для Коробковского рифового массива (составили Г. П. Батанова, А. Е. Поминова, В. А. Потапова)

1 - границы комплексов пород, соответствующих циклам IV порядка; 2 - пронизываемые карбонатные породы; 3 - плотные карбонатные породы; 4 - глинистые породы; 5 - абсолютные отметки кровли верхнефранских отложений. Цифры вдоль линий скважин - глубины (м)

фауны, в изменении минералогического состава песчаного (от полевошпат-кварцевого и полимиктового до кварцевого), глинистого (от каолинитового в начальные фазы до гидрослюдистого в фазы трансгрессии) и карбонатного материала, в количестве и формах выделений железа (в терригенной толще девона преобладают гидрогетит и шамозит-лептохлоритовые железистые породы, в карбонатной — глауконит) и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Батанова Г. П., Данилова Т. Е., Шаронов Л. В.* О ритмичности в девонских и каменноугольных отложениях Восточной Татарии. — В кн: Вопросы геологии, разработки, бурения скважин и добычи нефти. ("Труды ГатНИИ", вып. 1). Бугульма, 1959, с. 7—16.
- Домрачев С. М., Мелещенко В. С., Чочиа Н. Т.* Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Каратау. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1948, № 1, с. 69—100.
- Закономерности распространения девонских рифов и типы нефтегазоносных ловушек на площадях Волгоградской области. — "Труды ВолгоградНИПИнефть", вып. 24. Волгоград, Нижневолжское кн. изд-во, 1975, с. 24—29. Авт.: Г. П. Батанова, Е. П. Ягодина, А. Е. Поминова и др.
- Наливкин В. Д.* Учение о фациях, т. 1. М—Л., Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.
- Теодорович Г. И.* О ритмичности в разрезе вероятных нефтематеринских свит (на примере Урало-Волжской области). — "Докл. АН СССР", 1956, т. 106, № 5, с. 1025—1028.
- Тихомиров С. В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., "Недра", 1967. 268 с.
- Яцкевич С. И.* О карбонатных отложениях ардатовских слоев Саратовской области. — В кн.: Вопросы стратиграфии, палеонтологии и литологии Нижнего Поволжья. ("Труды Нижневолжского НИИГГ", вып. 9). Саратов, 1969, с. 57—71.

ПУЛЬСЫ И ЦИКЛЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Схемы классификации цикличности геологических процессов по разному уровню их организации, по их длительности предлагались неоднократно (Хаин, 1939, 1954, 1964, 1973; Афанасьев, 1961, 1970, 1974а; Вылцан, 1967, 1972; и др.).

Среди верхнемеловых флишевых отложений Большого Кавказа встречаются пульситы и циклиты 6–17-го порядков (Афанасьев, 1974б). Наиболее распространены пульситы 13-го порядка, соответствующие геологическим секундам (Афанасьев, 1974а). Толщина третьего элемента таких пульситов (III эп) составляет 2–3 см в зависимости от состава отложений. Для выделения более крупных пульситов рассмотрим строение коньякских отложений Северо-Западного Кавказа, для которых характерно практически полное отсутствие внутриформационных перерывов.

Если составить пульсограмму, отложив по вертикальной оси геологические секунды, а по горизонтальной – суммарную мощность всех разновидностей отложений, кроме биогенных (III эп), то по изменяющейся мощности небиогенных отложений найдем 260 натуральных пульситов 12-го порядка. Длительность последних в геологических секундах (n'') изменяется от 2'' до 23'', при этом для половины натуральных пульситов получим 2'' (50 штук), 3'' (50 штук) или 4'' (30 штук). Три указанных значения частоты встречаемости таких пульситов не противоречат распределению Пуассона с параметрами $\lambda = 1$, $x = n'' - 2''$ (Большев, Смирнов, 1965, с. 360). Здесь необходимо сделать отступление и объяснить причину такого распределения.

Рассмотрим случайный процесс, связанный с чередованием нормально распределенных случайных чисел. В последовательности, состоящей из 2500 нормально распределенных случайных чисел (Большев, Смирнов, 1965, с. 433–437), выделяются 834 цикла, причем циклы объемом в 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8 чисел встречаются соответственно 327, 286, 149, 50, 15, 4 и 3 раза. Полученное распределение частот не противоречит закону Пуассона, а именно в серии случайных чисел "длительность" циклов, уменьшенная на две единицы, распределена по закону Пуассона с параметром $\lambda = 1$. Средняя продолжительность такого цикла равна трем этапам. Косвенное указание на существование циклов такого рода было сделано А.Б. Вистелиусом на докладе в Московском обществе испытателей природы 21 февраля 1964 г.

Итак, циклы продолжительностью в три "этапа" должны быть отнесены к категории случайных. Вообще это касается циклов, у которых распределение частот продолжительности не противоречит закону Пуассона.

Однако есть некоторые основания предполагать, что при анализе цикличности надо учитывать возможность проявления другого случайного процесса, описываемого чередованием равномерно распределенных случайных чисел, например, чередованием положительного события А ("трансгрессия") и отрицательного – Б ("регрессия"). Пусть первый этап процес-

са — "трансгрессия" (событие А), и пусть после него равновероятно могут наступить либо А, либо В. В первом случае "трансгрессия" будет "продолжаться" уже два этапа, во втором — она ограничена одним этапом. На третьем этапе также равновероятно могут наступить события либо А, либо Б и т. д. При таком случайном процессе вероятность того, что "трансгрессия" будет продолжаться один этап, равна $1/2$, два этапа — $1/4$, три этапа — $1/8$ и т. д. Следовательно, средняя длительность "трансгрессии" будет равна: $T = 1 (1/2) + 2 (1/4) + 3 (1/8) + 4 (1/16) + \dots = (1/2 + 1/4 + 1/8 + 1/16 + \dots) + (1/4 + 1/8 + 1/16 + \dots) + (1/8 + 1/16 + \dots) + \dots = 1 + 1/2 + 1/4 + 1/8 + \dots = 1 + 1 = 2$, т. е. $T = 2$ этапам.

Средняя продолжительность случайного цикла, состоящего из одной "трансгрессии" и одной "регрессии", будет равна четырем этапам. Вероятность p появления случайного цикла, состоящего из n этапов, равна $p = (n - 1) / 2^n$. Проверим справедливость этой формулы на серии из 2500 равномерно распределенных случайных чисел (Большев, Смирнов, 1965, с. 428), приняв числа от 0 до 4 в качестве Б, а числа от 5 до 9 — А. Получим хорошее совпадение при уровне значимости $Q > 60\%$.

В настоящей работе мы будем учитывать только случайный процесс, описываемый чередованием нормально распределенных случайных чисел и приводящий к пуассоновскому распределению случайных пульситов.

Таким образом, примерно половина натуральных пульситов 12-го порядка на пульсограмме коньякских отложений Северо-Западного Кавказа связана со случайным процессом. Приняв за основу расчета частоты пульситов длительностью в $2''$ (50 штук) и $3''$ (50 штук) и распределение Пуассона с $\lambda = 1$ (Большев, Смирнов, 1965, табл. 5,3), найдем частоты случайных пульситов длительностью в $4''$ (25 штук), $5''$ (8 штук), $6''$ (2 штуки) и исключим все случайные пульситы (135 штук) из найденных выше 260 натуральных пульситов 12-го порядка, чтобы выделить циклы, не связанные со случайным процессом.

Оставшаяся часть кривой длительности пульситов полимодальна. По предложенному нами методу (Афанасьев, 1967) на этой кривой выделяются три самостоятельных максимума со средними значениями $6''{,}7$; $12''{,}3$ и $18''{,}7$, которые примерно пропорциональны числам натурального ряда 1, 2, 3, что свидетельствует о наличии единичных, сдвоенных и строенных элементарных пульситов 12-го порядка со средней продолжительностью в $6''{,}2$ (Афанасьев, 1960).

Несколько завышенная величина ($6''{,}7$) средней продолжительности единичных элементарных пульситов 12-го порядка (ЭП-12), возможно, связана с некорректным отделением случайных пульситов. В связи с этим рекомендуется исключить из анализа и случайные пульситы, и единичные пульситы следующего порядка, т. е. рассматривать натуральные пульситы с продолжительностью не менее $1,5$ ЭП-12. Применительно к коньякским отложениям Северо-Западного Кавказа это соответствует мощности III эп, равной 288 мм. Определение начала натурального пульсита 12-го порядка (НП-12) можно упростить, выбрав подходящую мощность небиогенных отложений. В рассматриваемом примере она составляет 100 мм на $6,2$ ЭП-13 (на один ЭП-12). Вполне допустимы отклонения в 10–20% при определении оптимальной мощности небиогенных отложений.

С учетом упомянутых ограничений для нижнеконьякских отложений третьей подсвиты натухайской свиты Новороссийского опорного разреза (НОР) Северо-Западного Кавказа длительность элементарного флишевого пульсита 12-го порядка составляет в среднем 6,29 ЭП-13, т.е. пульсит продолжается в среднем 6,29 геологических секунд или 1850 лет, что близко совпадает с ранее полученной оценкой длительности ЭП-12, равной 1,9 тыс. лет (Афанасьев, 1974а).

Для выделения ЭП-11 рассмотрены коньякско-нижнесантонские отложения НОР. Введем ограничения: минимальная мощность суммы слоев III эп в НП-11 для nt_3 — 1309 мм, для nt_4 — 1335 мм, для gn_1 — 1302 мм; суммарная мощность небогенных слоев в начале НП-11 — не менее 136% от среднего их содержания в пачке, т. е., например, $> 33,3\%$ в nt_4^1 , $> 31,8\%$ в nt_4^2 , $> 41,9\%$ в nt_4^3 .

По этим признакам было выделено 95 НП-11, содержащих от 7 до 46 ЭП-12, причем чаще (87 НП-11) — 7–27 ЭП-12, реже (8 НП-11) — 28–46 ЭП-12. Поскольку последние образуют одиночные точки на частотной кривой длительности НП-11, для увеличения объема информации восемь слишком больших НП-11 (28–46 ЭП-12) были разделены на более мелкие путем постепенного снижения введенных ограничений. Это, в свою очередь, соответствует введению ограничения верхнего предела продолжительности НП-11, равного 6,5 ЭП-11. Всего с использованием указанных ограничений было выделено 102 НП-11. Они образуют полимодальную кривую, распадающуюся на пять самостоятельных максимумов, соответствующих значениям средней продолжительности 8,55; 13,08; 17,62; 20,93; 25,33 ЭП-12, которые пропорциональны числам натурального ряда 2, 3, 4, 5, 6, что свидетельствует о существовании сдвоенных ЭП-11, строенных и т. д. В среднем один ЭП-11 состоит из 4,28 ЭП-12, т. е. он продолжается 26,9 или 7,8 тыс. лет, что близко к ранее полученной оценке — 9 тыс. лет (Афанасьев, 1974а).

Для выделения элементарных циклов 10-го порядка (ЭЦ-10) рассмотрены туронско-нижекампанские отложения НОР. Получены 56 натуральных циклов 10-го порядка (НЦ-10), содержащих от 8 до 28 ЭП-11. Они образуют полимодальную кривую, распадающуюся на четыре самостоятельных максимума, соответствующих значениям средней продолжительности 10,0; 13,5; 18,3; 23,0 ЭП-11, которые пропорциональны числам натурального ряда 2, 3, 4, 5, что свидетельствует о наличии сдвоенных ЭЦ-10, строенных и т. д. В среднем один ЭЦ-10 состоит из 4,62 ЭЦ-11, т. е. ЭЦ-10 продолжался 36,0 тыс. лет, что почти совпадает с ранее полученной оценкой — 40 тыс. лет (Афанасьев, 1974а).

Для выделения ЭЦ-9 рассмотрены туронско-палеоценовые отложения НОР. Поиск НЦ-9, состоящих из двух–пяти ЭЦ-9, проведен среди циклов продолжительностью 0,22–0,8 млн. лет с использованием сводок фактических данных по мощности и составу пакетов НОР (табл. 1). Найдены 53 НЦ-9. Они образуют полимодальную кривую, распадающуюся на три максимума, соответствующих значениям средней длительности 9,36; 14,76; 19,74 ЭЦ-10, которые пропорциональны числам натурального ряда 2, 3, 4, что свидетельствует о наличии сдвоенных, строенных и счетверенных ЭЦ-9. В среднем один ЭЦ-9 состоит из 4,89 ЭЦ-10, а его длительность

Геологические секунды и абсолютный возраст подвита позднего мела

Отдел	Ярус, подъярус	Перерыв (W)	Свита, серия*	Подсвита	Мощность, м		Количество ритмов после размылов, включая закрытые чстки разреза				
					общая	закрытых участков разреза					
							натуральные	элементарные			
K ₂	cm ₁	W	kh	1	63	1	495	675			
				2	53		395	801			
	cm	W		3	59		527	762			
				1	50		440	1071			
	t ₁		av	2	107		892	2044			
				1	139	4	817	1549			
	t ₂		nt	2	120	1	610	2037			
				3	130		748	3376			
	cn ₁			4	125		731	3172			
				1	111		630	3254			
	cn ₂			2	134		610	2286			
				1	71		411	1214			
	st ₁		gn	2	139		783	2948			
				3	136		713	2036			
	st ₂			4	148		811	1719			
				1	167		867	2421			
	cp ₁		ah	2	114		409	1085			
				3	168		485	1064			
	cp ₂			kn	1	116		520	1400		
					2	84		205	371		
					3	164		481	805		
					1	103		293	711		
					2	151		410	1051		
	m ₁			ms	3	174	35	372	856		
					1	197		579	963		
					2	140		401	487		
					3	81		232	380		
					1	146		508	747		
	m ₂		vs	2	133		331	449			
				1	173		319	413			
				2	126		208	276			
	d ₁	W	nv	1	137		252	278			
				2	115		247	372			
				3	140		328	579			
	d ₂		an	1	183		520	936			
2				189		429	1094				
1				124		347	971				
		cc	2	90		284	757				
			3	122		402	648				
			K ₂	cm-st	mr		1091	6	6895	21 027	
cp	mf					1307	0	5685	15 063		
		cp ₂ -m				sp		1424	35	3653	6333
							d	pr		1100	0
K ₂				4922	41	19 042	48 058				

* Свиты: kh — кохотх, av — айвинская, nt — натухайская, gn — геннохская, ah — ахейская, bd — беудиновская, kn — куниковская, ms — мысхако, lh — лихтеровская, vs — васильевская, sn —

Таблица 1

(Новороссийский опорный разрез Северо-Западного Кавказа)

Среднее строение элементарного флишевого ритма 13-го порядка (геологической секунды)							P — доля сохранившихся геологических секунд в разрезе, %
Толщина ритма, мм	Толщина элементов ритма, мм						
	0	I	Г	II	III	IV	
							0
93,6		10,4	7,6	49,2	10,8	15,6	533
							0
65,9		13,8	2,5	30,2	15,5	3,9	740
76,8		14,5	3,7	40,1	13,8	4,7	652
46,1		2,3	2,5	9,7	27,4	4,2	957
52,5	0,9	4,1	3,2	11,4	30,4	2,5	908
89,5	0	20,0	2,7	39,9	24,5	2,4	661
59,0		6,4	0,5	23,1	22,7	1,3	863
38,6		2,4	1,2	4,2	30,5	0,3	1000
39,5		1,5	0,7	5,4	31,1	0,8	1000
34,1		0,2	1,0	0,4	30,8	1,7	1000
58,7	0,1	1,2	1,3	24,1	29,1	2,9	889
58,5	2,3	3,5	1,4	24,0	25,5	1,8	861
47,0		1,7	2,2	13,5	28,3	1,3	948
66,6		5,5	1,9	31,9	26,5	0,8	802
86,3		10,0	3,1	49,6	23,0	0,6	650
69,2		6,9	3,0	32,2	26,7	0,4	757
105,3		10,2	1,1	68,6	24,6	0,8	615
157,6	0,2	10,4	1,6	120,6	24,4	0,4	478
83,0		4,9	1,4	53,3	22,1	1,3	697
225,4		7,4	0,1	199,6	16,1	2,2	366
204,3		6,5	0,3	176,9	16,2	4,4	394
145,0		6,3	0,2	114,5	23,1	0,9	501
143,7		5,5	0,4	111,2	26,2	0,4	509
203,6		9,2	0,2	168,3	25,9	0	408
205,0		20,9	0,4	159,7	22,8	1,2	398
287,8		28,1	0,4	243,6	10,6	5,1	305
212,1		23,3	0,6	167,9	19,0	1,3	384
195,8		25,3	0,4	147,1	20,4	2,6	409
295,8		31,2	0,4	245,4	15,6	3,2	301
418,4		61,4	1,1	341,4	13,5	1,0	229
456,0		43,3	0,6	390,4	11,5	10,2	216
							0
491,6		99,1	0	378,1	14,2	0,2	200
309,4		38,1	0	259,1	11,6	0,6	286
242,9		35,5	0	195,6	11,5	0,3	340
195,5		36,3	0	148,9	10,1	0,2	392
172,8		22,4	0	139,3	11,1	0	426
127,3		43,7	0	73,3	10,3	0	509
119,1		29,5	0	79,0	10,5	0,1	530
188,1		54,3	0	124,5	8,9	0,4	401
51,9	0,1	4,8	1,7	15,1	27,9	2,3	349
86,8	0,2	6,1	2,0	52,5	24,9	1,1	686
224,9		21,0	0,4	181,0	20,6	1,9	290
195,2		39,1	0	145,2	10,7	0,2	393
102,4	0,1	11,3	1,4	64,0	24,0	1,6	429

снегуревская, nv — навагирская, an — анапская, cc — цце.
Серии: mg — маркотхская, mf — мефодиевская, sp — супсехская, pr — прасковеевская.

Таблица 1 (продолжение)

Отдел	Ярус, подъярус	Количество геологических секунд до размывов	Длительность подсвет, серий, перерывов, тыс. лет	Абсолютный возраст, тыс. лет		Полярность магнитного поля Земли		
				границ подсвет	центра подсвет	прямая	обратная	
K ₂	cm ₁	25842	7484	93 660	89 918	+	-	
		1266	367	86 176	85 992	+	-	
	cm	10397	3011	85 809	84 304	+	-	
		1083	313	82 798	82 641	-	-	
	cm ₂	1170	339	82 485	82 316	-	-	
		t ₁	1119	325	82 146	81 983	-	-
	t ₂	2252	653	81 821	81 494	-	-	
		2345	680	81 168	80 828	-	-	
	cn ₁	2361	684	80 488	80 146	-	-	
		3376	978	79 804	79 315	+	-	
	cn ₂	3172	920	78 826	78 366	+	-	
		st ₁	3254	943	77 906	77 435	+	-
	st ₂	2572	746	76 963	76 590	+	-	
		cp ₁	1409	408	76 217	76 013	-	-
	cp ₂	3107	900	75 809	75 359	+	-	
		2539	735	74 909	74 542	+	-	
		2644	766	74 174	73 791	-	-	
		3198	926	73 408	72 945	-	-	
		1764	511	72 482	72 227	-	-	
		2228	646	71 971	71 648	+	-	
		2009	582	71 325	71034	+	-	
		1015	291	70 743	70 598	+	-	
		2046	594	70 452	70 155	+	-	
		1418	410	69 858	69 653	-	-	
		2063	598	69 448	69 149	+	-	
		m ₁	2096	606	68 850	68 547	+	-
			2419	699	68 244	67 895	+	-
		m ₂	1598	462	67 545	67 314	-	-
	990		287	67 083	66 940	+	-	
	1825		529	66 796	66 531	+	-	
	1490		439	66 267	66 048	-	-	
	1807		725	65 828	65 465	-	-	
	d ₁		1279	540	65 103	64 833	-	-
	d ₂	4855	1406	64 563	63 860	+	-	
		1393	403	63 157	62 956	+	-	
		1299	376	62 754	62 566	-	-	
		1701	492	62 378	62 132	-	-	
		2390	691	61 886	61 541	-	-	
		2571	744	61 195	60 823	-	-	
		1906	551	60 451	60 176	+	-	
		1429	414	59 900	59 693	+	-	
1617	468	59 486	59 252	-	-			
			59 018					
K ₂	cm-st	60 209	17 443	93 660	84 938			
	cp	21 959	6359	76 217	73 037			
	cp ₂ -m	21 840	6701	69 858	66 508			
	d	14 306	4139	53 157	61 087			
				59 018				
K ₂		11 8314	34 642	93 660	76 339			
				59 018				

равна 176 тыс. лет, что не противоречит ранее найденной оценке — 160 тыс. лет (Афанасьев, 1974а).

Для анализа ЭЦ-8 был составлен график изменения скорости накопления небιοгенных слоев сеномана-палеоцена НОР или, что то же самое, график изменения мощности этих слоев в расчете на одну геологическую секунду. По резкому увеличению скорости осадконакопления или середине перерыва наметились границы 12 НЦ-8 длительностью 1575–5615 тыс. лет, из них четыре НЦ-8 определены недостаточно точно, поскольку границы НЦ-8 выбраны в середине перерывов, но для нас осталось неизвестной длительность осадконакопления слоев, впоследствии размытых перед собственно перерывом. Эти четыре НЦ-8 исключены из анализа. Среди оставшихся восьми НЦ-8 один (3221 тыс. лет) резко отличается от остальных семи (при уровне значимости $Q > 90\%$), а среди семи НЦ-8 могут быть выделены ($Q > 89\%$) две самостоятельные группы: 1575–1871 и 2211–2540 тыс. лет. Средняя длительность НЦ-8 в указанных группах равна 1719; 2395 и 3321 тыс. лет, т. е. пропорциональна числам натурального ряда 2, 3, 4, что свидетельствует о наличии сдвоенных, строенных и четверенных ЭЦ-8. В среднем один ЭЦ-8 длился 823 тыс. лет, или 4,6 ЭЦ-9. Правда, надежность последнего расчета невелика ($Q > 89\%$) в связи с ограниченным количеством НЦ-8 (всего восемь циклов). Зато именно эти циклы прослежены нами и синхронизированы во всех основных флишевых прогибах Большого Кавказа, а также в Северо-Кавказской миогеосинклинали (рисунок, см. вкладку). Из 39 границ между ЭЦ-8 в четырех регионах Большого Кавказа (Северо-Западный Кавказ, Чиаурский прогиб, Юго-Восточный Кавказ, Северный Кавказ) не совпадают только четыре границы: одна на Северо-Западном Кавказе и три на Северном Кавказе. Многие границы совпадают с перерывами осадконакопления.

Два наиболее крупных перерыва осадконакопления в НОР, в сеномане и маастрихте (10,5 и 1,4 млн. лет), обнаружены нами (Афанасьев и др., 1972) при вычислении длительности одного ЭЦ-13 в отложениях сеномана, турона-сантона, кампана, маастрихта, датского яруса и палеоцена. В табл. 1 показана доля сохранившихся отложений геологических секунд (P), вычисленная по формуле:

$$\lg P = -0,234 (\lg M_1 - 0,948)^2 - 0,192 (\lg M_2 - 0,115)^2 \pm 0,017 t$$

при $M_1 \geq 8,8$ мм и $M_2 \geq 1,3$ мм, где M_1 — среднее содержание сумм элементов (0 + I + II) в одном элементарном флишевом пульсайте 13-го порядка, M_2 — среднее содержание элемента I в таком же пульсайте, t — оценка уровня значимости. Эта формула составлена на основании сравнения количества ЭЦ-13 в нижненатухайской подсвите в 14 разрезах Северо-Западного Кавказа. Мелкие внутрiformационные размывы отсутствуют во флишевых отложениях, где $M_1 < 8,8$ мм и $M_2 < 1,3$ мм. Максимально возможное количество сохранившихся от размыва отложений геологических секунд в нижненатухайской подсвите равно 2442". Ни в одном разрезе это количество не достигается, в Псифском оно равно 2094" (85%), в НОР — 1548" (66%), а в Усть-Бешенском всего 5" (0,15%).

По восстановленному количеству геологических секунд до размывов (см. табл. 1) легко определить их продолжительность, зная длительность веков см; t—st, sp, m, d, ps, соответственно равную 11,5; 5,9; 8,0; 5,1;

4,1 и 3,0 млн. лет. Продолжительность одной геологической секунды в каждом из перечисленных веков оказалась равной 3066, 244, 300, 413, 312 и 285 годам. Из этих шести оценок первая резко отличается от остальных пяти (при уровне значимости $Q > 99,5\%$). Из оставшихся пяти оценок одна (413 лет) также резко отличается от других четырех ($Q > 92\%$). Мы объясняем эти резкие отклонения наличием в сеномане и маастрихте крупных перерывов осадконакопления, длительность которых (10,5 и 1,4 млн. лет) может быть вычислена при допущении, что продолжительность одной геологической секунды для этих веков также в среднем равна $290 \pm 19 t$ годам.

Итак, в НОР на 34,6 млн. лет продолжительности поздне меловой эпохи приходится: 1) 11,9 млн. лет (34,4% длительности K_2) крупных перерывов осадконакопления; 2) 8,6 млн. лет (25%) мелких внутриформационных размывов; 3) 14,1 млн. лет (40,6%) образования сохранившихся в разрезе (P) осадков. Величина P в подсвитах Северо-Западного Кавказа (см. табл. 1) колеблется от 20% (подсвета сукко) до 100% (коньякские и нижесантонские отложения третьей и четвертой подсвит натухайской свиты и цемесской подсвиты).

Крупные перерывы осадконакопления, установленные при корреляции с НОР, составляют в Чиаурском прогибе 15,8 млн. лет (45,6% поздне мелового времени), на Юго-Восточном Кавказе — 17,6 млн. лет (50,8%), на Северном Кавказе, в Аймакинском опорном разрезе — 20,3 млн. лет (58,6% поздне мелового времени). Полученные оценки не противоречат данным глубоководного бурения с корабля "Гломар Челленджер" (Sedimentary hiatuses in the Venezuelan basin, 1973), согласно которым перерывы осадконакопления на дне Атлантического океана составляют свыше 50% длительности поздней юры — антропогена.

ЭЦ-7 хорошо видны на рисунке. На границах ЭЦ-7 обычно наблюдаются перерывы осадконакопления (на 21 границе из 37). Длительность ЭЦ-7 колеблется от 2,7 до 5,6 млн. лет и в среднем равна 3,4 млн. лет (Афанасьев, 1975). Границы ЭЦ-7 совпадают практически во всех четырех основных регионах Большого Кавказа (см. рисунок).

Наиболее крупные, ЭЦ-6, как правило, разделены крупными перерывами длительностью от 1,4 до 10,8 млн. лет, что подтверждает тезис Ю.Н. Карогодина (1974, с. 35): "Чем крупнее цикл . . . , тем крупнее перерыв". Только в одном случае, в кампане Северо-Западного Кавказа, перерыв не установлен, возможно, из-за недостаточной точности определения длительности веков позднего мела. Продолжительность геологических секунд в кампане (300 лет) несколько превышает их среднюю длительность (290 лет), возможно, из-за небольшого (0,3 млн. лет) перерыва осадконакопления. Границы ЭЦ-6 совпадают во всех зонах Большого Кавказа, практически везде они соответствуют границам комплексов, серий или свит. Только в Чиаурском прогибе одна из границ ЭЦ-6 оказалась "запечатанной" внутри босельской свиты. Самая большая на Кавказе по своей продолжительности (6,7 млн. лет) босельская свита, внутри которой обнаружен перерыв осадконакопления длительностью 3,2 млн. лет, несомненно, должна быть возведена в ранг серии и разделена на три самостоятельные свиты: чапчаурскую, хев-грдзельскую, орвильскую.

Чапчаурская свита (по с. Чапчаури в Кахетии) представлена сильнопесчаным (50%), сильномергельным (55% CaCO_3) мелкоритмичным (14 см) биогенным ортофлишем: серыми известняковыми песчаниками и алевролитами (50%) с прослоями темно-серых известковистых (23%) и глинистых мергелей (18%) и известняков (9%). Характерны известняковые песчаники и алевролиты, а также повышенная известковистость отложений. Мощность в Хев-Грдзельском разрезе-стратотипе – 120 м.

Хев-грдзельская свита (по р. Хев-Грдзели в Кахетии) сложена сильно-алевритовым (38%), очень слабоаргиллитовым (26% CaCO_3) тонкоритмичным (10 см) вулканогенным инфрафлишем: ритмично чередующимися темно-серыми кремнистыми известковистыми аргиллитами (48%), алевролитами и песчаниками (38%), реже – глинистыми (10%) и известковистыми (3%) мергелями, как исключение – известняками (1%). Характерны кремнистость и низкая известковистость отложений. Мощность в Хев-Грдзельском разрезе-стратотипе – 50 м.

Отложения нижней части босельской серии, соответствующие чапчаурской и хев-грдзельской свитам, содержат *Reusella minuta* (Marsson), *Bolivina incrassata* Reuss., *Globigerina aspera* (Ehrenb.), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. contusa* (Cushman), *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), а также *Globigerina trivialis* Subb. (Татаршвили, Чубунидзе, 1971). Первая из перечисленных форм характеризует верхний маастрихт, последняя – верхний даний, остальные – преимущественно поздний сенон. По-видимому, последняя форма встречена в той части босельской серии, которая соответствует хев-грдзельской свите, поскольку датские отложения по сравнению с маастрихтскими на Большом Кавказе повсеместно характеризуются резко пониженной известковистостью. Следовательно, возраст чапчаурской свиты определяется как позднемаастрихтский, а хев-грдзельский – как позднедатский.

Орвильская свита (по р. Орвили в Кахетии) характеризуется сильнопесчаным (50%), очень слабомергельным (39% CaCO_3) мелко- и среднеритмичным (20 см) грубозернистым инфрафлишем, где преобладают серые известняковые песчаники и алевролиты (50%), чередующиеся с глинистыми (30%) и известковистыми (3%) мергелями, реже – кремнистыми известковистыми аргиллитами (17%). Характерно преобладание зернистых пород и повышенная известковистость отложений. Мощность в Хев-Грдзельском разрезе-стратотипе – 80 м. Отложения верхней части босельской серии, соответствующие орвильской свите, содержат *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.), *Aragonia excolata* Cushman. (Татаршвили, Чубунидзе, 1971, с. 132). А.Л. Цагарели (Геология СССР, 1964, табл. 10) указывает *Globigerina triloculinoides* Plummet для верхов квинтерской свиты, по-видимому, соответствующих хев-грдзельской и орвильской свитам. Поскольку орвильская свита расположена над верхнедатской хев-грдзельской свитой, возраст ее условно оценивается так же, как верхнедатский. Этому не противоречит перечисленная микрофауна.

Приведенный пример иллюстрирует важность проведения циклостратиграфического анализа, особенно на уровне элементарных циклов 6-го порядка. В качестве второго примера рассмотрим проблему проведения границы между отложениями нижнего и верхнего кампана. Н.И. Маслакова

Цикличность геологических процессов

Составил С.Л. Афанасьев (1975 г.), с учетом данных Н.Б. Вассоевича (1975), В.Е. Хаина (1973),

Типы (ранги) циклов	Классы (порядки) циклов	Средняя длительность цикла для фанерозоя				Количество единиц
		округленная*	вычисленная по формуле T_i^{***}	рассчитанная с учетом литературных данных	по астрономическим данным****	
Наноциклы	17	1 год	1,000	1,000±0,0t	1,00	1
	16	1,9 года	1,895	1,867±0,107t	1,88	
	15	12 лет	11,09	11,70±0,19t	11,86	
	14	60 лет	62,45	62,10±2,27t	59,3	
Микроциклы	13	300 лет	338,2	294,2±17,5t	296,6	168
	12	1,8 тыс. лет	1,758	1,800±0,606t	1767,4	
	11	8,5 тыс. лет	8,752	8,274±0,288t		
Мезоциклы	10	40 тыс. лет	41,67	39,89±1,20t	40,4	
	9	180 тыс. лет	189,3	177,1±5,5t		
	8	800 тыс. лет	818,9	783,1±29,1t		
Макроциклы	7	3,5 млн. лет	3,363	3,260±0,116t		
	6	14 млн. лет	13,08	13,98±0,54t		
	5	50 млн. лет	48,03	48,02±1,67t		
Мегациклы	4	180 млн. лет	165,9	185,1±6,6t	180	
	3	200** млн. лет	192,7	215,1±7,7t		
		650** млн. лет	623,6	645,0±59,6t		
	2	1,8** млрд. лет	1,882	1,720±0,086t		
1	5,5** млрд. лет	5,268	5,336±0,112t			

* Подчеркнуты наиболее важные циклы, играющие роль единиц времени в группах нано-, микро-, мезо-, макро- и мегациклов: геологической терции, секунды, минуты, века, эры

** Для всей истории Земли.

$$*** T_i = \frac{5268}{j=i-0,5} \text{ млн. лет, где } i = 2, 3, \dots - \text{порядок цикличности.}$$

$$P(2,472 + 0,218j) \\ j = 1,5$$

И. А. Вылцана (1972) и др.

Число геологических времени				Подразделения			
Секунды	Минуты	Века	Эры	хроностратиграфические	литостратиграфические	биостратиграфические	магнито-стратиграфические
				Год		Варв	
				Геологическая		Двойной	
				терция		варв	
				Солнечный		Пакет варвов	
				наноцикл	Наноцик-	Пачка варвов	
				Вековой	литы		
				наноцикл	(варвы)		
1				Геологическая		Элементарный	
				секунда		флишевый	
6				Стадия	Микроцик-	пульсит	
					литы	Натуральный	
					(пульситы)	флишевый	
27				Звено		пульсит	
						Пакет	
129	1			Геологическая		Циклотема,	событие
				минута	Мезоцик-	подпачка	(Маг-
	4			Эпизод	литы (цик-		ни-
	20			Время	лосомы)	Пачка	то-)
						Подсвета	эпизод
							зона
	81	1		Геологический		Свита	Ярус
				век	Макроцик-		
				Эпоха	литы (цик-	Серия	Отдел
		4		Период	лолитоны)	Формация,	Система
		15				комплекс	
			53	1	Эра	Формационный	Группа
						ряд	(Маг-
							ни-
				3	Хрон	Серия форма-	Над-
						ционных рядов	группа
				8	Мегахрон	Слой земной	Гей
						коры	
				25	История	Земная кора	
					Земли		

**** 1,00; 1,88 и 11,86 года – периоды обращения Земли, Марса и Юпитера вокруг Солнца; 59,3 года – период противостояния Юпитера и Сатурна; 1767,4 года – период "великого" противостояния Юпитера и Сатурна по отношению к Солнцу; 40,4 тыс. лет – цикл изменения наклона эклиптики; 180 млн. лет – галактический год.

(Афанасьев, Маслакова, 1967) проводит ее по подошве куниковской свиты Северо-Западного Кавказа. Однако наличие регионального перерыва между отложениями свит джорчи и сабуинской, юнусдагской и бахшилинской, морадамеэрской и чабанской, а также, возможно, между ахейнской и бединовской (см. рисунок) свидетельствует о том, что эту границу рациональнее опустить до подошвы бединовской свиты. Во всяком случае, такая точка зрения имеет право на существование.

Итак, на Большом Кавказе среди верхнемеловых отложений выделяются два полных и один неоконченный цикл 6-го порядка. Первый ЭЦ-6 соответствует сеноману-раннему кампану (15,7 млн. лет), второй — позднему кампану—маастрихту (10,3 млн. лет), третий начинается с датского века. Средняя продолжительность ЭЦ-6 равна 13,0 млн. лет.

Перейдем к рассмотрению наноциклитов (ННЦ) длительностью менее 290 лет. Среди коньякско-нижнесантонских отложений НОР встречено 423 прослойки биогенных известняков толщиной 3—50 мм. Частотная кривая их мощности состоит из семи самостоятельных максимумов со средней мощностью слоев 6,52; 13,03; 19,55; 26,07; 32,58; 39,10 и 45,62 мм. Перечисленные цифры толщины слоев пропорциональны числам натурального ряда 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, что свидетельствует о наличии единичных, сдвоенных, строенных и т. д. элементарных наноциклитов (ЭННЦ). Средняя мощность последних равна 6,52 мм, что соответствует 66,7 года.

Более тонкие ННЦ наблюдаются в слоях известняковых алевролитов с горизонтально-микрослоистой текстурой, например, в нижнетуронской свите маргалитис-кльде Ксанского разреза Чианурского прогиба. В одном из образцов видны 163 пары микрослоек: светлых, сложенных более крупными зернами кварца, полевых шпатов и известняков, и темных, состоящих из более тонких зерен преимущественно известняков. Средняя толщина пары микрослоек равна 0,211 мм. На составленной пульсограмме, где по вертикальной оси показаны пары микрослоек или ЭННЦ 17-го порядка (ЭННЦ-17), а по горизонтальной — их мощность, были выделены (по изменяющейся толщине ЭННЦ-17) 55 натуральных наноциклитов 16-го порядка (НННЦ-16), в том числе 25, 16, 9, 2 и 3 НННЦ-16, состоящих соответственно из 2, 3, 4, 5, и 6 ЭННЦ-17. То, что количество НННЦ-16, состоящих из 2 и 3 ЭННЦ-17, неодинаково ($25 \neq 16$), свидетельствует о наличии ЭННЦ-16, которые в среднем состоят из 2,00 ЭННЦ-17. Наряду с ними здесь хорошо развиты случайные ННЦ, состоящие из двух-пяти ЭННЦ-17.

Чтобы исключить и ЭННЦ-16, и случайные ННЦ, пульсограмма была сглажена путем использования двух наложенных скользящих окон с шагом в три и пять ЭННЦ-17. На сглаженной пульсограмме выделяются 25 максимумов, которые по своей величине (площади на пульсограмме) четко делятся на две группы: 10 мелких случайных максимумов и 15 крупных основных максимумов. Центры последних располагаются на пульсограмме через 9—15 (в среднем через 11,60) ЭННЦ-17. Назовем их ЭННЦ-15.

Новая пульсограмма, составленная на основе ЭННЦ-15, позволяет выделить три наиболее крупных ЭННЦ-14 с продолжительностью в 42—66 (в среднем 54 ± 10 t) ЭННЦ-17.

В образце глинистого известняка с горизонтально-микрослоистой текстурой из олигоценовых отложений дусинской свиты Уклинского разреза украинских Карпат обнаружены ЭНЦ-17, -16, -15, -14 и -13, соответственно равные 1,00; 2,00; 11,5; $63 \pm 9t$ и $286 \cdot \text{ЭНЦ-17}$. Нетрудно заметить тождественность ЭНЦ-17, -16, -15 и -14 в этом образце и в рассмотренном выше. Также очевидно, что $54 \pm 8t \cdot \text{ЭНЦ-17} \approx 63 \pm 9t \cdot \text{ЭНЦ-17} \approx 66,7 \pm 7t$ лет и $286 \cdot \text{ЭНЦ-17} \approx 290 \pm 19t$ лет. Следовательно, один ЭНЦ-17 в каждом из этих двух образцов равен 1 году и связан с проявлением сезонной микрослоистости.

В табл. 2 показана цикличность геологических процессов 17 порядков, установленная на основании анализа 525 оценок длительности циклов и пульсов, от 1 года до 6 млрд. лет, опубликованных в литературе (Хаин, 1939, 1954, 1964, 1973; Афанасьев, 1961, 1970, 1974а; Вылцан, 1967, 1972; и др.). По этим оценкам на логарифмической шкале была составлена частотная кривая. Она оказалась полимодальной. При уровне значимости 97,5% на ней в первом приближении выделяются 17 самостоятельных максимумов I порядка или групп, которым были присвоены номера: 1, 2 . . . 17. Они в точности соответствуют выделенным выше 6–17-му порядкам цикличности.

В пределах практически каждой группы на том или ином уровне значимости выделяются семейства максимумов II порядка или подгруппы, например, нанодиклы длительностью 10–13, 21–24, 33–36, 42–44, 52–59, 61–71, 74–80 и 83–90 лет. Продолжительность их всегда пропорциональна числам натурального ряда (1, 2, 3 . . .), что свидетельствует о наличии одинарных, двоярных, строенных и т. д. элементарных циклов того или иного порядка. Средняя длительность элементарных циклов показана в табл. 2.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев С.Л. К методике корреляции флишевых отложений. — "Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология", 1960, № 3, с. 24–31.
- Афанасьев С.Л. К вопросу об изменчивости мощности слоев во флишевых отложениях. — "Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология", 1961, № 2, с. 42–51.
- Афанасьев С.Л. О мощности флишевых ритмов. — Материалы научно-технической конференции Всесоюзного заочного политехнического ин-та, вып. 7. М., ВЗПИ, 1967, с. 34–35.
- Афанасьев С.Л. Ритмы седиментации на примере верхнего девона Южного Тянь-Шаня. — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1970, т. 45, вып. 4. с. 175.
- Афанасьев С.Л. Геологические секунды — элементарные флишевые ритмы и методика их выделения. — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1974а, т. 49, вып. 1. с. 152–153.
- Афанасьев С.Л. Ритмы и циклы в осадочных толщах. — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1974б, т. 49, вып. 6, с. 147–148.
- Афанасьев С.Л. Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых (Тезисы докл. Всесоюз. конф.). Новосибирск, ИГиГ, 1975, с. 246.
- Афанасьев С.Л., Маслакова Н.И. Верхнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа. — Сборник трудов Всесоюзного заочного политехнического ин-та. Серия гидрогеол. и инж. геол., вып. 37. М., ВЗПИ, 1967, с. 106–136.
- Афанасьев С.Л., Пергамент М.А., Смирнов Ю.П. Длительность веков позднего мела. — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1972, т. 47, вып. 6, с. 136–137.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., "Наука", 1965: 464 с.

- *Вассоевич Н.Б.* Циклы седиментации, литогенеза и нефтеобразования. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 3–13.
- Вылцан И.А.* К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях. — "Геол. и геофиз.", 1967, № 11, с. 75–86.
- Вылцан И.А.* К проблеме соподчиненности и синонимии ритмических единиц различных рангов внутри осадочных комплексов. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972, с. 37–39.
- Геология СССР, т. 10. Грузинская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1964. 655 с.
- Карогодин Ю.Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., "Недра", 1974. 176 с.
- Татаршвили Л.И., Чубунидзе И.В.* Литологическая характеристика и фациальные особенности флишевых отложений босельских слоев Чинчельтского покрова. — "Труды ВНИГРИ", 1971, вып. 115, с. 127–138.
- Хаин В.Е.* Осцилляционный ритм земной коры. — "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1939, т. 17, вып. 1, с. 56–80.
- Хаин В.Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку; Азнефтеиздат, 1954. 691 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М., "Недра", 1964. 479 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., "Недра", 1973. 511 с.
- Sedimentary hiatuses in the Venezuelan basin. — In: Initial Rept Depp Sea Drill. Proj., v. 15. Washington, 1973, p. 1051–1062. Aut.: T. Edgar, T. Holcombe, J. Ewing, W. Johnson.

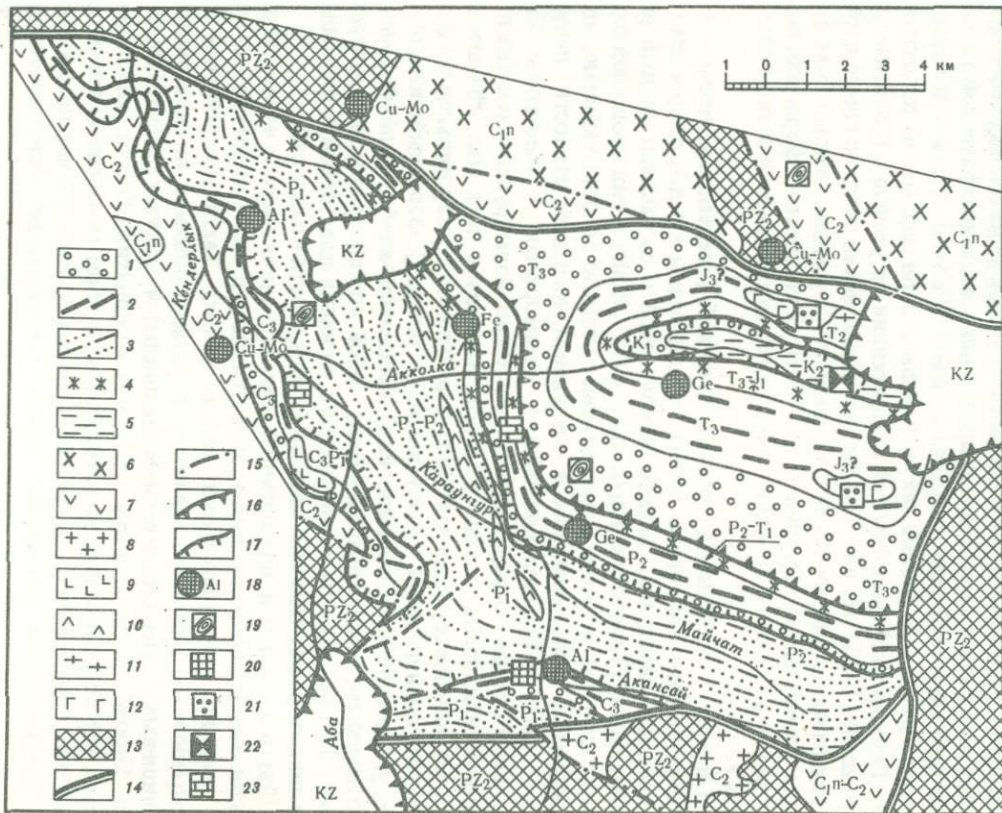
СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА, КЛИМАТА И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТЬЮ

В геологической терминологии к настоящему времени еще нет однозначного понимания многих общепринятых терминов. Не касаясь истории и не разбирая существующих многочисленных определений одних и тех же терминов, отметим только те определения, которых мы придерживаемся.

Ф о р м а ц и я понимается нами в соответствии с определением Н.С. Шатского (1960), при этом главным является общность пород по происхождению и вещественному составу (Вассоевич, 1951). Возрастные границы осадочных и вулканогенных формаций могут совпадать или не совпадать с границами стратиграфических подразделений: чаще всего формация охватывает несколько подразделений стратиграфической шкалы, реже совпадает с одним подразделением или его частью, а в некоторых случаях границы формаций секут границы стратиграфических подразделений (Резолюция Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, 1953). На рис. 1 видно, что акансайская свита позднего карбона разделена на кластогенную и угленосную формации, сланценосная формация ранней перми объединяет три свиты, а угленосные формации поздней перми и позднего триаса соответствуют акколканской и талогойской свитам.

Ц и к л — законченный или незаконченный (прерванный) процесс (явление), элементы которого (фазы, стадии, этапы и т.д.), следуя друг за другом или чередуясь, связаны между собой и составляют единый ряд, единое целое (Трофимук, Карогодин, 1975). Единый ряд процессов охватывает интервал времени седиментации с возможной складчатостью, метаморфизмом и магматизмом в следующей последовательности: денудация → снос → осадконакопление → метаморфизм → магматизм. Каждый цикл отвечает определенному, длительно формирующемуся (на протяжении миллионов, а чаще десятков миллионов лет) тектоно-магматическому комплексу и состоит из трех ритмически построенных и последовательно сменяющихся (снизу вверх по разрезу) формаций: кластогенной, угленосной (или сланценосной) и железисто-карбонатной. Формации, составляющие цикл, связаны между собой постепенными взаимопереходами. За начало циклов принимается подошва кластогенной формации. Границами между циклами являются поверхности несогласий.

П о д р и т м а м и предлагается понимать закономерное чередование и повторение комплексов пород, образующихся в более короткие интервалы времени (примерно около миллиона лет). Такое употребление рассматриваемых терминов совпадает с установившимся их толкованием (филищевые ритмы, геотектонические циклы) и отражает различие их генезиса. Циклы образуются при опускании и поднятии области отложения в результате колебательных движений земной коры (вызванные этими движениями трансгрессии и регрессии водоема обуславливают цикличность образующихся отложений). Ритмы же возникают на фоне постоянного про-



Эра	Период	Отдел	Цикл	Формация	Мощность в м	Свиты по схеме 1971 г.
МЕЗОЗОЙСКАЯ	K ₁₋₂	K ₂	VI		30	
		K ₁			15	
	ТРИАСОВО-ЮРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	V		400	ТАЙСУГАНСКАЯ
					220-350	ТАЛОГОЙСКАЯ
					350-1200	АКЖАЛЬСКАЯ
	ПЕРМСКИЙ	ВЕРХНИЙ	IV		120	УЖУМСКАЯ
					220-350	АККОЛКАНСКАЯ
		НИЖНИЙ	III		150-380	МАЙЧАТСКАЯ
					380	ТАРАНЧИНСКАЯ
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	ВЕРХНИЙ	II		140-300	КЕМПИРСКАЯ	
				670-780	КАРАУНГУРСКАЯ	
	СРЕДНИЙ	I		140	КЕНДЕРЛЫКСКАЯ	
				360	АКАНСАЙСКАЯ	
НИЖНИЙ	I		400-900	КАЙГЕНБУЛАКСКАЯ		
			500-1000	КЕНСАЙСКАЯ		

гибания области отложений, но при периодическом поднятии области сноса, в которую часто вовлекаются периферические участки области отложения. Именно такие ритмы обычны для угленосных, красноцветных и флишевых толщ Донецкого, Печорского, Карагандинского и Московского бассейнов (Дафф и др., 1971, с. 156).

Циклы и их границы довольно отчетливо выражены в хорошо обнаженных верхнепалеозойском и мезозойском разрезах Кендерлыкского грабена, являющегося юго-восточной частью Зайсанской складчатой области (Шевченко, 1975). Здесь четко выделяются шесть циклов осадконакопления, состоящих из упомянутой триады формаций (см. рис. 1). Кластогенные формации представлены в основном конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Угленосные формации сложены аргиллитами, песчаниками, углистыми аргиллитами и пластами угля. Иногда эти формации по латерали замещаются вулканогенными. Формации горючих сланцев (сланценосная, аналог угленосной формации) сложена в основном битуминозными аргиллитами, доломитами, известняками и горючими сланцами. Железисто-карбонатные формации представляют собой частое чередование аргиллитов, доломитов, сидеритовых и известковистых песчаников с фунтиковой текстурой. В конце каждого цикла (время формирования железисто-карбонатных формаций) происходила аридизация в целом гумидного климата, выразившаяся в появлении красноцветов, доломитов, сидеритов и гипса.

Перерывам в осадконакоплении на рубеже смежных циклов соответствует тектоно-магматическая активизация, выразившаяся в дислокации сформированных комплексов пород и проявлении магматизма (рис. 2). Осадконакоплению первого намюр-среднекаменноугольного цикла предшествовало становление габбро-диорит-гранодиоритов саурского интрузивного комплекса, образования которого прорывают все отложения среднего палеозоя, включая отложения нижнего визе, и непосредственно, с холодным контактом (с аркозами в основании) перекрываются пирокластической кенсайской свитой намюр-среднекаменноугольного возраста. С этим комплексом в районе связываются гидротермальные процессы, медно-молибденовая и полиметаллическая минерализация. После формирования осадков первого цикла внедрялись граниты манрыкского интрузивного комплекса (Шевченко и др., 1975). На рубеже формирования второго и третьего циклов внедрялись субвулканические образования дацитов, диабазов и трахидолеритов, прорывающих отложения акансайской свиты карбона. Трахидолериты характеризуются повышенным содержанием глинозема.

Рис. 1. Схема размещения формаций в Кендерлыкском грабене. (составил автор, 1971 г.)

Ф о р м а ц и и: 1 — кластогенная, 2 — угленосная, 3 — горючих сланцев, 4 — железисто-карбонатная, 5 — гипсо-ангидритовая, 6 — габбро-диорит-гранодиоритовая, 7 — дацит-трахиандезитовая, 8 — гранитных центральных интрузий, 9 — базальт-андезит-липаритовая, 10 — трахиандезитовая, 11 — габбро-монзонит-сиенитовая, 12 — трапповая; 13 — породы среднего палеозоя; **р а з л о м ы:** 14 — главные, 15 — второстепенные; **г р а н и ц ы:** 16 — структурных этажей, 17 — подэтажей; **п о л е з н ы е и с к о п а е м ы е:** 18 — рудные, 19 — агаты, 20 — фарфоровые камни, 21 — естественные керамзиты, 22 — бентонитовые глины, гипс и минеральные красители, 23 — известняки

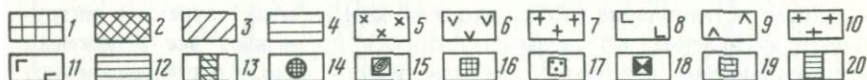
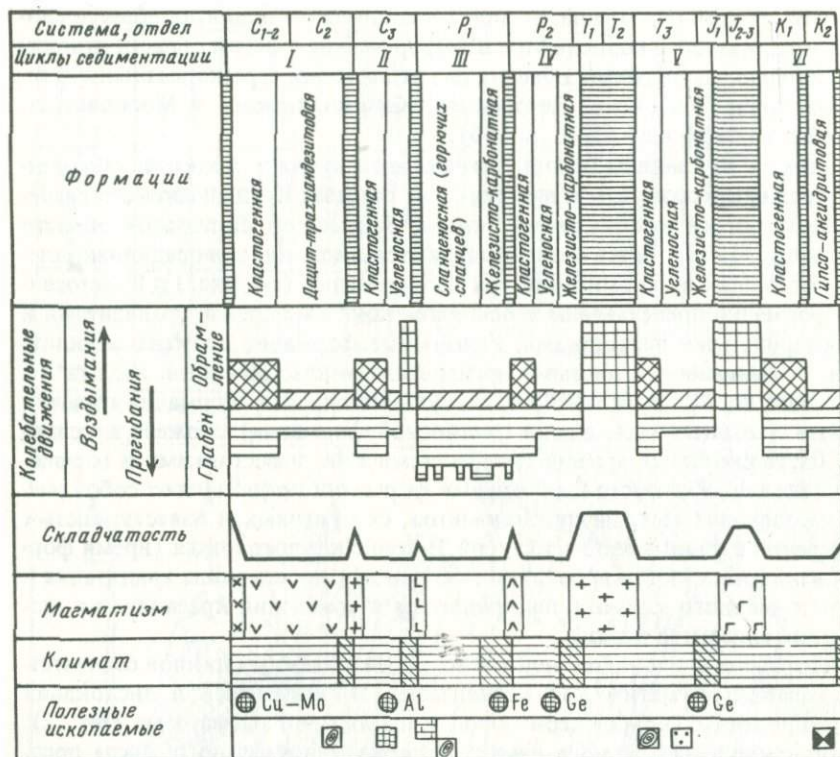


Рис. 2. Схема эволюции Кендерлыкского грабена

1 — региональные поднятия; 2—3 — области сноса: 2 — высокогорная, 3 — денудационная равнина; 4 — области седиментации. Магматические формации: 5 — габбро-диорит-гранодиоритовая; 6 — дацит-трахиандезитовая; 7 — гранитных центральных интрузий; 8 — базальт-андезит-липаритовая; 9 — трахиандезитовая; 10 — габбро-монцонит-сиенитовая; 11 — трапшовая. Климат: 12 — гумидный, 13 — аридизация. Проявления полезных ископаемых: 14 — рудные, 15 — агаты, 16 — фарфоровые камни, 17 — естественные керамзиты, 18 — бентонитовые глины, гипс и минеральные красители, 19 — известняки; 20 — перерывы седиментации и несогласия

После формирования комплекса пород третьего (раннепермского) цикла следовало внедрение даек диабазовых порфиритов, прорывающих отложения ранней перми. В среднем триасе после осадконакопления четвертого цикла внедрялись граносиениты и сиенито-диориты Южно-Сайканского массива, породами которого сложены конгломераты позднего триаса и ранней юры. После формирования осадков пятого цикла позднего триаса произошло внедрение по трещинам базальтов трапповой формации.

Связь полезных ископаемых с седиментационной цикличностью проявилась главным образом в их закономерном распределении в разрезах

циклов. В кластогенной формации позднего триаса (основание цикла) обнаружены гальки агатов. Угли и горючие сланцы, как и угленосные формации в целом, занимают средние части разрезов циклов. Значительные скопления высококачественных сидеритов и повышенное содержание глинозема отмечены только в кровлях циклов — в железистокарбонатных формациях.

В разрезе верхнепалеозойских и мезозойских осадочных образований Кендерлыкского грабена на различных стратиграфических уровнях кластогенная формация повторяется пять раз, угленосная (и сланценосная) — четыре раза, железистокарбонатная — три раза.

Явление повторимости формаций в различных циклах на различных стратиграфических уровнях характерно не только для Саур-Манракского региона. Оно проявляется в широких масштабах и не ограничивается рамками какой-то одной тектонической зоны или пород одного возраста.

Многочисленное повторение (в процессе геологического развития) триады формаций и проявление тектоно-магматической активизации в конце циклов седиментации, а также закономерное размещение полезных ископаемых в разрезе, рассмотренные на примере Кендерлыкского грабена, явление неслучайное. Оно отражает циклическую закономерность геологического развития крупных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.— М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
- Дафб П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., "Мир", 1971. 284 с.
- Резолюция Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Новосибирск, Горно-геол. ин-т, 1953. 23 с.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. (Тезисы докл. Всесоюз. конф.). Новосибирск, ИГиГ, 1975, с. 3—5.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1960, № 5, с. 3—23.
- Шевченко Н. Я. Об одном интересном примере проявления цикличности в угленосных отложениях. — В кн.: Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с. 357—358.
- Шевченко Н. Я., Дьячко Б. А., Нахтигаль Г. П. О верхней границе карбона на Алтае. — В кн.: Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Наука", 1975, с. 358—359.

ГАЛОГЕННО-СУЛЬФАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ ЦИКЛАХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ И БУХАРО-ХИВИНСКОЙ ОБЛАСТЕЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Галогенные (каменная соль) и сульфатные (ангидрит и гипс) отложения широко развиты в толще осадочных пород различных нефтегазоносных бассейнов и образуются чаще всего в завершающую стадию формирования трансгрессивно-регрессивных циклов (Фивег, 1952; Страхов, 1962; и др.). Этот вывод базируется прежде всего на том факте, что накопление подэвапоритовой толщи (непосредственно подстилающей эвапориты), обычно представленной карбонатами, происходило на большей площади, чем накопление галогенно-сульфатной толщи. По мнению М.П. Фивега, солеродные бассейны были развиты в те отрезки времени, когда суша имела наибольшие размеры и, следовательно, территории соленакопления представляли собой участки земной поверхности, отстоящие от общего подъема континентов и в противоположность последним характеризующиеся резко выраженным преобладанием погружения. Причем прогибание могло происходить как во время накопления эвапоритовых осадков, так и предшествовать ему. Собственно каменная соль (галит) накапливалась в пределах участков, испытывавших наибольшее погружение.

В настоящей работе рассмотрена связь пространственного размещения углеводородных скоплений в трансгрессивно-регрессивных циклах, содержащих эвапоритовые отложения, с составом и физическими свойствами этих отложений на примере Волго-Уральской и Бухаро-Хивинской нефтегазоносных областей, приуроченных соответственно к древней (докембрийской) и молодой (эпигерцинской) платформам.

На территории юго-востока Волго-Уральской области в региональном плане снизу вверх выделяются четыре крупных трансгрессивно-регрессивных (Т=Р) цикла: 1) девонско-турнейский (отложения D_2 , D_3 и турнейского яруса C_1); 2) нижне-среднекаменноугольный (отложения визейского и намюрского ярусов C_1 и бишкирского яруса C_2); 3) средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский (отложения московского яруса C_2 , гжельского яруса C_3 и нижней перми от ассельского до кунгурского яруса включительно); 4) верхнепермский. Галогенно-сульфатные отложения имеют региональное развитие в 3-м и 4-м циклах.

В пределах Бухаро-Хивинской области выделяются четыре региональных Т=Р цикла: 1) юрский (отложения нижней, средней и верхней юры), 2) меловой (нижний-верхний мел), 3) палеогеновый, 4) неогеновый. Мощная эвапоритовая толща развита в 1-м цикле.

В обоих регионах галогенно-сульфатные отложения залегают регрессивно, завершая разрез морских осадков.

В Волго-Уральской и Бухаро-Хивинской областях разрез эвапоритовых отложений начинается и завершается сульфатными породами — в основном

ангидритом. Средняя часть разреза представлена главным образом каменной солью с подчиненными прослоями и линзами сульфатных и карбонатных пород. Галитовая толща как бы заключена в сульфатную оболочку. В связи с этим периферийные участки кунгурского и кимеридж-титонского эвапоритовых бассейнов представлены ангидритом, а центральные — каменной солью и ангидритом. Для обоих регионов в районах распространения галогенно-сульфатных пород характерно преимущественное развитие газовых скоплений.

Размещение залежей газа в разрезе надэвапоритовых осадков рассматриваемых бассейнов находится в тесной связи с физическими свойствами галогенных и сульфатных пород, служащих региональными покрывками залежей углеводородов.

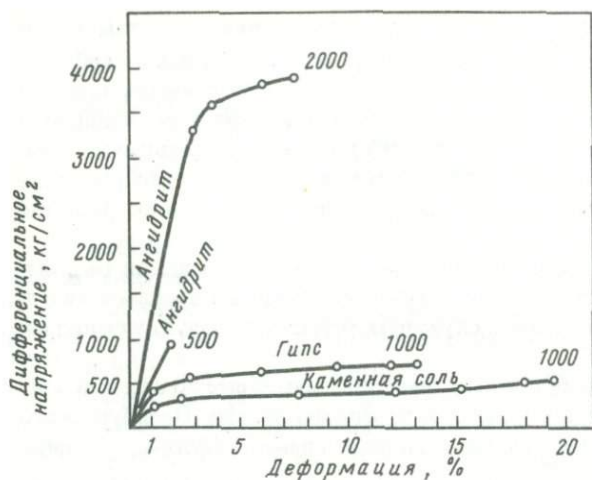
В обоих регионах такими покрывками обладают более 50 залежей, среди которых уникальная по размерам и запасам залежь Оренбургского месторождения, крупные залежи месторождений Култак, Уртабулак и др.

Каменная соль, ангидрит и гипс в отсутствие трещиноватости являются практически непроницаемыми для газа породами. Появление в них трещиноватости обусловлено деформациями вследствие тектонических движений земной коры.

Пластичность (способность необратимо деформироваться без образования трещиноватости) и, следовательно, газоупорные свойства каменной соли, ангидрита и гипса различны, и при прочих равных условиях пластичность растет с увеличением всестороннего давления, т.е. глубины залегания (Савченко, Берето, 1968). На рисунке видно, что при всестороннем давлении в 1000 ат пластическая деформация каменной соли достигает 20%, гипса — 16%, а ангидрита (при всестороннем сжатии в 2000 ат) — только 9%. Следовательно, при прочих равных условиях покрывки, сложенные каменной солью или гипсом, являются более надежными, чем покрывки, представленные ангидритом. Заметная пластичность каменной соли наблюдается даже при низких значениях всестороннего сжатия в 100—200 ат, в то время как у ангидрита при тех же условиях деформации и всестороннем давлении в 500 ат наблюдалась только упругая деформация.

На территории юго-востока Волго-Уральской области, в зоне развития кунгурской каменной соли газовые и газонефтяные залежи установлены непосредственно в подсолевых (подэвапоритовых) сакмаро-артинских отложениях. В надсолевой, преимущественно терригенной толще уфимского яруса верхней перми, несмотря на наличие коллекторов, ловушек и покрывшек, промышленные газовые скопления отсутствуют. В уфимских отложениях залежи газа обнаружены лишь в тех структурах, где кунгурские эвапориты представлены только ангидритом, залегающим здесь в интервале глубин 500—900 м.

Генетическая связь верхнепермских углеводородных скоплений с нижнепермскими отмечалась К.Б. Ашировым и С.П. Максимовым (1958), по мнению которых залежи в уфимских коллекторах представляют собой частично или полностью "оторвавшиеся" газовые шапки нижнепермских залежей.



Пластическая деформация каменной соли, ангидрита и гипса. Цифры у кривых — величины всестороннего давления (в атм)

В свою очередь влияние состава и свойств галогенно-сульфатной покрывки казанского яруса весьма существенно сказывается на размещении залежей в верхнепермских отложениях. Газовые залежи здесь приурочены к участкам, в пределах которых казанская эвапоритовая толща представлена либо каменной солью и ангидритом, либо ангидритом и гипсом. На территории, где верхнепермская покрывка сложена одним ангидритом (глубина залегания которого здесь 250–500 м), залежи в верхнепермских отложениях или отсутствуют, или имеют непромышленное значение.

Весьма сходная картина в развитии углеводородных скоплений по площади и разрезу наблюдается в Бухаро-Хивинской области на территории распространения верхнеюрской эвапоритовой формации. В пределах Чарджоуской ступени, где отложения кимеридж-титона представлены каменной солью, многочисленные газовые залежи установлены только в подсолевых юрских отложениях. Выше соленосной толщи, в образованиях мела, несмотря на существование ловушек, коллекторов и покрывок, углеводородные скопления отсутствуют. Севернее, в пределах Бухарской ступени, эвапоритовые отложения сложены только ангидритом. Залежи газа здесь обнаружены как в юрских, так и в нижнемеловых образованиях. Однако продуктивность нижнего мела на структурах, не имеющих дизъюнктивных нарушений, контролируется глубиной залегания верхнеюрских ангидритов. Нижнемеловые отложения газоносны на структурах, в пределах которых ангидриты находятся на глубинах, меньших 1200 м. В противном случае, т.е. при большей глубине залегания ангидритов, продуктивны только юрские горизонты.

Обычно при глубине залегания юрских ангидритов, меньшей 200 м, основные запасы газа месторождения сосредоточены в нижнемеловом комплексе; запасы газа юрских залежей в таких случаях составляют всего 2–12% от всех запасов свободного газа месторождения, что однозначно указывает на формирование нижнемеловых залежей за счет миграции газа

из нижележащих юрских отложений. Наличие вертикальной миграции углеводородов из юрских отложений в меловые подтверждается также определенными закономерностями в изменении состава газа и конденсата по разрезу месторождений.

Следует отметить, что на Бухарской ступени нижнемеловые отложения продуктивны за пределами развития эвапоритовой толщи.

Таким образом, в обоих рассматриваемых регионах на территории развития эвапоритовых формаций наблюдается определенная зональность, обусловленная составом и физическими свойствами пород, слагающих формацию.

Эта зональность выражается прежде всего в отсутствии углеводородных скоплений в комплексе отложений, залегающих выше (по разрезу) кунгурской и кимеридж-титонской каменной соли.

Отметим также, что и в других регионах — Чернолесской и Восточно-Кубанской впадинах — отложения, залегающие выше по разрезу над каменной солью, также не содержат промышленных залежей газа и нефти, причем, если отсутствие сингенетичных залежей в верхнепермских отложениях уфимского яруса юго-востока Волго-Уральской области вполне объяснимо (эти отложения маломощны, красноцветны, бедны органическим веществом), то отсутствие залежей углеводородов в надсолевых отложениях молодой платформы все еще не находит удовлетворительного объяснения.

Второй важной чертой отмеченной зональности является наличие газовых залежей в отложениях, залегающих выше эвапоритовой толщи, в районах или на площадях, где эта толща, представленная ангидритом, расположена на глубинах, меньших 1200 м. При большей глубине залегания ангидритов залежи сконцентрированы только в подэвапоритовых горизонтах.

Одной из основных причин, повлиявшей на ухудшение экранирующих свойств ангидритовых покрышек, по-видимому, была глубокая преакчагальская эрозия, которая имела место как на древней, так и на молодой платформе. Мощность уничтоженных эрозией отложений колеблется в интервале 500—1000 м.

Вызванное этим уменьшение глубины залегания ангидритов (снижение всестороннего сжатия) наряду с интенсивными тектоническими движениями альпийского цикла тектогенеза, обусловившими дифференциальные напряжения, привело к разуплотнению газопор и появлению в них трещиноватости.

Специально проведенное экспериментальное изучение (Ставрогин, 1968) труднопроницаемых мономинеральных осадочных пород, деформированных в условиях неравномерного всестороннего сжатия (при напряжениях меньших, чем разрушающие), показало, что проницаемость образцов по мере снижения всестороннего давления увеличивалась, а плотность уменьшалась.

Сказанное позволяет предполагать существование генетической взаимосвязи газоносности трансгрессивно-регрессивных циклов в пределах рассмотренных территорий и большую роль вертикальной миграции в процессе формирования залежей углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аширов К.Б., Максимов С.П.* Условия газоносности месторождений Куйбышевского Поволжья. — "Геол. нефти", 1958, № 2, с. 40—46.
- Берето Я.А.* Влияние пород-покрышек на размещение газовых залежей Бухарской ступени. — "Нефтегаз. геол. и геофиз.", 1972, № 9, с. 13—15.
- Савченко В.П., Берето Я.А.* О свойствах галогенных и сульфатных покрышек в связи с размещением газовых и газонефтяных залежей юго-востока Волго-Уральской области. — "Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений", 1968, № 2, с. 11—16.
- Ставрогин А.Н.* О влиянии деформации на проницаемость горных пород. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней мантии земной коры. М., "Наука", 1968, с. 156—161.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза, т. 3. М., Госгеолыздат, 1962. 460 с.
- Фивег М.П.* О геологических особенностях формирования соляных толщ. М., Госгеолыздат, 1952, с. 34—39.

ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ТЕКТОНИКА БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В настоящее время поисково-разведочные работы на нефть и газ все более направляются на изучение глубоко залегающих отложений. Естественное при этом удорожание бурения еще более повышается из-за того, что в ряде случаев оно проводится на площадях, для которых отсутствует надежная сейсмическая информация. В связи с этим использование данных по верхним горизонтам платформенного чехла для прогнозирования структур на глубине приобретает большое значение. Учитывая характерную для древних платформ неоднократную перестройку общего структурного плана, для решения поставленной задачи необходимо было прежде всего выяснить особенности наследования структур.

Территория Балтийской синеклизы (рассматривается в основном ее материковая часть в пределах СССР) благоприятна для такого рода исследований. Здесь пробурено достаточное число скважин, многими из которых вскрыты породы кристаллического фундамента; в значительном объеме проведены геофизические исследования, а разрез платформенного чехла — один из наиболее полных на Восточно-Европейской платформе. Вместе с тем эта территория имеет сложное геологическое строение: в платформенном чехле выделяется несколько структурных этажей, в верхнепермских отложениях присутствует гидрохимическая толща, отложения четвертичного возраста представлены ледниковыми образованиями. Важной чертой тектоники является широко развитая сеть разрывных нарушений, затрагивающих фундамент и досреднедевонскую осадочную толщу.

Унаследованность выявлялась на основе совместного рассмотрения строения фундамента и истории формирования структуры платформенного чехла, в том числе локальных поднятий. При этом, как показано ниже, особенности структур и изменения структурного плана находятся в определенной взаимосвязи с циклически повторявшимися стадиями развития бассейнов осадконакопления.

По материалам гравиметрии и магнитометрии (с учетом петрографического состава пород фундамента и их возраста по радиогенным данным) устанавливается определенная последовательность и периодичность активизации разломов различной ориентировки и ограниченных ими структур на доплатформенной стадии развития (Тектоника кристаллического фундамента ..., 1972). В архее проявились широтные разломы, в первой половине раннего протерозоя (ранний карелий) — меридиональные. В раннем карелии, скорее всего в конце его, происходило, видимо, и формирование структур северо-восточного простирания. Во второй половине раннего протерозоя (поздний карелий) были активны северо-западные разломы. В конце раннего протерозоя повторно активизировались широтные, а также северо-восточные элементы фундамента, в среднем протерозое — меридиональные. В дальнейшем, в позднем протерозое неоднократно активизировались отдельные зоны в субплатформенных и платформенных условиях.

В результате последовательной активизации разноориентированных разломов на доплатформенном этапе развития в основном закончилось формирование блоковой тектоники фундамента. Характерным, во всяком случае для конца раннего протерозоя, стал блоковый тип движения. Вывод о доплатформенном времени образования блоков имеет принципиальное значение. Унаследованно проявившись на платформенном этапе, они предопределили ту структурную взаимосвязь, которая наблюдается между структурными этапами осадочной толщи. Блоковая тектоника фундамента проявляется практически во всем разрезе платформенного чехла Балтийской синеклизы — от вендских (верхнедокембрийских) до кайнозойских отложений включительно (О взаимосвязи структуры фундамента и осадочного чехла Балтийской синеклизы, 1974). Особенно отчетливо это фиксируется для досреднедевонской его части в связи с более интенсивными движениями во время байкальского и каледонского циклов развития. Разломы и ограниченные ими блоки контролируют не только распространение мощностей отложений, но и размещение фациальных зон. В частности, область распространения каменной соли позднепермского возраста определяется главным образом Прегольской системой блоков (рис. 1, см. вкладку).

Вендские отложения развиты преимущественно за пределами Балтийской синеклизы. В основное прогибание в венде были вовлечены Белорусско-Литовская, Восточно-Белорусская, Эстонско-Латвийская системы блоков, а также южная часть Восточно-Латвийской (Даугавпилсский блок), Полоцкая и Лужско-Новгородская глыбы. В рассматриваемой части Балтийской синеклизы распространение этих отложений контролирует ся Пилтенским блоком.

Для более позднего времени влияние блоков фундамента видно на примере кембрийских отложений (в частности, отчетливо проявился упомянутый выше Пилтенский блок), ордовикских пород (прогиб в пределах Лиепайско-Салдусской системы блоков, поднятие на территории в основном Западно-Литовской глыбы) и т.д.

На территории Мазурско-Сувальской глыбы из разреза полностью выпадают образования палеозойского возраста. Центрально-Прибалтийская зона фундамента определила восточную границу распространения нижнедевонских отложений и силурийских пород повышенной мощности. Обращает на себя внимание важная роль этой зоны, которая и в современной структуре контролирует положение восточной границы Балтийской синеклизы. Движение блоков фундамента, как видно, носит дифференцированный, а также знакопеременный характер (например, Пилтенский блок — прогиб в кембрии, поднятие в ордовике). При этом смена знака обнаруживается только для сравнительно крупных блоков (30 x 40 км и более), т.е. блоков, по размерам соизмеримых с мощностью земной коры. Обращает на себя внимание совпадение смены знака со стадиями развития бассейнов осадконакопления. Так, смена знака устанавливается при сравнении кембрийского (начало развития трансгрессии в Европе, по С.Н. Бубнову, 1960) и ордовикского (максимум развития трансгрессии) периодов. Замечено, что степень обособленности блоков также увязывается с общим режимом движений. Наибольшая контрастность с точки зрения гипсометрического

Проявление разноориентированных разломов в допермское время и стадии развития бассейнов осадконакопления

Разломы * и бассейны осадконакопления**		Этапы развития								
		доплатформенный			платформенный					
		Геотектонические циклы								
		архейские	раннепротерозойский	байкальский	каледонский			герцинский		
		Время проявления разломов								
		A	PR ₁ ¹	PR ₁ ²	PR ₃ ^v	С	O	S	D ₁	D ₂₋₃
Диагональные разломы	северо-западной ориентировки		+	+	+	+	+	+	+	+
	северо-восточной ориентировки		+	+	+	+	+	+	+	+
Ортогональные разломы	меридиональные		+	+	+	+	+	+	+	+
	широтные	+		+	+	+	+	+	+	+
Бассейны осадконакопления						●	●	●	○	●

* Разломы: + – доминирующие; + – подчиненные.

** Трансгрессия: ● – начало; ● – максимум.

Регрессия: ● – начало; ○ – максимум.

положения блоков имела место во время общих подъемов территории, особенно таких значительных, как предсреднедевонский. Повышенная амплитуда разломов (400–750 м – Валмиерско-Локновский разлом) является результатом развития преимущественно в это время.

Со стадиями развития бассейнов осадконакопления коррелируются также масштабы проявления разноориентированных разломов. При относительно постоянной степени выраженности разломов диагональной системы наиболее подвержены изменениям со времени широтные и меридиональные. Большая изменчивость широтных и меридиональных разломов находится в соответствии во стадиями развития бассейнов осадконакопления в Европе. Во время максимумов развития трансгрессий (в целом ордовик, средний–поздний девон) и регрессий (ранний девон) доминируют широтные разломы, а в начале трансгрессий (кембрий) и регрессий (силур) – меридиональные (см. таблицу).

Современные очертания Балтийского моря, находящегося, видимо, на начальной стадии развития трансгрессии, подтверждают это положение. Балтийское море ориентировано преимущественно в меридиональном направлении, и его восточный берег совпадает, в частности, с меридиональной Приморской зоной разломов.

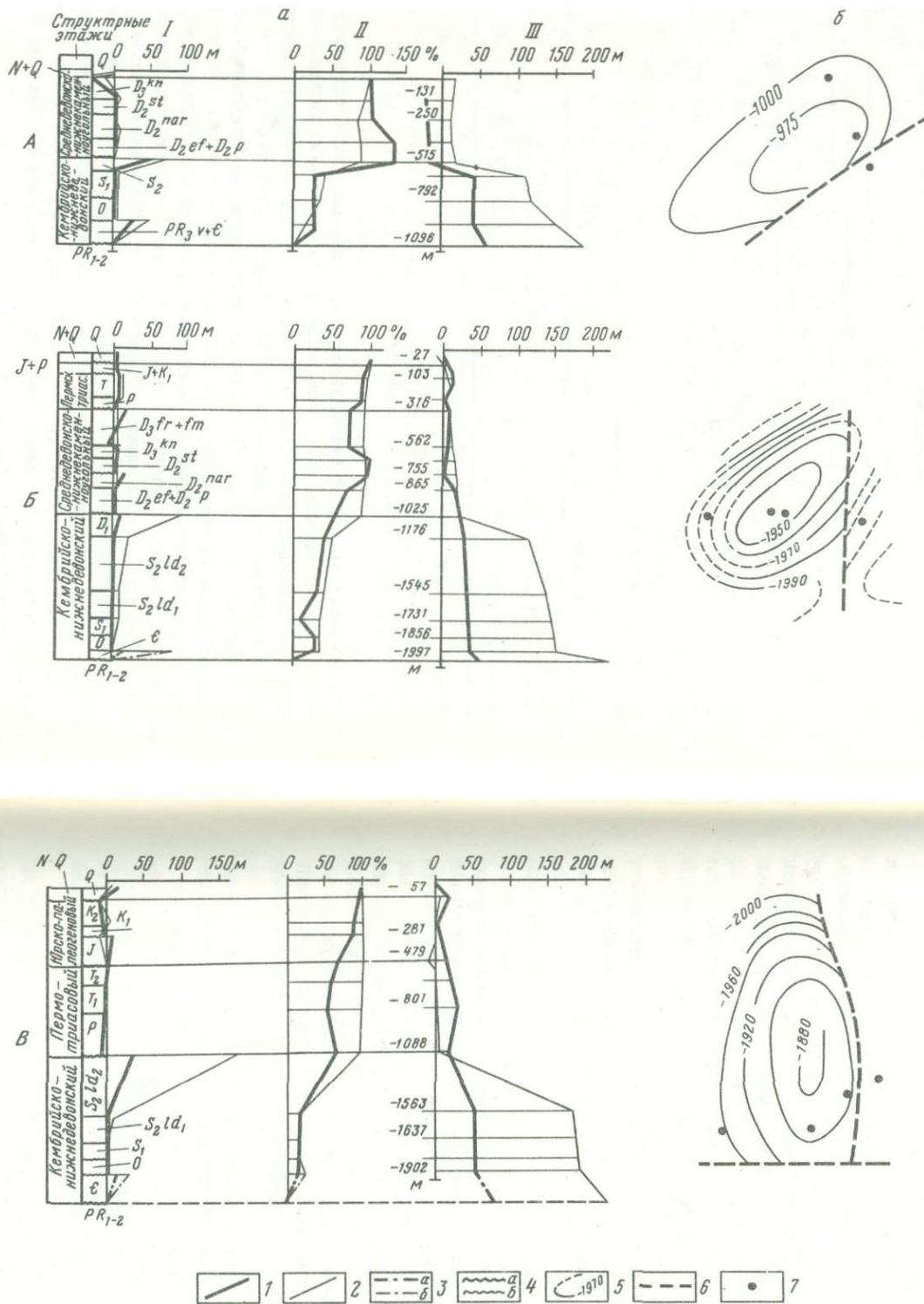


Рис. 3. Графики развития локальных поднятий и изменения современных амплитуд (а) и структурные схемы (б) Кулдигского (А), Северо-Шупаряйского (Б) и Красноборского (В) локальных поднятий

I — проявление локальных поднятий на отдельных этапах развития; II — изменение амплитуд локальных поднятий во времени в процентах от современной амплитуды по поверхности фундамента; III — изменение современных амплитуд локальных поднятий.
 1—4 — кривые развития и современные амплитуды: 1 — пологого крыла, 2 — круглого крыла, 3 — отражающие совместное проявление седиментационного и тектонического факторов образования локальных поднятий (а — пологое крыло, б — кругое крыло), 4 — поверхности несогласия (а — основные, б — второстепенные); 5 — изогипсы (в м) поверхности кембрийских отложений (достоверные и предполагаемые); 6 — разрывные нарушения по данным сейсмометрии; 7 — скважины, данные по которым использованы для построения графиков локальных поднятий и изменения их современных амплитуд

Периодичность смены знака движения блоков и характера проявления разломов разных систем, коррелируемых со стадиями развития бассейнов осадконакопления, дает возможность выделить в разрезе платформенного чехла толщи со сходными чертами регионального структурного плана. Ими являются, в частности, кембрийская, силурийская, ордовикская и средне-верхнедевонская. Это позволяет прогнозировать общую палеоструктуру нижних толщ по лучше изученным верхним.

Локальные поднятия по характеру унаследованности отличаются от крупных и средних структур консервативностью развития, отсутствием смены знака движения (Развитие локальных поднятий Балтийской синеклизы..., 1974). Устанавливается продолжение роста этих поднятий, несмотря на смену общего структурного плана, и постоянство их положения (рис. 2, см. вкладку, и рис. 3). Такая особенность обусловлена прежде всего тем, что в основе локальных поднятий, обычно приуроченных к разломам, лежат микроблоки фундамента (Верте, 1959; Файтельсон, 1972). Общим для всех структур является их преимущественный рост во время перерывов осадконакопления.

Унаследованный характер развития локальных поднятий позволяет прогнозировать их положение в нефтесодержащих толщах по деформациям верхних горизонтов осадочного чехла, что подтверждается на практике.

Особого внимания заслуживает явление, связанное с продолжением развития локальных поднятий в условиях переориентировки общего структурного плана. Так, в юго-восточных районах Балтийской синеклизы предсреднедевонский (?) и предпермский структурные планы в целом имели широтную зональность, а мезозойский — северо-восточную. В этих условиях фиксируется унаследованное развитие локальных поднятий (Красноборское, Гусевское). То же устанавливается на примере расположенных севернее Северо-Шюпаряйского и Плу́нгского поднятий, которые формировались как при ортогональной структурной зональности (в конце раннего девона — в предсреднедевонское время), так и в условиях северо-восточной ориентировки структурного плана (триас).

Продолжение развития антиклинальных поднятий при переориентировке общего структурного плана обнаружено и на других территориях: Апшеронском полуострове (Григорьянц, Хаин, 1957), во Франции — на Армориканском массиве (Гогель, 1969). Оно может быть установлено по материалам Саратовского Поволжья (Машкович, 1959; Вельков, Пуркин, 1966). Это дает основание предположить наличие закономерности в развитии локальных структур, справедливой, возможно, для разновозрастных геотектонических областей.

Исследования, проведенные по территории Балтийской синеклизы, таким образом, свидетельствуют о более широком, чем это принято считать, проявлении унаследованности структур в пределах древней Восточно-Европейской платформы. Выявлены следующие особенности формирования различных структур платформенного чехла:

1) периодичность возникновения сходного общего структурного плана, совпадающая с определенными стадиями циклически развивавшихся бас-

сейнов осадконакопления (данные по стадиям, с другой стороны, могут служить своеобразным индикатором при расшифровке структуры слабо изученных толщ);

2) смена знака движения крупных и средних структур, коррелируемая со стадийностью развития бассейнов;

3) консервативность развития (постоянство знака движения) локальных поднятий, независимость их роста от характера общей структуры;

4) наиболее активный рост структур, в том числе локальных поднятий, во время перерывов осадконакопления.

Важнейшей причиной широкого проявления унаследованности структур на платформенном этапе является то, что инструментом передачи движений на всех стадиях развития были блоки фундамента, формирование которых в целом завершилось на доплатформенном этапе. Контролируя положение структур, дифференцировано развивавшиеся блоки и обусловили структурную взаимосвязь между этапами платформенного чехла, особенно полную (учитывая неоднократную перестройку структурного плана) в части локальных поднятий.

Преимственность платформенного этапа по отношению к доплатформенному обнаруживается также по определенной последовательности и периодичности развития тектонических элементов на обоих этапах, в частности, по проявлению разломов разной ориентировки, что хорошо видно из таблицы.

Фиксируя большие масштабы унаследованности, это может свидетельствовать в пользу общности причин, вызывающих такое явление, что дает основание сделать относительно доплатформенного этапа следующие предположения:

1) при доминирующей роли широтных или меридиональных (ортогональных) разломов достаточно полно были выражены также разломы диагональной системы;

2) характер проявления широтных и меридиональных разломов, как это устанавливается для платформенного этапа, может дополнить сведения о стадиях развития бассейнов осадконакопления, что важно для прогноза полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960. 232 с.
- Вельков А.М., Пуркин Л.Б.* Характер соотношения структурных планов мезозоя и карбона в пределах локальных поднятий Саратовского Поволжья. — В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М., "Недра", 1966, с. 123—129.
- Верте А.И.* О тектонической природе одной малой куполовидной структуры в районе Таллина. — "Вестн. Ленингр. ун-та. Геол. и геогр.", 1959, № 6, с. 155—156.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М., "Мир", 1969, с. 180—181.
- Григорьянц Б.В., Хаин В.Е.* О механизме перестройки плана складчатости. — "Геол. нефть", 1957, № 10, с. 20—26.
- Машкович К.А.* Структурные носы, их природа и значение для поисков газа и нефти в Саратовском Поволжье. — "Газовая промышленность", 1959, № 3, с. 1—5.

- О взаимосвязи структуры фундамента и осадочного чехла Балтийской синеклизы. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, № 6, с. 27–36. Авт.: В.М. Ротенфельд, А.Ш. Файтельсон, Н.А. Калинин, А.Г. Волох, Ю.Г. Наместников, М.С. Шлейфер.
- Развитие локальных поднятий Балтийской синеклизы и их прогнозирование в нефтесодержащих отложениях по данным неотектоники. — "Нефтегаз. геол. и геофиз.", 1974, № 9, с. 5–11. Авт.: А.Г. Волох, Ю.Г. Наместников, В.М. Ротенфельд, А.Ш. Файтельсон.
- Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных территорий. — "Сов. геол.", 1972, № 6, с. 108–114. Авт.: А.П. Биркис, С.В. Богданова, А.Г. Волох, В.М. Ротенфельд, А.Ш. Файтельсон.
- Файтельсон А.Ш. Локальные поднятия Русской плиты и аномалии силы тяжести. — "Разведочная геофиз.", 1972, вып. 53, с. 91–96.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СКОЛЬЖЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ (на примере палеогеновых отложений Северного Кавказа)

Проблема стратиграфических границ в настоящее время приобретает первостепенное значение (Соколов, 1971). Не будет преувеличением сказать, что наиболее острые дискуссии в стратиграфии возникают вокруг границ стратиграфических подразделений, причем независимо от их категории. Разноречивость взглядов на положение большинства стратиграфических границ (например, границ мела и палеогена, палеоцена и эоцена, среднего и верхнего эоцена, олигоцена и др.), на наш взгляд, объясняется недоучетом того, что эти границы скользят во времени и в пространстве.

Вопрос о скольжении стратиграфических границ рассматривался многими исследователями (Степанов, 1958, 1967; Гурари, Халфин, 1966; Мартынов, 1969; Савицкий, 1969; Трофимук, Карогодин, 1974; и др.). Среди зарубежных исследователей этим вопросом занимались Г. Уилер и Е. Бисли (Wheeler, Beesley, 1948), которые предложили неэоносовозрастность одного и того же комплекса осадочных пород в различных участках именовать принципом "трансгрессии во времени" и считать его одной из фундаментальных концепций стратиграфии. Позднее Д. Л. Степанов (1967), наметив основные принципы стратиграфии, к их числу отнес и принцип миграции возрастных границ литостратиграфических подразделений, названный им "принципом Головкинского". Однако, несмотря на это вопрос о миграции стратиграфических границ до настоящего времени не получил однозначного решения.

Соглашаясь с выводом Д. Л. Степанова (1967), что миграция стратиграфических границ является одним из принципов стратиграфии, необходимо отметить следующее: во-первых, миграция (скольжение) границ характерна не только для лито-, но и для биостратиграфических подразделений, во-вторых, непременным условием скольжения стратиграфических границ является цикличность осадконакопления. Эти два положения особенно хорошо подтверждаются на примере палеогеновых отложений Северного Кавказа, циклический характер строения которых показан нами ранее (Онищенко, 1975).

Если обратимся к показанным на рисунке разрезам палеогена Северного Кавказа, то увидим, что имеет место скольжение не только нижней, но и верхней границы стратиграфических подразделений. В первом случае это обусловлено этапностью в развитии трансгрессии, во втором — эрозией после накопления осадков. Так, например, в связи с этапностью развития кармалиновско-эльбурганской трансгрессии нижняя граница нижнего палеогена (см. рисунок, А) проходит то в основании кармалиновских слоев, то в основании эльбурганской свиты, в юго-восточной части Предкавказья — в основании средней части этой свиты (подошва зоны *Acarinina angulata*), а в некоторых разрезах — даже в основании верхней части или подошвы зоны *Acarinina praepentacamerata* (см. рисунок, А, разрезы 8, 9).

Нижняя граница эоцена проходит то в основании нижнеэоценовой зоны *Globorotalia subbotinae* (см. рисунок, Г, разрезы, 1, 2), то в основании зоны *Globorotalia aragonensis* среднего эоцена (см. рисунок, Г, разрез 3), что также обусловлено поэтапным развитием ранне-среднеэоценовой трансгрессии (Онищенко, 1974).

Весьма отчетливо проявилось скольжение нижней границы верхнего эоцена (см. рис. Д), связанное с теми же причинами этапности развития позднеэоценовой трансгрессии. Здесь граница проходит то в основании керестинской свиты (см. рисунок, Д, разрез 1), накопление которой связано с первым этапом трансгрессии, то в основании кумской свиты (см. рисунок, Д, разрез 2), формировавшейся в условиях значительного расширения трансгрессии, а в некоторых разрезах — в основании белоглинской свиты (см. рисунок, Д, разрез 3) и даже в основании ее верхней части или зоны *Bolivina* (см. рисунок, Д, разрез 4). Накопление отложений последней свиты связано с максимумом позднеэоценовой трансгрессии, когда под воды моря погрузились островные участки суши, существовавшие на начальных этапах распространения позднеэоценовой трансгрессии на территории Предкавказья.

Скольжение нижней границы олигоцена на Северном Кавказе можно, очевидно, отнести к числу классических примеров. Оно наблюдается в направлении с юга на север от северных склонов Большого Кавказа до Сало-Маньчской гряды и выражено омоложением слоев, слагающих основание хадумской свиты (см. рисунок, Е). В этом направлении из разрезов хадумской свиты последовательно выпадают самые нижние слои, что связано с поэтапным распространением хадумской трансгрессии к северу.

В частности, наиболее древние слои хадумской свиты — подзона А зоны *Haplophragmoides deformabilis*¹ — накапливались только в южной части Предкавказья (см. рисунок, Е, разрезы 1—4).

На следующем этапе олигоценовой трансгрессии море продвинулось к северу на расстояние от 7—10 км в восточной части до 125—150 км на западе. На новом участке, захваченном морем, начали накапливаться осадки средней подзоны Б зоны *Haplophragmoides deformabilis*, которые здесь легли на размытую поверхность, сложенную верхнеэоценовыми отложениями (см. рисунок, Е, разрез 5), а южнее — на отложения нижней подзоны А зоны *Haplophragmoides deformabilis*.

Во время следующего этапа хадумское море затопило всю территорию Предкавказья до вала Карпинского. В Северном Предкавказье на размытой поверхности, сложенной преимущественно верхнеэоценовыми образованиями, начали накапливаться осадки верхней подзоны В зоны *Haplophragmoides deformabilis* (см. рисунок, Е, разрез 6). Лишь на следующем этапе олигоценовое море проникло на вал Карпинского, где на размытой поверхности, сложенной средне-верхнеэоценовыми породами, стали отлагаться осадки зоны *Spiroplectamina carinata*, или цимлянские слои (см. рисунок, Е, разрез 7). Наблюдая это соотношение эоценовых и олигоце-

¹ Микрофаунистические зоны в хадумской свите приводятся по Л. С. Тер-Григорьянц (1969).

новых отложений, Б. П. Жижченко (1964) пришел к выводу о проведении границы эоцена и олигоцена по подошве цимлянских слоев, а доводом в пользу этого для него послужил факт существования перерыва в их основании. Для вала Карпинского вывод Б. П. Жижченко справедлив, но распространять его на Северный Кавказ, как предлагает он, нельзя. На Северном Кавказе цимлянские слои залегают без перерыва на отложениях зоны *Haplophragmoides deformabilis*, так как цимлянское море сменило здесь морской бассейн времени накопления слоев с *Haplophragmoides deformabilis* не после регрессии последнего, а в результате расширения олигоценовой трансгрессии, захватившей на данном этапе сушу вала Карпинского.

Приведенные примеры показывают, что нижние границы стратиграфических подразделений палеогеновых отложений Северного Кавказа не изохронны, и в этой связи следует согласиться с Ф. Г. Гурами и Л. Л. Халфиным, что "изохронность границ свит является скорее исключением, чем правилом" (Гурами, Халфин, 1966, с. 12). Однако "диапазон скольжения" (Трофимук, Каргодин, 1974) возраста стратиграфических границ проявился по-разному. Так, возраст нижней границы нижнего палеоцена скользит от основания кармалиновских слоев до верхней части эльбурганской свиты (зона *Acarinina praepentacamerata*), т. е. "диапазон скольжения" ее охватывает большую часть раннепалеоценового времени. При скольжении нижней границы эоцена выпадают отложения целой свиты (георгиевской) или яруса (бахчисарайского) нижнего эоцена, а "диапазон скольжения" нижней границы верхнего эоцена охватывает керестинскую, кумскую свиты и нижнюю часть белоглинской свиты. Скольжение нижней границы олигоцена обусловило выпадение в отдельных разрезах вала Карпинского отложений всей хадумской свиты. Все это указывает на длительность развития раннепалеоценовой, ранне-среднеэоценовой, среднеэоценовой и олигоценовой трансгрессий.

В то же время "диапазон скольжения" возраста нижних границ других свит (Горячего Ключа, абазинской) на Северном Кавказе не выходит за пределы времени накопления отложений одной микрофаунистической зоны (см. рисунок, Б, В), что объясняется, очевидно, более быстрым распространением горячеключевской и абазинской трансгрессий, когда уже на начальных этапах их проявления вся территория этого региона погрязла под воды моря.

Не менее четко выражено скольжение верхних границ стратиграфических подразделений палеогена Северного Кавказа, что обусловлено размывами отложений верхних частей свиты, а иногда и целых свит в эпохи переывов (см. рисунок).

Выпадение из разрезов отдельных свит или их частей в связи с ненакоплением, а также в результате континентальных размывов привело к весьма сложному характеру соотношения (в конкретных разрезах) стратиграфических подразделений верхнего мела и палеоцена, верхнего палеоцена и эоцена, среднего и верхнего эоцена, эоцена и олигоцена. Поэтому изучение границ стратиграфических подразделений палеогена Северного Кавказа должно основываться на принципе миграции или скольжения их во времени и в пространстве, что тесным образом было связано с цикличностью осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Гурари Ф., Халфин Л. Л.* Реформа правил стратиграфической классификации необходима. — "Геол. и геофиз.", 1966, № 4, с. 3—14.
- Жижченко Б. П.* Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Северного Кавказа и смежных областей. — "Сов. геол.", 1964, № 3, с. 27—49.
- Мартынов В. А.* Особенности стратиграфии континентальных отложений (на примере разрезов кайнозоя Западно-Сибирской низменности). — В кн: Проблемы стратиграфии. ("Труды СНИИГГИМС", вып. 94). Новосибирск, 1969, с. 150—155.
- Онищенко Б. А.* О палеоцен-эоценовой границе в Крыму и Предкавказье. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, № 2, с. 112—117.
- Онищенко Б. А.* Трансгрессивно-регрессивные циклы осадконакопления в палеогене на Скифской плите. — "Докл. АН СССР", 1975, т. 221, № 5, с. 1153—1155.
- Савицкий В. Е.* О правилах стратиграфической классификации и терминологии и о природе хроностратиграфических подразделений. — В кн: Проблемы стратиграфии. ("Труды СНИИГГИМС", вып. 94). Новосибирск, 1969, с. 84—100.
- Соколов Б. С.* Биохронология и стратиграфические границы. — В кн: Проблемы общей региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 155—178.
- Степанов Д. Л.* Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л., Гостоптехиздат, 1958. 180 с.
- Степанов Д. Л.* Об основных принципах стратиграфии. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1967, № 10, с. 103—114.
- Тер-Григорьянц Л. С.* Майкопские отложения Центрального Предкавказья (стратиграфия, палеогеография, фораминиферы). Автореф. канд. дис. М., 1969. 25 с.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н.* Принципы районирования нефтегазоносных бассейнов в аспекте цикличности седиментогенеза. — "Геол. и геофиз.", 1974, № 3, с. 12—18.
- Wheeler H. C., Beesley E. M.* Critique of the timestratigraphic concept. — "Bull. Geol. Soc. America", 1948, v. 59, № 1, p. 75—86.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЦИКЛОКОМПЛЕКСОВ В МЕЗОЗОЙСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

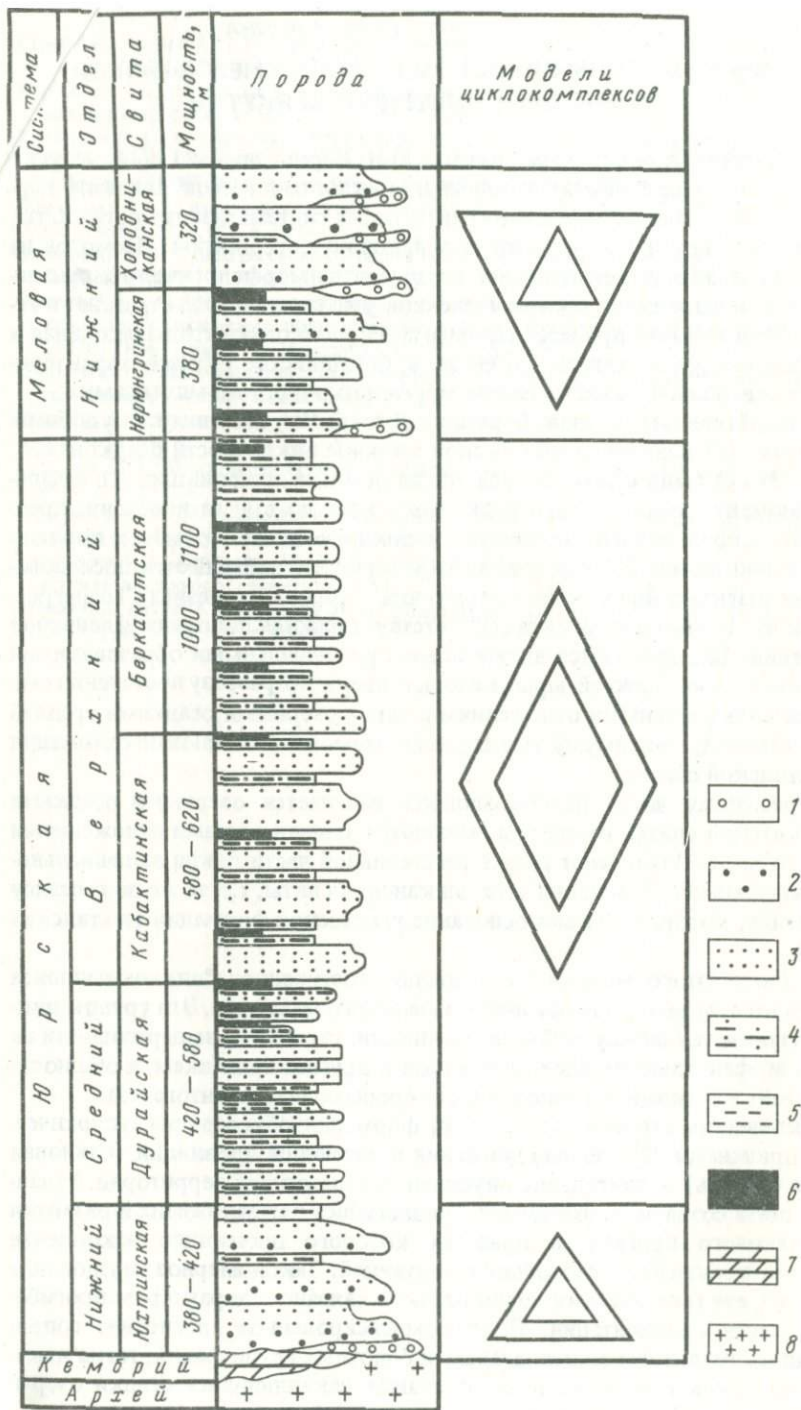
Предложенная А.А. Трофимукон и Ю.Н. Карогодиным (1974) морфологическая классификация осадочных циклокомплексов является первым крупным шагом, предпринятым в целях систематизации разнообразных по генезису и морфологии седиментационных циклов. Несмотря на то что указанная классификация построена на морфологических признаках, выделенные типы циклокомплексов уже сами по себе отражают и генетическую сторону процесса седиментации, поскольку трансгрессивная и регрессивная фазы седиментогенеза в большинстве случаев характеризуются совершенно различными по морфологии циклокомплексами.

Мезозойская угленосная формация Южной Якутии является удобным объектом для познания генетической стороны цикличности осадконакопления. Это связано с тем, что вся толща осадков, накопившихся с начального момента мезозойского седиментогенеза до стадии инверсии, представляет собой единый законченный циклокомплекс высшего порядка мощностью свыше 3500 м (рис.1). В его разрезе наблюдается последовательная и закономерная смена отложений разного генезиса. Трансгрессивной части циклокомплекса соответствует нижняя половина угленосной формации. Она начинается аллювиально-пролювиальными образованиями базальных слоев нижней юры, которые вверх по разрезу постепенно сменяются аллювиальными отложениями, затем озерными осадками средней юры; наконец, максимуму трансгрессии отвечают бассейновые отложения кабактинской свиты.

Регрессивная часть циклокомплекса начинается озерными осадками беркакитской свиты. Выше они сменяются аллювиальными отложениями нижнего мела. Завершают разрез регрессивной части цикла аллювиально-пролювиальные образования холодниканской свиты, т.е. те же по генезису отложения, которые слагают основание угленосной формации (юхтинская свита).

В объеме этого мощного и сложно построенного циклокомплекса выделяются четыре порядка циклов меньшего масштаба. Эти группы циклов различаются между собой по мощности, строению, выдержанности на площади, фациальному составу осадков и другим признакам, а общность их состоит в отражении периодичности процессов седиментогенеза.

Цикличность строения угленосной формации обусловлена тектоническими причинами. Орогенные движения в питающей провинции (Становая горная область) и длительное опускание прилегающей территории Алданского щита создали необходимые предпосылки для заложения и развития Предстанового прогиба, в пределах которого произошло накопление мощного комплекса мезозойских отложений. Закономерное чередование в его разрезе генетических групп осадков связано с характером прогибания области седиментации. Полнокомпенсированное прогибание сопровождалось развитием аллювиальных и болотных групп фаций, тогда как в периоды некомпенсированного опускания накапливались осадки озер и крупных внутриконтинентальных водоемов — бассейнов.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Циклокомплексы, выделяемые в угленосной толще Южной Якутии, по своему строению соответствуют трем морфологическим типам. К первому относятся те из них, которые начинаются грубообломочными и заканчиваются тонкозернистыми породами с угольными пластами (рис. 2, Ia). Циклокомплексы этого типа распространены по всему разрезу формации, однако преимущественное развитие они имеют в ее основании и в верхних горизонтах, а в средней части встречаются эпизодически. Границы их резкие, всегда с отчетливыми следами размывов. Размывы, предшествующие накоплению грубообломочных пород, приводят к срезанию верхних частей глинисто-алевритовых пачек, поэтому последние всегда не выдержаны по мощности, а нередко и вовсе отсутствуют (рис. 2, Ib).

Циклокомплексы нижней юры являются преимущественно безугольными; маломощные линзы углей иногда встречаются в них среди пойменных отложений. В целом толща нижнеюрских осадков образует единый циклокомплекс мощностью около 400 м, который по своему строению, как и меньшие по масштабу циклокомплексы, соответствует первому типу морфологической классификации А.А. Трофимука и Ю.Н. Карогодина (1974).

К другому морфологическому типу относятся циклокомплексы, выделяемые в отложениях средней и верхней юры. Они начинаются и заканчиваются пачками глинисто-алевритовых пород с угольными пластами, а средняя часть их сложена песчаными осадками. Накопление глинисто-алевритовых пород происходило в условиях болот различной степени обводненности и проточности в периоды активизации тектонического режима. Формирование песчаных осадков связано с озерными условиями и обстановками крупного внутриконтинентального бассейна, которые возникли в периоды активизации тектонического режима и увеличения темпов погружения территории.

По гранулометрическому составу слоев, слагающих циклокомплексы, последние могут быть полными и неполными (см. рис. 2, II). В полных циклокомплексах наблюдается такая последовательность разреза снизу вверх: угли, аргиллиты, алевролиты и песчаники, а затем в обратном порядке — от песчаников до углей. В неполных циклокомплексах, как правило, отсутствуют глинисто-алевритовые отложения и песчаные осадки залегают непосредственно на угольных пластах.

Мощности элементарных циклокомплексов этого типа равны 4 — 50 м, переходы между ними постепенные, без следов размыва и перерыва в осадконакоплении. Резкие контакты слоев, а иногда и неглубокие размывы наблюдаются только в неполных циклокомплексах при залегании песчаников непосредственно на угольных пластах. Такие размывы возникали при быстром затоплении низменного заболоченного побережья водами крупного открытого бассейна.

←
Рис. 1. Строение разреза и основные типы циклокомплексов угленосной формации Южной Якутии

1 — конгломераты; 2 — гравелиты и крупнозернистые песчаники; 3 — средне- и мелкозернистые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — уголь; 7 — доломиты; 8 — кристаллический фундамент. Модели циклокомплексов: элементарных (внутренняя фигура) и четвертого порядка (внешняя фигура)

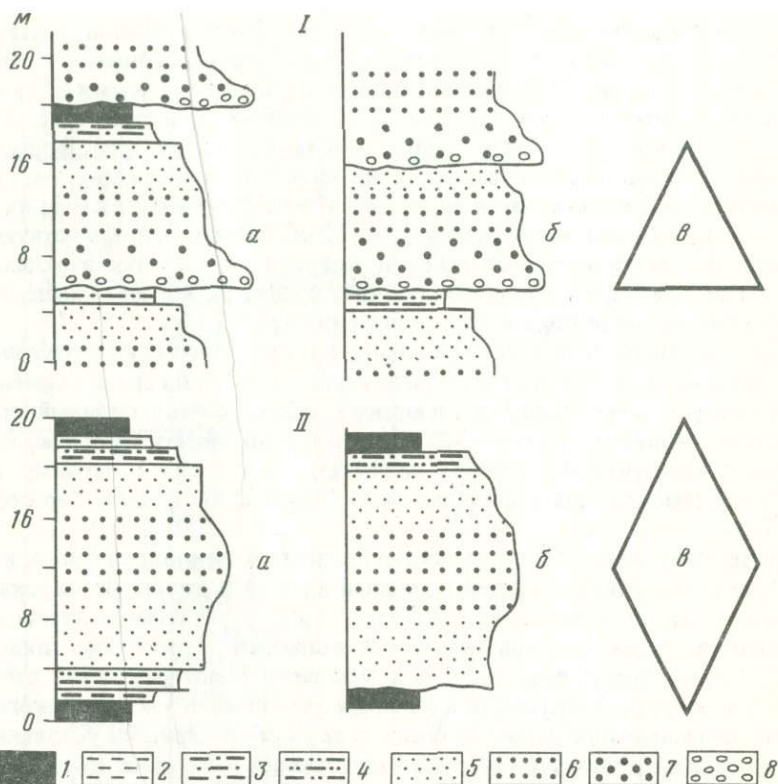


Рис. 2. Строение элементарных нижнеюрских и нижнемеловых аллювиальных (I), а также средне- и верхнеюрских бассейновых (II) циклокомплексов (а — полных, б. — неполных) и их модели (в)

1 — уголь; 2 — аргиллит; 3 — алевролит мелкозернистый; 4 — алевролит крупнозернистый; 5 — песчаник мелкозернистый; 6 — песчаник среднезернистый; 7 — песчаник крупнозернистый; 8 — гравелит и конгломерат

По строению рассматриваемые циклокомплексы относятся к третьему типу морфологической классификации, а вся толща средневерхнеюрских отложений представляет собой единый крупный циклокомплекс высшего порядка того же типа. Он отражает трансгрессивно-регрессивный этап накопления угленосной формации и является переходным к последующему этапу (отчетливо выраженной регрессивной направленности) процессов седиментогенеза.

Накопление нижнемеловых отложений связано с регрессивным этапом формирования угленосной толщи Южной Якутии. Этот этап характеризуется своими особенностями, главной из которых является несоответствие в строении элементарных циклокомплексов по сравнению с циклокомплексами более высоких порядков.

Элементарные циклокомплексы нижнего мела по морфологии и генезису аналогичны нижнеюрским. Как те, так и другие начинаются относи-

тельно грубозернистыми породами пролювиально-аллювиального генезиса и заканчиваются тонкозернистыми пойменными осадками. Однако существенное различие наблюдается в общей схеме строения разрезов этих отложений. Если в нижнеюрской толще, сформировавшейся в трансгрессивный этап, снизу вверх по разрезу отмечается отчетливо выраженная тенденция увеличения роли тонкозернистых пород, то для нижнемеловых осадков характерна обратная закономерность. Действительно, в нерюнгринской свите нижние части элементарных циклокомплексов представлены песчаниками различного гранулометрического состава, а верхние — глинисто-алевритовыми породами с угольными пластами. В холодниканской свите в основаниях циклокомплексов появляются линзы гравелитов и конгломератов, причем количество и мощности последних постепенно увеличиваются в вышележащих циклокомплексах. Одновременно происходит уменьшение мощностей глинистых пачек и резкое сокращение угленосности (см. рис. 1).

Элементарные циклокомплексы нижнемеловых отложений по своему строению являются характерными представителями первого типа морфологической классификации. Формирование их происходило в условиях полнокомпенсированного прогибания территории при постоянно проявляющейся тенденции к общему подъему, чем и объясняется закономерное погрубение обломочного материала как в целом снизу вверх по разрезу, так и внутри каждого вышележащего циклокомплекса по сравнению с нижележащим. Именно поэтому циклокомплексы второго и третьего порядков имеют другое строение по сравнению с элементарными циклокомплексами и соответствуют по своей морфологии второму типу классификации А.А. Трофимука и Ю.Н. Каргодина (1974). Наиболее грубые по составу отложения пролювиально-аллювиального генезиса, вероятно, накопились в заключительный период формирования угленосной толщи, непосредственно предшествующий общей инверсии. Отсутствие их в настоящее время объясняется размывом в постинверсионный период.

Другой важной особенностью регрессивного этапа накопления мезозойской формации Южной Якутии является то, что к начальной его фазе приурочена максимальная угленосность. Эта особенность обусловлена своеобразием тектонического режима рассматриваемого периода, когда погружение области седиментации сопровождалось относительно длительными эпохами стабилизации, с которыми и связано формирование мощных и сверхмощных угольных пластов нерюнгринского типа.

В заключение можно сделать следующие выводы. Накопление угленосной формации Южной Якутии произошло в период, соответствующий полному геотектоническому циклу, т.е. оно началось с погружения территории и закончилось общей инверсией.

Формация начинается и заканчивается грубыми по составу отложениями аллювиально-пролювиального генезиса. Именно такое строение, по-видимому, имеют все континентальные толщи, формирование которых произошло в период, соответствующий полному геотектоническому циклу.

В соответствии с классификацией А.А. Трофимука и Ю.Н. Каргодина (1974) в разрезе формации выделяются три морфологических типа циклокомплексов, которые занимают в нем строго определенное положение.

Трансгрессивной части формации соответствуют циклокомплексы первого типа. Трансгрессивно-регрессивная часть формации характеризуется циклокомплексами третьего типа. В регрессивной части формации элементарные циклокомплексы относятся к первому типу, а циклокомплексы второго и третьего порядков соответствуют по своему строению второму морфологическому типу. Несоответствие в морфологическом типе элементарных циклокомплексов по сравнению с циклокомплексами более высоких порядков, очевидно, является характерной особенностью всех осадочных толщ, регрессивный этап накопления которых заканчивался общей инверсией.

В разрезе угленосной формации максимум угленосности приурочен к начальной фазе регрессивного этапа, для которой характерны продолжительные эпохи стабилизации тектонического режима, способствующие интенсивному угленакоплению.

ЛИТЕРАТУРА

Трофимук А.А. Карогодин Ю.Н. Основные типы циклокомплексов нефгазоносных бассейнов Сибири. — "Докл. АН СССР", 1974. т. 214, № 5, с. 1156—1159.

ЭЛЕМЕНТЫ ПЕРИОДИЧНОСТИ В ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ И НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(по разрезам Куйбышевской и Оренбургской областей)

Среди современных стратиграфических методов палеонтологический по праву продолжает играть особо важную роль. Но в связи с требованиями геологической практики, предъявляемыми к стратиграфии, выявляется ряд существенных недостатков метода. В частности, из-за несовпадения фаз развития различных групп организмов во времени становятся дискуссионными границы ряда стратиграфических подразделений.

Стратиграфические единицы (ярус, горизонт) рассматриваются авторами как реальные естественные единицы осадочных отложений, соответствующие определенным этапам в развитии земной коры, выражаемым через осадки (Иванова, 1958). Авторы предлагают каждую такую "естественную единицу" рассматривать как некоторую систему закономерно сменяющих друг друга литолого-фациальных комплексов, которые укладываются в рамки определенного цикла осадконакопления.

На любой осадочный цикл во времени (т. е. в веке, соответствующем ярусу) приходится три фазы тектонической жизни данного региона. Каждой фазе в разрезе соответствует комплекс осадков, имеющий определенные отличия от выше- и нижележащих отложений. Предлагается называть его *ф а ц и а л ь н о - д и н а м и ч е с к и м к о м п л е к с о м*. По нашему мнению, такие комплексы могут быть выделены для каждого правильно установленного стратиграфического подразделения, начиная с горизонта (зоны). Вопрос о наложении друг на друга фациально-динамических комплексов различных порядков будет рассмотрен ниже при изложении конкретного фактического материала.

П е р в а я ф а з а — время относительной тектонической активности земной коры. Этой фазе соответствует первый (нижний) фациально-динамический комплекс. Для него характерно наличие следов размывов и перерывов в осадконакоплении (особенно у границ стратиграфических подразделений); обычно хорошо различимы осадочные ритмы. По сравнению с вышележащим (вторым) комплексом здесь наблюдается несколько большее количество терригенного материала, преобладающее развитие известняков по сравнению с доломитами, редко встречаются сульфаты.

В т о р а я ф а з а — время относительного тектонического покоя и нередко опускания земной коры. В отложениях второго (среднего) фациально-динамического комплекса, соответствующего фазе, как правило, с трудом различимы (иногда практически неразличимы) осадочные ритмы. По сравнению с нижним комплексом уменьшается общее количество терригенного материала, увеличивается относительное количество доломитов. Отложения сульфатов (первичных), довольно редкие в верхнем карбоне, в нижней перми достигают большой мощности. Кроме сульфатов, появляются соли, в том числе калийные.

Периодичность осадконакопления для верхнего карбона и нижней перми в разрезах Оренбургской и Куйбышевской областей

Система	Отдел	Ярус	Горизонт, зона, пачка		Циклы 2-го порядка	Фашиально-динамический комплекс 2-го порядка	Цикл 1-го порядка	Фашиально-динамический комплекс 1-го порядка
Пермская*	Верхний	Уфимский	Соликамский		Кунгурский	3	Артиноско-кунгурский	III
		Кунгурский	Иреньский	Сульфатно-галогенная пачка		2		II
	Сульфатно-доломитовая пачка			1		I		
	Филипповский		Артинский	3	I			
	Артинский	Сульфатная пачка		2				
		Иргинский		Карбонатная пачка		1		
	Бурцевский				Сакмарский	3	III	
	Сакмарский	Стерлитамакский		2				
		Тастубский		1		II		
		Пачка с карбонатными песчаниками и микробрекчиями						
	Ассельский	Зона <i>Schwagerina sphaerica</i>		Гжельско-ассельский	3	I		
		Зона <i>Pseudofusulina secunda</i> , <i>Schwagerina moelleri</i>			2			
		Зона <i>Schwagerina vulgaris</i>			1			
	Каменноугольная**	Верхний	Гжельский	Пачка с <i>Daixina</i>		Гжельский	3	III
				Пачки с <i>Fusiella</i> , крупными <i>Daixina</i> и <i>Triticites</i>				
				Верхняя известняковая пачка				
				Зона <i>Jigulites jigulensis</i>			2	
				Зона <i>Triticites stuckenbergi</i>	Субзона <i>Triticites exilis</i>			
Субзона <i>Triticites paraarcticus</i>								
Касимовский		Касимовский	Зона <i>Triticites arcticus</i> и <i>Triticites acutus</i>	Верхняя известняковая пачка	3	I		
				Средняя часть	2			
			Нижняя часть — "переходная свита" (по И.А. Луньяку, 1953, 1962а)		1			
			Зона <i>Montiparus montiparus</i>					
			Зона <i>Protriticites pseudomontiparus</i> и <i>Obsoletes obsoletus</i>					

* По материалам юго-восточной части Оренбургской области.

** По материалам Куйбышевской области.

Третья фаза также характеризуется относительным тектоническим покоем, но опускание земной коры замедляется и может смениться движением положительного знака. Осадки, соответствующие третьему (верхнему) фациально-динамическому комплексу, варьируют в зависимости от конкретных палеогеографических условий. В верхнем карбоне это обычно мелководные известняковые илы с разнообразным комплексом органических остатков. Они, как правило, имеют небольшую мощность. В нижней перми в этом же комплексе могут встретиться доломиты и сульфаты (см. таблицу). Последние преобладают в разрезах кунгурского яруса.

Рассмотрим периодичность осадконакопления для каждого из ярусов верхнего карбона и нижней перми в разрезах Оренбургской и Куйбышевской областей. Разрезы выбирались по принципу лучшей изученности и наибольшей стратиграфической полноты.

ВЕРХНИЙ КАРБОН

Касимовский ярус

Зоны *Protriticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletus*; *Montiparus montiparus*; *Triticites arcticus* и *Triticites acutus*.

Первый (нижний) фациально-динамический комплекс охватывает здесь мощную толщу, в которую входят зона *Protriticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletus*; зона *Montiparus montiparus* и самая нижняя часть зоны *Triticites arcticus* и *Tr. acutus*. Последняя пачка слоев мощностью 17–20 м ранее выделялась под названием "переходной свиты" (Лунык, 1962а). Для всей данной толщи общей мощностью 100 м характерны следующие признаки первого комплекса: 1) хорошо выраженная ритмичность осадконакопления — выделяются 12 осадочных ритмов; 2) наличие небольших по мощности, но частых прослоев глин и мергелей — в Подмосковном бассейне терригенными породами нередко слагаются в этой части разреза пласты значительной мощности (Иванова, Хворова, 1955); 3) относительно слабое развитие доломитов; 4) довольно четкая фациальная зависимость фузулинид, которые в отдельных частях ритма представлены сообществами с определенными морфологическими чертами (Лунык, 1953).

Второй (средний) фациально-динамический комплекс охватывает среднюю, большую часть зоны *Triticites arcticus* и *Tr. acutus* мощностью 45–65 м. К характерным признакам этого комплекса могут быть отнесены: 1) слабо выраженная, нередко практически неразличимая ритмичность осадконакопления; 2) интенсивное развитие доломитов (вопреки мнению Г.И. Теодоровича (1949), при сравнении с окружающими породами выясняется первичное происхождение этих доломитов) и нахождение в районе Красной Глинки (левый берег р. Волги против восточного края Самарской Луки) значительных (мощностью до 8 м) линз сульфатов, в основном ангидритов; 3) существование, кроме обычных для данной зоны комплексов фузулинид, специфических, односторонне развитых сообществ (к последним можно отнести весьма бедный видами рутозофузулин).

Третьему (верхнему) фациально-динамическому комплексу соответствует пачка известняков мощностью 6–10 м, венчающая зону *Triticites arcticus* и *Tr. acutus*. Она хорошо прослеживается в западных и северных районах Куйбышевской области, где эти слои наиболее полно охарактеризованы каменным материалом. Отметим для нее следующие признаки: 1) слабо выраженная ритмичность осадконакопления (по-видимому, всю пачку можно рассматривать как один неясно дифференцированный осадочный ритм); г) явное преобладание известняков над доломитами; 3) если пачка представлена "коралловой фацией" (Луныяк, 1962а), то в ней наблюдается исключительно разнообразный комплекс фузулинид — комплекс с *Tr. praexilis* Pant.

Гжельский ярус

Зона *Triticites stuckenbergi* и зона *Jigulites jigulensis*. Первый фациально-динамический комплекс охватывает здесь небольшую толщу, которая соответствует по стратиграфической шкале нижней половине зоны *Triticites stuckenbergi*. Мы предлагали называть эти слои субзоной *Triticites para-arcticus* (Луныяк, 1958). Мощность толщи в среднем 17,0 м. К наиболее характерным признакам могут быть отнесены следующие: 1) ритмичность осадконакопления выражена менее ярко, чем в касимовском ярусе, но все же достаточно четко, особенно в районе восточной части Самарской Луки (в разрезах западной части Самарской Луки и юго-запада Куйбышевской области ритмичность улавливается труднее, но все же существует в форме чередования фузулинидовых известняков микрокристаллических и пелитоморфных); 2) наличие прослоев глин и мергелей довольно постоянной мощности в западной части Самарской Луки и на юго-западе Куйбышевской области (Чапаевский нефтеносный район); 3) преобладание известняков над доломитами; 4) соответствие отдельным частям осадочного ритма трех различных комплексов фузулинид (это отмечалось в разрезах на востоке Самарской Луки; Луныяк, 1953).

Второй фациально-динамический комплекс охватывает верхнюю половину зоны *Triticites stuckenbergi* (субзона *Triticites exilis*, по И. А. Луныяку, 1958) и большую часть зоны *Jigulites jigulensis*. Общая мощность толщи около 55 м. Здесь трудно судить о ритмичности осадконакопления, так как процессы вторичных изменений карбонатов — перекристаллизация, доломитизация — интенсивно развивались в данной толще и, вероятно, не прекратились и в настоящее время. Особенно ясно здесь выступают два следующих признака второго комплекса: 1) преобладание доломитов в целом над известняками; 2) наличие значительного количества сульфатов. На севере Куйбышевской области (Сергиевский нефтеносный район) сульфаты, преимущественно ангидриты, образуют целые пласты. По простиранию они переходят в плотные, практически немые доломиты.

Третий фациально-динамический комплекс выделяется с некоторым трудом, что связано с интенсивным развитием процессов вторичного изменения карбонатов. Однако учет остаточных органогенных структур показывает, что в самой верхней части зоны *Jigulites jigulensis* (по аналогии с верхами зоны *Triticites arcticus* и *Tr. acutus*) имелась пачка органогенных

известняков, которые во многих случаях превратились во вторичные доломиты. В разрезе разведочных площадей Сергиевского нефтеносного района над отмеченной выше сульфатно-доломитовой толщей залегает известняковая пачка мощностью 6–8 м. Она и венчает зону *Jigulites jigulensis* (Волго-Уральская нефтеносная область, 1957).

З о н а *Daixina sokensis*. В этой части разреза верхнего карбона почти постоянно наблюдаются значительные вторичные изменения карбонатов. С целью изучения периодичности осадконакопления нами был особенно подробно исследован разрез на Боровской площади Сергиевского нефтеносного района, в котором преобладают карбонаты с сохранившимися первичными структурами.

П е р в ы й фациально-динамический комплекс охватывает пачку слоев мощностью 14,5 м. В ней можно проследить следующие признаки первого комплекса: 1) благодаря чередованию сравнительно мощных (2,6–4,5 м) слоев фузулинидовых известняков и сравнительно маломощных (0,4–0,7 м) прослоев известняков, микрокристаллических, частью доломитизированных, в разрезе пачки выделяются четыре осадочных ритма; 2) терригенный материал в данном разрезе визуально не обнаружен (однако на западе Самарской Луки, в Чапаевском нефтеносном районе и на юго-западе Куйбышевской области в синхронных слоях нередко наблюдались прослой глины и мергелей); 3) известняки резко преобладают над доломитами; 4) в пластах фузулинидовых известняков установлены комплексы фузулинид более или менее одинакового видового состава, тогда как в слоях микрокристаллических известняков встречены лишь редкие фораминиферы плохой сохранности (таким образом, в разных частях осадочного ритма наблюдаются резко отличные друг от друга фаунистические комплексы).

В т о р о й фациально-динамический комплекс охватывает толщу мощностью 35 м. В ней можно выделить несколько осадочных ритмов, но менее отчетливых, чем в нижележащей пачке первого комплекса. Доломиты в развитии уступают известнякам, но все же составляют почти четвертую часть от мощности всей толщи.

Т р е т ь и й фациально-динамический комплекс представлен 15-метровой толщей типичных для него, преимущественно фузулинидовых известняков, значительно затронутых вторичной доломитизацией.

По-видимому, выделенные для зоны *Daixina sokensis* фациально-динамические комплексы можно рассматривать как комплексы не второго, а более мелкого, третьего порядка, т. е. ранг яруса в данном случае не соответствует "естественной единице".

Обобщая изложенное по верхнему карбону, мы предлагаем для этих отложений, исключая зону *Daixina sokensis*, выделять единый верхнекаменноугольный цикл осадконакопления с тремя фациально-динамическими комплексами первого порядка (см. таблицу): **н и ж н и й** будет соответствовать трем комплексам касимовского яруса, **с р е д н и й** — первому (нижнему) и второму (среднему) комплексам гжельского яруса, **в е р х н и й** — третьему (верхнему) комплексу гжельского яруса.

При этом наблюдается такая особенность: та часть разреза, которая относится к разноименным комплексам разных порядков, несет черты ослаб-

ления признаков этих комплексов; в случае одноименности комплексов их признаки выступают вполне отчетливо, как бы усиливая друг друга.

Рассмотрим элементы периодичности в отложениях нижней перми, выделенные преимущественно по разрезам юго-востока Оренбургской области.

НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Ассельский ярус

З о н ы *Schwagerina vulgaris*; *Pseudofusulina fecunda* и *Schwagerina moelleri*; *Schwagerina sphaerica*. Относительно принадлежности ассельского яруса к карбону или перми ведутся многолетние споры. Здесь следует отметить, что в рассматриваемом районе и на всем востоке Русской платформы в разрезах сказывается своеобразный процесс деградации бассейна, о котором говорилось выше. В довольно узкой полосе, обрамляющей платформу со стороны Предуральяского прогиба и ее сильно погруженной юго-восточной области — Прикаспийской синеклизы, явно преобладают известняки, но в западном направлении быстро возрастает количество доломитов. Кроме того, в различных частях яруса (а в верхних слоях почти постоянно) встречаются признаки "псевдоэндоэтировой фации". Это прежде всего известняки и доломиты с многочисленными псевдоэндоэтирами.

При прослеживании периодичности осадконакопления проявление таких признаков деградации бассейна, как, например, "псевдоэндоэтировая фация", несомненно представляет интерес и способствует выделению фациально-динамических комплексов. Можно считать, что каждая из трех зон яруса, на которые он подразделяется, соответствует фациально-динамическому комплексу.

В н и ж н е й зоне (*Schwagerina vulgaris*), особенно ближе к подошве, наблюдается повышение глинистости карбонатных пород вплоть до перехода их в глины. Комплексы фораминифер то сравнительно разнообразны, то, напротив, очень однообразны в видовом отношении, что связано с ритмичным чередованием более и менее глубоководных осадков. Такая ритмичность осадконакопления особенно четко прослеживается в разрезах Оренбургского вала (Мельникова и др., 1975).

Д л я с р е д н е й зоны в связи с углублением бассейна, вызванным более интенсивным прогибанием его дна, отмечаются комплексы крупных форм фузулинид (по аналогии с верхним карбоном). Соотношение известняков и доломитов для двух данных зон могло изменяться со временем вследствие развития вторичных процессов.

В е р х н е й зоне в соответствии с обмелением бассейна наблюдаются признаки его постепенной деградации, развитие псевдоэндоэтировой фации с ее специфическим, односторонне развитым комплексом мелких фораминифер. Вероятно, к ассельскому ярусу можно причислить и нижнюю ангидритовую пачку тастубского горизонта, развитую на западе и северо-западе Оренбургской области (Малкина, Обухова, 1970б). В данном случае возможно, что тенденция замедления нисходящих движений дна бас-

сейна (может быть, и смена их восходящими) могла приводить к частичному его замыканию. Об этом же свидетельствует и интенсивное развитие доломитов в большинстве районов платформы.

В целом можно сделать вывод, что представление об объеме ассельского яруса в рассматриваемых районах Русской платформы соответствует представлениям о цикличном развитии ее верхнепалеозойских бассейнов.

Сакмарский ярус (горизонты тастубский и стерлитамакский)

В сакмарском веке деградация нижнепермского бассейна в описываемых районах достигает высокой степени. В карбонатных толщах повсюду преобладают осадки псевдоэндогеновой фации. Даже в том нешироком обрамлении, о котором говорилось при характеристике ассельского яруса и где по аналогии с последним также преобладают известняки, высокоспециализированные фузулиниды встречаются сравнительно редко. Здесь преобладают мелкофораминиферовые, в том числе псевдоэндогеновые, разности. По направлению в глубь платформы появляются сульфатные слои и толщи, причем в разрезах тастубского горизонта сульфаты могут и преобладать. Соотношение известняков и доломитов меняется в пользу последних.

Признаки различных фациально-динамических комплексов в сакмарских отложениях выявляются достаточно четко. В первом комплексе в тех районах, где отложения сульфатов не развиты или развиты слабо, в нижней части яруса наблюдаются признаки мелководья: появление карбонатных песчаников и своеобразных микробрекчий — прослоев с многочисленными клубковидными образованиями синезеленых водорослей. Эти фации нередко следуют за перерывом в осадконакоплении (или размывом?), вызвавшим значительное сокращение объема ассельского яруса. Таким образом, здесь имело место оживление тектонических процессов. Если в разрезах со значительным развитием сульфатов проводить нижнюю границу яруса в кровле нижней сульфатной пачки (Малкина, Обухова, 1970а), то все сказанное о признаках первого комплекса можно отнести и к этим разрезам.

Второй фациально-динамический комплекс хорошо выделяется там, где развиты сульфатные отложения тастубского горизонта. При отсутствии или слабом развитии последних здесь будут преобладать карбонаты псевдоэндогеновой фации — псевдоэндогеновые известняки, нередко микрокристаллические. По сравнению с первым комплексом следы окатывания органических остатков наблюдаются редко.

Третьем фациально-динамическому комплексу можно отнести стерлитамакский горизонт с его относительно богатым комплексом органических остатков. В особенности обращают на себя внимание слои, представленные полипьяками астреовидных кораллов, а также известняки с многочисленными крупными брэдидинами.

В заключение заметим, что существующие представления о стратиграфическом объеме сакмарского яруса совпадают с представлениями о соответствии стратиграфических единиц осадочным циклам.

По аналогии с крупным верхнекаменноугольным циклом нами выделяется второй аналогичный цикл 1-го порядка (см. таблицу) в составе зоны

Daixina sokensis (гжельский ярус), ассельского и сакмарского ярусов (гжельского-ассельско-сакмарский).

К н и ж н е м у фациально-динамическому комплексу этого цикла относится зона *Daixina sokensis* и большая часть ассельского яруса — нижняя и средняя зоны.

В разрезе зоны *Daixina sokensis* по сравнению с нижележащей зоной *Jugulites jugulensis* гжельского яруса увеличивается количество глинистого материала и относительное количество известняков. Здесь довольно хорошо прослеживаются осадочные ритмы и не встречены первичные сульфаты (Луньяк, 1962б). Осадки вышележащей части комплекса (нижняя и средняя зоны ассельского яруса) отлагались в условиях обширной трансгрессии ассельского века. При достаточно полном каменном материале здесь довольно четко устанавливаются осадочные ритмы; относительное количество доломитов в общем возрастает по сравнению с гжельским ярусом, но их значительно меньше, чем в верхней зоне ассельского яруса и в тастубском горизонте.

С р е д н е м у фациально-динамическому комплексу соответствует верхняя из трех зон ассельского яруса и тастубский горизонт сакмарского яруса. В разрезах верхней зоны ассельского яруса и тастубского горизонта наблюдается увеличение относительного количества доломитов и общее обеднение фауны, появляется псевдоэндогитровая фация. Однако в узкой полосе по восточной окраине Русской платформы и на северном борту Прикаспийской синеклизы преобладают известняки с крупными фузулинидами. Наиболее типичным для второго комплекса является наличие пачек и целых толщ сульфатов, в основном ангидритов.

К в е р х н е м у фациально-динамическому комплексу можно отнести стерлитамакский горизонт сакмарского яруса. В его разрезах известняки преобладают над доломитами; сульфаты отсутствуют или наблюдаются в меньшем количестве, чем в тастубском горизонте. По сравнению с последним комплекс фораминифер более разнообразен; характерно нахождение колониальных кораллов, нередко образующих полипьяки.

Интересно отметить, что данный цикл осадконакопления заканчивается по типу циклов каменноугольного периода, для завершающей части которых характерны пачки известняков с разнообразными комплексами органических остатков.

Артинский ярус

В объеме артинского яруса условно выделяются бурцевский, иргинский горизонты или (по литологическим признакам) карбонатная (нижняя) и сульфатная (верхняя) пачки.

К п е р в о м у фациально-динамическому комплексу, который с известной условностью можно сопоставить с бурцевским горизонтом, относится толща, заключающая сравнительно разнообразный комплекс органических остатков, в том числе многочисленные членики криноидей; встречены также прослой известнякового песчаника. Здесь же наблюдается некоторое увеличение глинистости карбонатов. Все это признаки именно данного комплекса.

В средних частях яруса, условно относимых к иргинскому горизонту, в нижней части толщи развита своеобразная водорослевая микрокредовая фашиа. Выше по разрезу преобладают гломоспировые, сгустковые и сгустково-фораминиферовые известняки и сравнительно часто встречаются микрокристаллические разности. Все эти породы отлагались в более затишной обстановке по сравнению со слоями нижнего фашиально-динамического комплекса. Поэтому их можно отнести ко в т о р о м у среднему комплексу.

В более западных разрезах наблюдается постепенное замещение известняков второго комплекса доломитами, начинают преобладать гломоспировые разности и появляются прослои, а иногда и целые пачки сульфатов. Нижний фашиально-динамический комплекс здесь, как правило, выпадает из разреза артинского яруса.

Т р е т и й фашиально-динамический комплекс соответствует сравнительно маломощной сульфатной пачке, венчающей разрез яруса. Ее геологический возраст вызывает споры. Вероятно, здесь имело место хотя бы частичное замыкание бассейна в результате восходящих движений земной коры.

Кунгурский ярус (горизонты филипповский и иренский)

Кунгурский век был временем большой географической перестройки как на Русской платформе, так и в полосе Предуральяского прогиба. Перестройка привела к тому, что на территории этих двух геотектонических единиц условия осадконакопления уже не имели принципиальных отличий в рамках единого эпиконтинентального бассейна. На юго-востоке и юге Оренбургской области располагается зона больших мощностей, еще южнее она переходит в пределы Прикаспийской синеклизы, где мощности кунгурских сульфатно-галогенных отложений возрастают до нескольких километров; в западном направлении эта зона охватывает некоторые районы юга Куйбышевской области. На северо-западе Оренбуржья разрезы яруса становятся маломощными и стратиграфически неполными.

При рассмотрении явлений периодичности мы опираемся на разрезы именно зоны больших мощностей, так как цикличность осадконакопления здесь выражена особенно отчетливо.

П е р в ы й фашиально-динамический комплекс включает в себя отложения филипповского горизонта и нижние слои иренского. Для него типичны хорошо выраженная ритмичность осадконакопления, увеличение глинистости карбонатных пород и преобладание их над сульфатными. В тех разрезах, где развита пачка "плотчатых доломитов", наблюдается своеобразная мелкая ритмичность, напоминающая флишевую.

В т о р о м у фашиально-динамическому комплексу соответствуют мощные сульфатные и соляные толщи иренского горизонта. Здесь снова наблюдается взаимоусиление признаков при совпадении одноименных фашиально-динамических комплексов разного порядка — кунгурского яруса и всей толщи, входящей в состав артинско-кунгурского цикла. О том, что отложения соликамского горизонта уфимского яруса, с точки зрения периодичности в развитии данного бассейна, правильнее относить к кунгур-

скому ярусу, говорится ниже. В этом случае третьим фациально-динамическим комплексом будут именно соликамские отложения.

Отложения артинского и кунгурского ярусов могут рассматриваться совместно в объеме артинско-кунгурского цикла осадконакопления с выделением фациально-динамических комплексов I-го порядка.

К нижнему фациально-динамическому комплексу следует отнести отложения артинского яруса и филипповского горизонта кунгурского яруса. Здесь (аналогично предыдущему циклу), хотя и в довольно узкой полосе, прилегающей к Предуральскому прогибу и к северной границе Прикаспийской синеклизы, могут преобладать известняки. Однако в отличие от гжельско-ассельско-сакмарского цикла в данных отложениях нередко встречаются и сульфаты. Ритмичность осадконакопления, по-видимому, выражена отчетливо. Недостаточное количество керн не позволяет вполне достоверно установить этот факт.

Иреньский горизонт, отложения которого составляют средний фациально-динамический комплекс, представлен в основном мощной толщей ангидритов. Каменная соль, иногда с прослоями калийных солей, имеет меньшее распространение, чем ангидриты, но может достигать большей мощности.

Если ограничивать состав кунгурского яруса филипповским и иренским горизонтами, то верхний фациально-динамический комплекс представляется выпавшим из разреза. Однако следует помнить, что соликамский горизонт уфимского яруса причисляется некоторыми исследователями (Форш, 1955) не к уфимскому, а к кунгурскому ярусу. В этом случае рассматриваемый цикл приобретает законченность. Не имея из соликамских отложений Оренбургской области палеонтологического материала, говорящего об их возрасте, мы можем отметить, что здесь шешминский горизонт налегает на соликамский с явным размывом и с образованием слоя брекчии.

В разрезе шешминского горизонта преобладают терригенные породы, нередко плохо отсортированные. Все эти признаки свидетельствуют начале нового цикла осадконакопления. В соликамских же отложениях наряду с появлением красноцветов много доломитов и нередко первичные сульфаты. Это признаки верхнего фациально-динамического комплекса, которым завершается цикл осадконакопления.

Описанные крупные циклы осадконакопления (гжельско-ассельско-сакмарский и артинско-кунгурской) выделяются не только по литологическим признакам, но и по изменениям комплексов организмов. В полосе Предуральского краевого прогиба и на западном склоне Урала артинско-кунгурской комплексе крупных фузулиид (*Pseudofusulina*, *Parafusulina*) резко отличается от комплекса нижележащего цикла и по родовому составу. Можно выделить две крупные группы осадков, каждая из которых по объему может претендовать на ранг отдела.

Если осадки артинско-кунгурского цикла несомненно относятся к пермской системе, то можно поставить вопрос: к какой же системе следует отнести предыдущий цикл? Это тем более важно, что межсистемная граница (карбон-пермь), принятая в унифицированной стратиграфической схеме, до сих пор является предметом дискуссии.

Проведенный анализ осадконакопления и распределения фаунистических комплексов по разрезу позволяет сделать следующие выводы.

Стратиграфический объем подразделений в ранге яруса, которые выделены в описываемых районах внутри верхнего карбона и нижней перми на основании изучения комплексов фораминифер, увязывается с периодичностью осадконакопления.

Отнесение соликамской свиты (горизонта) к уфимскому ярусу весьма условно. Наблюдения над периодичностью осадконакопления лишний раз подчеркивают эту условность.

Нельзя считать, что граница между карбоном и пермью может рассматриваться лишь в двух вариантах: или в основании, или в кровле ассельского яруса. Возможно, что крупный гжельско-ассельско-сакмарский цикл осадконакопления следует выделить в качестве особого стратиграфического комплекса, очевидно отдела.

Учет периодичности осадконакопления может иметь решающее значение при установлении границ стратиграфических подразделений. При этом необходимо правильное истолкование самих ц и к л о в осадконакопления, чему, в свою очередь, способствует выделение фашиально-динамических комплексов как закономерно сменяющих друг друга частей цикла. Такое разделение цикла должно помочь правильной пониманию поведения отдельных групп органических остатков внутри стратиграфического подразделения.

Анализ периодичности осадконакопления необходим при изучении зон вторичной минерализации пород, при расшифровке тектонической истории того или иного района и исследовании других процессов. В противном случае реконструкция движений земной коры может быть сведена к анализу мощностей, тогда как главной ее частью должно быть установление тектонических фаз.

ЛИТЕРАТУРА

- Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные отложения. ("Труды ВНИИГРИ", вып. 112.). Л., Гостоптехиздат, 1957. 282 с.
- Иванова Е. А.* Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы в связи с его историей. — "Труды ПИН", 1958, т. 69, с. 1—303.
- Иванова Е. А., Хворова И. В.* Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы в связи с его историей. — "Труды ПИН", 1955, т. 53, с. 1—282.
- Луньяк И. А.* Учет фашиальной зависимости фауны фораминифер при корреляции разрезов верхнего карбона. — Материалы палеонтологического совещания по палеозою 14—17 мая 1951 г. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 70—74.
- Луньяк И. А.* К вопросу о методике выделения маркирующих горизонтов в верхнем карбоне Русской платформы при структурном бурении. — "Труды Гипростокнефть", 1958, вып. 1, с. 48—53.
- Луньяк И. А.* Граница карбона и перми на основании изучения нижнепермских фораминифер в платформенных отложениях Куйбышевской и Оренбургской областей. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., Гостоптехиздат. 1962 а, с. 46—49.

- Луньяк И. А. К вопросу о развитии верхнекаменноугольного бассейна на территории Куйбышевской области. — "Труды КуйбышевНИИ", 1962б, вып. 2, с. 58–62.
- Малкина Г. С., Обухова С. К. О находке фауны фораминифер в отложениях кунгурского яруса Оренбургской области. — "Труды ОКЛ ВНИГНИ", 1970а, вып. 1, с. 15–22.
- Малкина Г. С., Обухова С. К. Биостратиграфическая характеристика ассельского яруса северо-западной части Оренбургской области — "Труды ОКЛ ВНИГНИ", 1970б, вып. 1, с. 23–26.
- Мельникова Н. А., Ярошенко А. В., Крымов В. Ф. Литолого-петрографические и фациальные особенности карбонатных отложений среднего, верхнего карбона и нижней перми Оренбургского газоконденсатного месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области, вып. 5. Челябинск, 1975, с. 3–21.
- Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми — верхнего карбона Урало-Волжской области. (Материалы к познанию геологического строения СССР. Новая серия. Вып. 13 (17)). М., Изд-во МОНТ, 1949. 304 с.
- Форш М. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. — "Труды ВНИГРИ. Новая серия", 1955, вып. 92, с. 15–39.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Д. Наливкин, Г.Б. Аристова, Г.П. Евсеев, С.Г. Неручев, Р.С. Сахибгареев.</i> Ритмичность и нефтегазоносность.	3
<i>Г.А. Иванов, А.В. Македонов, Н.В. Иванов.</i> Методы изучения ритмичности (цикличности) осадочных толщ.	17
<i>Г.А. Иванов, А.В. Македонов.</i> Ритмичность (цикличность) осадконакопления и закономерности размещения углей и горючих сланцев.	38
<i>К.Р. Чепиков, В.И. Никишин.</i> Седиментационная ритмичность нефтегазосодержащих толщ платформ и ритмофациальный метод их изучения.	61
<i>Н.А. Крылов, А.К. Мальцева.</i> О цикличности развития эпипалеозойских плит.	70
<i>О.А. Одеков, М.Ш. Ташлиев, К.А. Акмурадов.</i> Мегацикличность юрско-меловых отложений Туркмении и размещение в них нефтегазоматеринских и нефтегазосодержащих толщ.	76
<i>Т.А. Ботнева, Н.С. Шулова.</i> Особенности корреляционных связей между параметрами состава и условиями залегания нефтей разных циклов нефтегазообразования.	84
<i>М.И. Суббота, В.П. Строганов.</i> Роль гидросферы в процессах цикличности нефтегазообразования (на примере Ферганского бассейна).	90
<i>Е.А. Барс, С.Н. Титкова, Н.А. Климанова, В.А. Митрейкина, Э.М. Пуркина.</i> О направленности развития гидрогеологической цикличности нефтегазоносных бассейнов.	97
<i>А.С. Тараканов.</i> Применение факторного и гармонического анализов к прогнозу строения угленосных разрезов.	106
<i>А.Е. Киселев.</i> Строение седиментационных мегациклов и закономерная размещенность нефтегазоугленосности (на примере Лено-Виллюйской провинции)	112
<i>М.Я. Рудкевич.</i> О принципах выделения литологических комплексов при изучении цикличности осадконакопления.	126
<i>В.С. Лучников.</i> Цикличность в карбонатных толщах и методы ее изучения.	131
<i>Г.И. Сачок, В.З. Кислик, А.М. Пустыльников.</i> Особенности микроритмичности соленосных толщ.	137
<i>Р.О. Хачатрян.</i> Тектоническая цикличность, стадийность структурообразования и нефтегазоаккумуляция на плитах древних платформ.	142
<i>С.С. Эллерн.</i> Некомпенсированные прогибы и их роль в формировании осадочных циклов на платформах.	147
<i>В.Ф. Балабанов.</i> Цикличность осадконакопления и геологические формации	156
<i>В.З. Кислик, Г.И. Сачок, Р.Е. Айзберг, Э.А. Высоцкий.</i> Цикличность формирования структуры фанерозойского чехла Припятского прогиба.	160
<i>М.В. Корж, С.Г. Саркисян, С.И. Филина.</i> Периодичность в развитии юрского седиментационного бассейна Западной Сибири.	163
<i>Г.П. Батанова.</i> О связи цикличности осадконакопления с распространением коллекторов в девоне Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.	171
<i>С.Л. Афанасьев.</i> Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа.	177
<i>Н.Я. Шевченко.</i> Связь тектоники, магматизма, климата и полезных ископаемых с седиментационной цикличностью.	191

<i>Я.А. Берето.</i> Галогенно-сульфатные отложения в трансгрессивно-регрессивных циклах Волго-Уральской и Бухаро-Хивинской областей и их влияние на размещение газовых залежей.	196
<i>Ю.Г. Наместников, В.М. Ротенфельд, А.Ш. Файтельсон.</i> Цикличность развития осадочных бассейнов и тектоника Балтийской синеклизы.	201
<i>Б.А. Онищенко.</i> Цикличность осадконакопления и скольжения стратиграфических границ (на примере палеогеновых отложений Северного Кавказа)	209
<i>В.М. Желинский, В.Н. Коробицына.</i> Основные типы циклокомплексов в мезозойской угленосной толще Южной Якутии.	215
<i>И.А. Луньяк, Г.С. Малкина, А.В. Ярошенко.</i> Элементы периодичности в верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях юго-востока Русской платформы (по разрезам Куйбышевской и Оренбургской областей).	221

Ритмичность и нефтегазоносность. Наливкин В.Д., Аристов А.Г., Евсеев Г.П., Неручев С.Г., Сахибгареев Р.С. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 3—16.

Рассматривается влияние ритмичности тектонических движений различных порядков и ритмичного строения осадочного чехла седиментационных бассейнов на размещение (в разрезе и по площади) нефтегазоматеринских свит и нефтегазоносных комплексов. Ритмичное распределение (в разрезе) нефтегазоносных комплексов и региональных покровов и их закономерная связь с крупнейшими и крупными циклами обуславливают примерную одновозрастность основных продуктивных комплексов и покровов в различных бассейнах. Мелкие циклы формируют зональные покровы и нефтегазоносные пачки. В регрессивных ритмах наилучшие коллекторы тяготеют к максимуму регрессии, к предперерывной толще. В трансгрессивных условиях наилучшие коллекторы находятся в базальных горизонтах.

Показаны закономерная повторяемость в геологическом времени эпох интенсивного накопления сапропелевого ОВ и влияние ритмичности на особенности постседиментационных изменений карбонатных пород. В гумидном климате карбонатные коллекторы приурочены к регрессивным, а экранирующие горизонты к трансгрессивным стадиям ритмов. В условиях аридного климата добавляется новый уровень экранирующих пород, отвечающий конечно-регрессивной стадии. Этими породами могут быть либо вторичные доломиты с порами, заполненными доломитом или сульфатами, либо хемогенные отложения.

Табл. 1. Библ. 31 назв. Ил. 1.

УДК 552.5

Методы изучения ритмичности (цикличности) осадочных толщ. Иванов Г.А., Македонов А.В., Иванов Н.В. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 17—37.

На основе анализа опубликованных работ дан анализ методов изучения цикличности осадочных толщ. Среди получивших распространение выделяются фашиально-геотектонический, парагенетический, фашиально-циклический методы.

Библ. 50 назв.

УДК 551.3.051 + 553.29 : [553.93/96 + 553.983]

Ритмичность (цикличность) осадконакопления и закономерности размещения углей и горючих сланцев. Иванов Г.А., Македонов А.В. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 38—60.

На основе рассмотрения истории вопроса и оценки результатов исследований показана связь закономерностей размещения углей и горючих сланцев (на примере целого ряда бассейнов) с седиментационной цикличностью. Намечены перспективные направления исследований.

Библ. 69 назв.

УДК 552.143 : [553.98 : 551.242.5] + 551.3.051

Седиментационная ритмичность нефтегазосодержащих толщ платформ и ритмофашиальный метод их изучения. Чепиков К.Р., Никишин В.И. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 61—69.

Седиментационная ритмичность особенно характерна для нефтегазосодержащих толщ чехла древних и молодых платформ. Малым и средним (и отчасти крупным) осадочным ритмам свойственна нижняя или ранняя асимметрия строения, обусловленная раннеасимметричной периодичностью изменений тектонического режима; в составе большинства осадочных ритмов платформенного чехла, за исключением крупнейших, отсутствуют грубообломочные базальные пачки. Основание малого или среднего ритма образует геологически синхронную поверхность (стратиграфическую границу), к которой обычно приурочено стратиграфическое или трансгрессивное несогласие. Границы элементов ритма диахронны и являются литофациальными разделами, с которыми иногда связаны фациальные или регрессивные несогласия. Ритмофациальный анализ, исследующий ритмичность осадочных толщ, литофациальные изменения внутри ритмов, перерывы и несогласия, полезен для детальной корреляции разнофациальных отложений и выяснения условий формирования и распространения пород-коллекторов и экранирующих покровов.

Библ. 24 назв. Ил. 3.

УДК 551.242.52 + 553.98

О цикличности развития эпипалеозойских плит. Крылов Н.А., Мальцева А.К. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 70–75.

Рассматриваются основные свойства крупной цикличности развития эпипалеозойских плит — многопорядковость и неполная синхронность. Выявляется связь активизации структурной дифференциации молодых плит с начальными и заключительными фазами мезозойского-кайнозойского цикла первого порядка и циклов второго порядка. Обосновывается определяющая роль цикличности второго порядка в обособлении структурных ярусов в чехле эпипалеозойских плит. Делается вывод о неправомерности понятия цикличности нефтегазообразования.

Библ. 9 назв.

УДК 551.762/.763 : 553.98 (575.4)

Мегацикличность юрско-меловых отложений Туркмении и размещение в них нефтегазоматеринских и нефтегазосодержащих толщ. Одексов О.А., Ташлиев М.Ш., Акмурадов К.А. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 76–83.

Юрская и меловая системы Туркмении обладают отчетливо выраженной крупной цикличностью и могут рассматриваться в качестве мегациклолем. Циклическое строение юрской и меловой мегациклолем проявляется не только в замещении одних литологических комплексов другими, но и в распределении по разрезу глинистых минералов, содержании и составе органического вещества, положении коллекторов различных типов и классов. Наиболее благоприятные для нефтегазообразования глинистые толщи приурочены к средним и частично к верхним частям мегациклолем, отвечающим этапам интенсивных тектонических опусканий и максимумов трансгрессии. Особенно богатые нефтегазосодержащие толщи также концентрируются в средне- и позднетрансгрессивных секциях разреза. Данная сопряженность, по-видимому, может быть принята в качестве одного из прогнозирующих критериев.

Библ. 16 назв. Ил 1.

УДК 550.4 : 553.982 : 553.98.061.3

Особенности корреляционных связей между параметрами состава и условиями залегания нефтей разных циклов нефтегазообразования. Ботне

в а Т.А., Шулова Н.С. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 84—89.

Изучены корреляционные связи параметров состава и условий залегания нефтей различных генетических типов, залегающих в мезозойско-кайнозойских отложениях Предкавказья. Выявлены наиболее тесные специфические связи для каждого типа. Большинство показателей состава нефтей изученных генетических типов характеризуется нормальным или логнормальным распределением. В случае высоких коэффициентов корреляции рассчитанные уравнения регрессии можно использовать для прогнозирования состава нефтей по отдельным стратиграфическим комплексам.

Табл. 5. Библ. 3 назв.

УДК 556.3 : 553.98.061.3 (575.13)

Роль гидросферы в процессах цикличности нефтегазообразования (на примере Ферганского бассейна). Суббота М.И., Строганов В.П. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 90—96.

Цикличность процессов нефтегазообразования является естественным результатом исторического развития Земли. В этом процессе очень важную роль играет круговорот воды и органического вещества. Подземные воды непосредственно влияют на весь ход аккумуляции углеводородов в залежи, их сохранение и разрушение. В работе рассматриваются гидрогеологические условия цикличности нефтегазообразования в Ферганском бассейне, выделяются циклы, начавшиеся в палеозойских, мезозойских и третичных отложениях, и показано воздействие гидросферы на все фазы цикла нефтегазообразования.

Библ. 6 назв. Ил. 2.

УДК 553.98 : 556.3

О направленности развития гидрогеологической цикличности нефтегазоносных бассейнов. Барс Е.А., Титкова С.Н., Климанова Н.А., Митрейкина В.А., Пуркина Э.М. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 97—105.

Сопоставление характера проявления гидрогеологической цикличности в разновозрастных нефтегазоносных бассейнах свидетельствует о преемственности и однонаправленности этого процесса. В работе показано, что каждый нефтегазоносный бассейн (в зависимости от проявления фаз тектогенеза, литолого-геохимических и температурных условий) характеризуется своим, присущим ему характером цикличности, смены во времени гидрогеохимических обстановок и гидродинамических режимов, что в сумме с другими факторами контролирует формирование и размещение в его пределах залежей углеводородов.

Библ. 11 назв. Ил. 2.

УДК 51 : 552.5

Применение факторного и гармонического анализов к прогнозу строения угленосных разрезов. Тараканов А.С. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 106—111.

Детерминированная гармоническая модель седиментогенеза в лагунно-баровой обстановке была положена в основу методики прогноза угленосности в разрезах. Для выделения и измерения по разрезу периодического, согласно нашим представлениям, тектоно-фациального фактора был использован метод главных компонентов факторного анализа. Построен-

ные в масштабе мощности графики тектоно-фациального фактора подвергались разложению на составляющие гармоник, присутствие которых в анализируемых графиках постулировалось исходной моделью. Было применено разложение, основанное на изучении функции спектральной плотности.

Проведенные опыты показали, что разрезам буоркемюсской свиты Зырянского бассейна свойственны стабильные по своим параметрам периодичности. Это позволило перейти к синтезу факторных графиков из продолженных гармоник на смежных с исследуемыми интервалах разреза. В пределах единых вещественно-структурных зон сводного разреза свиты синтезированные факторные графики выделили все пласты угля и углистых аргиллитов. Максимальная ошибка в определении положения пластов в разрезе составила 3% от величины интервала экстраполяции.

Табл. 2. Библ. 3 назв. Ил. 2.

УДК 552.578 : 553.29 : [553.931.96 + 553.98]

Строение седиментационных мегациклов и закономерная размещенность нефтегазоугленосности (на примере Лено-Вилуйской провинции). К и с е л е в А.Е. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 112—125.

Длиннопериодные колебательные движения земной коры и климатическая зональность — главные факторы седиментационной цикличности. Литолого-тектонический мегацикл — это генетический комплекс пород, отражающий завершенную ступень исторического развития региона с присущими ему тектоническими и климатическими условиями осадконакопления. В каждом мегацикле, независимо от структуры бассейна аккумуляции, две стадии: прогрессивная (прогибание, трансгрессия, развитие) и регрессивная (воздымание, регрессия, отмирание). Миогеосинклинальные мегациклы характеризуются четырехфазным развитием (равновесие, прогибание, равновесие, воздымание), соответствующим последовательному чередованию глинистых и песчаных толщ. Мегациклы переходного типа, краевого прогиба и наложенной впадины также состоят из стадий прогрессивного и регрессивного седиментогенеза, но без глинистых толщ — индикаторов тектонического равновесия. Для всех мегациклов показательна асимметричность строения: мощность прогрессивного седиментогенеза обычно больше мощности регрессивного.

Промышленные нефтегазовые залежи приурочены к трансгрессивным стадиям миогеосинклинальных мегациклов. Максимальная угленосность и непромышленные залежи нефти свойственны мегациклу переходного типа. С мегациклом краевого прогиба связаны лишь залежи угля.

Табл. 1. Библ. 14 назв. Ил. 5.

УДК 552.5 : 551.263.036

О принципах выделения литологических комплексов при изучении цикличности осадконакопления. Р у д к е в и ч М.Я. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 126—130.

Выделение мега- и макрокомплексов должно базироваться на геотектоническом и формационном анализе седиментационных бассейнов. Границы между крупными и крупнейшими осадочными комплексами фиксируются региональными и зональными угловыми, стратиграфическими или географическими несогласиями, отражающими фазы складчатости. Выделение элементарных циклокомплексов осуществимо по морфологическим признакам, в частности, по гранулометрической кривой, как это рекомендуют А.А. Трофимук и Ю.Н. Карогодин. Изучение седиментационных циклов и их ранговая классификация должны проводиться путем со-

четания принципов "от общего к частному" и "от частного к общему" при ведущей роли обоснования границ между крупными комплексами и исследовании их пространственных взаимоотношений.

Библ. 3 назв.

УДК 551.263 : 552.54

Цикличность в карбонатных толщах и методы ее изучения. Л у ч н и к о в В.С. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 131–136.

Излагаются новые данные о цикличности верхнеюрских карбонатных отложений, обнаженных на значительной территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Выделяются элементарные циклы, к регрессивным элементам которых приурочены коллекторские горизонты. Циклы выделяются на основании фациального и палеоэкологического анализов, петрографического изучения пород, текстурных особенностей, изучения трещиноватости, кавернозности, сутуро-стилолитовых поверхностей, конкреций и контактов. Отмечается важность палеоэкологического анализа при подобных исследованиях, позволяющего проследить даже элементарные циклокомплексы на большие расстояния.

Табл. 1. Библ. 4 назв.

УДК 552.53 : 519.2

Особенности микроритмичности соленосных толщ. С а ч о к Г.И., К и с л и к В.З., П у с т ы л ь н и к о в А.М. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 137–141.

Статистически обработаны материалы по микроритмичности соленосных толщ: верхнедевонской (фаменской) для Припятской впадины и нижнекембрийской для Сибирской платформы. Исследованы особенности распределения, автокорреляционные и взаимокорреляционные функции и функции спектральной плотности мощностей прослоев соляных и несоляных пород. Установлено наличие регулярностей в рядах мощностей прослоев. Указано на возможность наличия тонкой внутренней ритмики прослоев, визуальное расчленение которых невозможно.

Библ. 3 назв. Ил. 2.

УДК 551.240 + 552.578 : 551.242.51

Тектоническая цикличность, стадийность структурообразования и нефтегазоаккумуляция на плитах древних платформ. Х а ч а т р я н Р.О. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 142–146.

Цикличность в эволюции крупнейших и крупных структур древних платформ отражена в многоэтажности строения чехла и в формировании в каждом тектоническом цикле их особых типов. В течение каждого цикла платформенные структуры развивались стадийно. Стадийность запечатлена в строении формационных рядов, в которых выделяются более мелкие подразделения. Последние наиболее тесно связаны с отдельными этапами развития структур. Формирование отрицательных структур в условиях недокомпенсации осадконакоплением тектонических погружений совершалось в центральных частях плит чаще всего во вторую половину начальной или в среднюю стадию, а на краях плит в позднюю стадию цикла. Тектоническая цикличность и обусловленная ею стадийность седиментогенеза оказали решающее влияние на условия нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции на различных стратиграфических уровнях в разрезе осадочных пород древних платформ.

Библ. 7 назв.

Некомпенсированные прогибы и их роль в формировании осадочных циклов на платформах. Э л е р н С.С. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 147–155.

В статье рассмотрены закономерности образования и распространения некомпенсированных прогибов. Показано, что с ними связаны специфические депрессионные циклокомплексы. Подчеркивается, что платформенные некомпенсированные прогибы представляют собой разновидность резонансно-тектонических структур. Они и выполняющие их циклокомплексы могут рассматриваться как индикаторы активности тектонических движений земной коры.

Библ. 17 назв. Ил. 4.

УДК 551.263 + 551.3.051

Цикличность осадконакопления и геологические формации. Б а л а б а н о в В.Ф. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 156–159.

Недостаточная эффективность использования в геологической практике феномена цикличности строения геологических объектов связана с отсутствием критерия объемной корреляции цикличности. Геологические формации, элементы членения земной коры, генетически связанные с тектоническими процессами, которые цикличны, являются производными циклов определенного ранга. Связь цикличности геологических процессов и строения геологических объектов с формациями обусловлена общностью генетических первопричин. Единство причин строения и формационного членения земной коры свидетельствует о родстве этих категорий. Формация отображает определенную стадию геологического развития геоструктуры, региона, и поэтому пространство, занимаемое ею, характеризуется общностью цикличного строения. Следовательно, границы формаций являются границами корреляции цикличности.

УДК 551.3.051 : 551.24 (476)

Цикличность формирования структуры фанерозойского чехла Припятского прогиба. К и с л и к В.З., С а ч о к Г.И., А й з б е р г Р.Е., В ы с о ц к и й Э.А. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 160–162.

Фанерозойский чехол Припятского прогиба достаточно четко стратифицирован и хорошо изучен бурением. Для выяснения общих закономерностей его образования применены методы математической статистики. Выполнен тренд-анализ глубин залегания и мощностей основных литолого-стратиграфических подразделений. Получен ряд кривых, характеризующих последовательность изменения различных статистических показателей на стратиграфической шкале, отражающих специфические стороны статистики и динамики формирования чехла, этапность и цикличность геологического процесса. Описанная методика может быть использована при изучении любых стратифицированных толщ.

Ил. 1.

УДК 551.3.051 : 551.762. (571:1)

Периодичность в развитии юрского седиментационного бассейна Западной Сибири. К о р ж М.В., С а р к и с я н С.Г., Ф и л и н а С.И. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 163–170.

На примере геологической истории юрского периода Западно-Сибирской плиты показаны две основные черты эволюции Земли: необратимость, проявившаяся в смене палеогеографических обстановок во време-

ни и пространстве, и ритмичность, отразившаяся в наличии микроритмов, мезоритмов и элементарных ритмов. Дана характеристика ритмов различного порядка и различных типов, трансгрессивных и регрессивных комплексов пород и базальных горизонтов в разнофациальных разрезах. Отмечено значение изучения ритмичности для решения спорных вопросов стратиграфии, а также выделения горизонтов пород-коллекторов и покрышек.

Библ. 8 назв. Ил. 1.

УДК [551.3.051 : 552.98.061.4] : 551.734 (470.441.47 + 470.5)

О связи цикличности осадконакопления с распространением коллекторов в девоне Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Б а т а н о в а Г.П. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 171–176.

За седиментационный цикл в разрезе принят комплекс отложений различных фаций (закономерно, с определенной направленностью сменяющих друг друга), отражающий тектоно-седиментационный этап геологического развития территории. Дается схема наменклатуры циклов осадконакопления для девонского периода. Рассматривается связь алеврито-песчаных и карбонатных коллекторов, а также покрывок с различными фазами циклов.

Табл. 1. Библ. 7 назв. Ил. 3.

УДК 551.3.051 : 551.763 (479)

Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа. А ф а н а с ь е в С.Л. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 177–185.

На Большом Кавказе при анализе верхнемеловых отложений выделены циклы и пульсы 11 порядков. На Северо-Западном Кавказе из 34,6 млн. лет продолжительности позднего мела на крупные перерывы осадконакопления приходится 11,9 млн. лет (34,4% длительности K_2), на мелкие внутриформационные размывы — 8,6 млн. лет (25,0%), на накопление сохранившихся в разрезе осадков — 14,1 млн. лет (40,6%), что совпадает с данными глубоководного бурения в Атлантическом океане. Количество сохранившихся осадков в подсвитах Северо-Западного Кавказа колеблется от 20% (d_1) до 100% ($cn - st_1$). Крупный перерыв (3,2 млн. лет) расположен внутри босельской серии, которая разделена на три свиты: чапчаурскую (m_2), хев-грдзельскую и орвильскую (d_2). На циклограмме пульсограмме циклов или пульсов любого порядка отчетливо проявляются случайные циклы или пульсы, у которых распределение частот продолжительности не противоречит закону Пуассона с параметром $\lambda = 1$.

Табл. 2. Библ. 21 назв. Ил. 1.

УДК [551.24 + 552.3 + 551.58 + 553] : 551.3.051 (574.4)

Связь тектоники, магматизма, климата и полезных ископаемых с седиментационной цикличностью. Ш е в ч е н к о Н.Я. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 186–190.

На примере достаточно полных верхнепалеозойского и мезозойского разрезов Кендерлыкского грабена (Восточный Казахстан) выделяются шесть циклов осадконакопления. Каждый цикл состоит из триады формаций (снизу вверх): кластогенной, угленосной, железисто-карбонатной. В конце формирования каждого цикла происходила аридизация (в целом гумидного) климата. Перерывам в осадконакоплении на рубеже смежных циклов соответствуют проявления тектоно-магматической активизации. Связь полезных ископаемых с седиментационной цикличностью

проявилась главным образом в их закономерном распределении в разрезах циклов. В кластогенных формациях — агаты, в угленосных — каустобиолиты, в железисто-карбонатных — железо, глинозем.

Библ. 7 назв. Ил. 2.

УДК [552.53 : 551.3.051] : 553.981 (470.44).47 + 470.5 + 575.16)

Галогенно-сульфатные отложения в трансгрессивно-регрессивных циклах Волго-Уральской и Бухаро-Хивинской областей и их влияние на размещение газовых залежей. Б е р е т о Я.А. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 191—195.

На территории юго-востока Волго-Уральской и Бухаро-Хивинской нефтегазоносных областей выделяются по четыре трансгрессивно-регрессивных (Т-Р) цикла. Галогенно-сульфатные отложения в обоих регионах приурочены к юрскому (Бухаро-Хивинская область), нижне- и верхнепермскому (Волго-Уральская область) Т-Р циклам и залегают регрессивно. Закономерности размещения газовых залежей в разрезе находятся в тесной связи с экранирующими (физическими) свойствами эвапоритовых отложений, являющихся на рассматриваемых территориях региональными покрывками для залежей углеводородов. В обоих регионах отложения, залегающие над каменной солью, являются непродуктивными. Надэвапоритовые отложения промышленно газоносны на площадях, где эвапоритовая толща представлена только ангидритом, залегающим на глубинах меньших 1200 м и теряющим в таких условиях экранирующие способности. Таким образом, устанавливается генетическая связь углеводородных скоплений в Т-Р циклах и большая роль вертикальной миграции в процессе формирования залежей.

Библ. 6 назв. Ил. 1.

УДК 551.3.051 + 551.24 (474)

Цикличность развития осадочных бассейнов и тектоника Балтийской синеклизы. Н а м е с т н и к о в Ю.Г., Р о т е н ф е л ь д В.М., Ф а й т е л ь с о н А.Ш. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 196—202.

В статье приведены данные комплексного анализа материалов по структуре фундамента и платформенного чехла Балтийской синеклизы, а также сведения о циклически повторявшихся стадиях развития бассейнов осадконакопления. Установлено широкое проявление унаследованности структур платформенного чехла.

Выяснен ряд особенностей: периодичность возникновения сходного общего структурного плана, совпадающая с определенными стадиями циклически развивавшихся бассейнов осадконакопления; для крупных и средних структур, контролируемых блоками, по размерам превышающими мощность земной коры, — смена знака движения, коррелируемая со стадийностью развития указанных бассейнов; консервативность, продолжение развития (с сохранением знака движения) локальных поднятий, контролируемых микроблоками, в условиях возникновения (или переориентировки) разных структурных этажей. Общим является наиболее активный рост всех структур во время перерывов осадконакопления. Сказанное позволяет прогнозировать как общую, так и локальную структуру нижележащих, перспективных на нефть отложений по верхним, лучше изученным толщам. Приведенные данные дополняют знания о проявлении унаследованности структур на древней Восточно-Европейской платформе и имеют значение для прогноза полезных ископаемых.

Табл. 1. Библ. 10 назв. Ил. 3.

Цикличность осадконакопления и скольжение стратиграфических границ (на примере палеогеновых отложений Северного Кавказа). О н и щ е н к о Б.А. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 203–208.

Цикличность осадконакопления в палеогене на Северном Кавказе обусловила скользящий характер стратиграфических границ. Скольжение (миграция) границ свойственно не только лито-, но и биостратиграфическим подразделениям. Анализ многочисленных разрезов показал, что скользит не только верхняя, но и нижняя граница. Скольжение нижней границы связано с этапностью развития трансгрессий, а верхней — обусловлено эрозией после накопления осадков. "Диапазон скольжения" возраста стратиграфических границ охватывает от части зоны до яруса. Выпадение из разрезов отдельных зон или целых ярусов в связи с ненакоплением отложений, а также в результате континентальных размывов привело к весьма сложному характеру соотношений в конкретных разрезах стратиграфических границ верхнего мела и палеоцена, верхнего палеоцена и эоцена, среднего и верхнего эоцена, эоцена и олигоцена.

Библ. 12 назв. Ил. 1.

Основные типы циклокомплексов в мезозойской угленосной толще Южной Якутии. Ж е л и н с к и й В.М., К о р о б и ц ы н а В.Н. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 209–214.

Рассматриваются основные типы седиментационных циклокомплексов и их взаимоотношения в составе мезозойской угленосной формации Южной Якутии. Показано, что циклокомплексы, характеризующие трансгрессивный, трансгрессивно-регрессивный и регрессивный этапы накопления формации, имеют свои морфологические особенности. Максимум угленосности в разрезе связывается с начальной фазой регрессивного этапа, для которой свойственны продолжительные эпохи стабилизации тектонического режима, способствующие интенсивному угленакоплению.

Библ. 1 назв. Ил. 2.

Элементы периодичности в верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях юго-востока Русской платформы (по разрезам Куйбышевской и Оренбургской областей). Л у н ь я к И.А., М а л к и н а Г.С., Я р о ш е н к о А.В. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М., "Наука", 1977, с. 215–226.

В статье рассматриваются некоторые формы периодичности, прослеживаемые в карбонатных разрезах верхнего палеозоя Оренбургской и Куйбышевской областей и на основании изучения конкретного материала делаются выводы о необходимости использования метода циклического анализа в решении вопросов региональной стратиграфии и литологии.

Табл. 1. Библ. 12 назв.

**ЦИКЛИЧНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
И УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР*

**Редактор
И.С. Сидоров**

**Редактор издательства
Л.С. Тапельзон**

**Художественный редактор
А.Н. Жданов**

**Технический редактор
Л.А. Куликова**

Подписано к печати 7/IX – 77 г. Т – 14953

Усл. печ. л. 15,3 + 0,9 вкл. Уч.-изд. л. 19,2

Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 1150 экз. Тип. зак. 31:88

Цена 1 р. 90 к.

Книга издана офсетным способом

**Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома,
Москва, Волочаевская, д. 40**

1р. 90к.

2286