



ФОРМАЦИИ И ПАЛЕОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Д. г.-м. н.

А. И. Елисеев

litgeo@geo.komisc.ru

Д. г.-м. н.

А. И. Антошкина

К. г.-м. н.

В. А. Салдин

Развитие формационного анализа относится к числу выдающихся открытий и обобщений в геологической науке двадцатого столетия (Щеглов, 1998). Еще недавно занятие формациями было очень популярно, если не сказать — модно. Однако в последнее время наступило некоторое ослабление интереса к формациям. Так, Ю. Г. Леонов пишет: “В настоящее время формационный анализ как направление теоретической геологии себя в основном исчерпал” (1995, с. 21). Одним словом, у некоторых геологов возникло разочарование в формационном анализе.

В учении о формациях существует несколько направлений. Объясняется это тем, что ими занимаются специалисты различных геологических наук, которые ставят разные задачи в своих исследованиях. Обычно литологи и петрографы рассматривают формации как итог своих исследований, тектонисты и специалисты по полезным ископаемым — как инструмент для палеотектонических реконструкций и поисков полезных ископаемых. В большинстве же случаев это учение развивается на стыке нескольких геологических наук. Как писал Н. С. Шатский, в нем соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы. Больше того, в каждой отдельной науке существуют различные направления в учении о формациях.

По-видимому, каждое направление имеет свои преимущества и свои недостатки. Напомним слова Н. М. Страхова: “Вопрос о формациях принадлежит к числу основных в теории литогенеза. В этой области, как известно, существует великое разнообразие подходов и трактовок, которые, однако, выражены в общей декларативной форме, без детального анализа каких-либо конкретных объектов. А между тем настоятельной потребностью текущего момента является как раз работа над конкретными формациями, их описание, анализ, ибо только в такой конкретной работе

неизбежно выявляются плюсы и минусы отдельных направлений”.

Нами принято следующее определение осадочных формаций: “Осадочная формация — это парагенез пород или чаще ассоциаций пород, отличающийся своим составом и строением от смежных парагенезов и являющийся вещественным выражением определенной стадии развития крупной палеотектонической зоны” (Елисеев, 1982).

В последние годы наблюдался некоторый спад в развитии учения о формациях. Одна из причин такого разочарования состоит в том, что термин формация стали применять не по назначению, а как синоним осадков или отложений. Работ по формациям много, но это только судя по названиям. Практически же многие работы рассматривают просто отложения, а отнюдь не формации.

Оценивая в целом современное состояние изученности осадочных формаций, приходится признать, что единого учения об осадочных формациях пока нет. Об этом свидетельствуют, в частности, существование различных направлений формационного анализа, десятки определений формаций. Учение о формациях находится в стадии становления, идет накопление фактического материала. Однако в последнее время в связи с развитием бассейнового анализа вновь возник угасший было интерес к изучению формаций (Романовский, 1998).

Процессы заполнения осадочных бассейнов осадками непосредственно зависят от геодинамической позиции бассейна. С другой стороны, чисто литологические индикаторы геодинамических режимов играют важную роль при региональных реконструкциях. И тот, и другой подходы входят в компетенцию самостоятельной науки, которую С. И. Романовский предложил называть литогеодинамикой (1988, с. 10): “Литогеодинамика — наука, изучающая литологические индикаторы геодинамического режима прошлого”.

Ранее предполагалось, что такими индикаторами могут быть характерные особенности пород. Однако одинаковые породы могут встречаться в различных обстановках. Поэтому такими индикаторами могут служить только формации, а для более глобальных построений — формационные ряды. “Следовательно, не отдельные типы пород и даже не индивидуальные виды формаций, а только генетически предопределенные латеральные и вертикальные ряды осадочных формаций могут служить надежными индикаторами при геодинамических реконструкциях. Эти ряды должны устанавливаться не эмпирически (хотя на ранней стадии изучения конкретных бассейнов вполне допустим и такой подход), а выводиться из тектоно-седиментационных моделей осадочных бассейнов разных геодинамических типов” (Романовский, 1998, с. 10—11).

Предметом наших исследований являются осадочные формации северо-восточной пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое. Здесь эмпирически выделены латеральные и вертикальные формационные ряды. Латеральные — это шельфовый и батинальный ряды. Первый из них развит в Елецкой структурно-формационной зоне, второй — в Лемвинской.

Шельфовый ряд формаций охватывает отложения от позднего кембрия до ранней перми. В этом ряду трижды повторяется триада формаций: фалаховая (терригенная олигомиктовая), платамовая (карбонатная открытого шельфа) и калейдовая (карбонатная закрытого шельфа). Троекратное появление и смена формаций объясняются сменой палеотектонического режима (поднятиями и опусканиями, трансгрессиями и регрессиями моря). Отсюда ясно, что эти формации выделены по литолого-тектоническому принципу. Литологически же одноименные формации могут в достаточной степени отличаться друг от друга. Отсюда возникает необходимость выделения литолого-текто-



нических семейств формаций, которые образуют такой ряд: семейство фалаховых, семейство платамовых и семейство калейдовых формаций.

Батиальный ряд образован закономерно сменяющимися друг друга семействами палиноровых (алевроито-песчано-глинистых), толеровых (известково-кремнисто-глинистых) и флишевых (граувакковых) формаций. Причем палиноровые формации соответствуют начальному опусканию территории, толеровые — времени максимального погружения, флишевые — заключительной инверсионной стадии.

В последнее время наибольшее внимание нами было уделено формациям и литологическим комплексам, которые являются наиболее яркими индикаторами смены режимов в палеодинамике бассейна. Были выбраны формации, которые отвечают переломным моментам в истории бассейна. Это основание рифтогенной фалаховой верхнекембрийско-нижеордовикской формации, карбонатные верхнеордовикско-нижедевонская и верхневизейско-нижеартинская формации и терригенная нижнепермская формация. Рассмотрим основные результаты этих исследований.

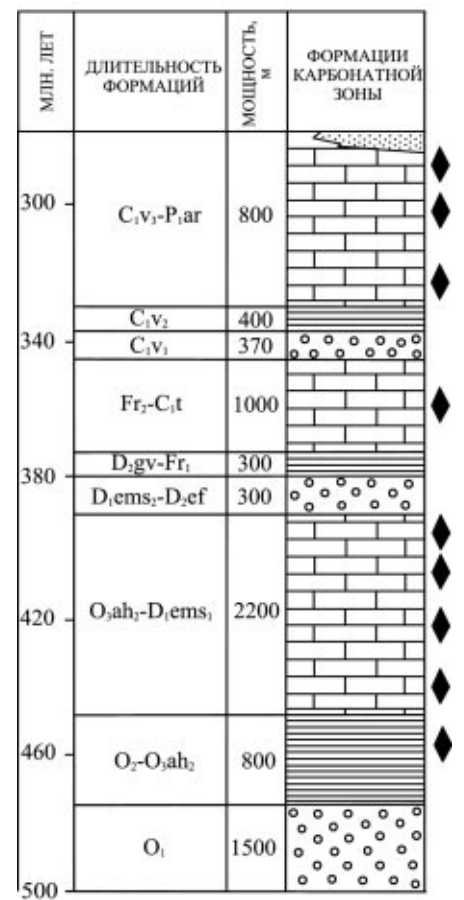
На контакте доуралид (рифейской карбонатной толщи) и уралид (нижеордовикских кварцитопесчаников) на Северном Урале выявлено присутствие коры выветривания железисто-глиноземистого состава. С корой выветривания между аналогичными комплексами на Приполярном Урале связан ряд полезных ископаемых. Установленная кора выветривания имеет первостепенное значение для металлогенического прогнозирования на Северном Урале.

В истории палеозойского рифообразования (Антошкина, 2003) на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента развитие органогенных сооружений отражает четкий эволюционный тренд: фаза зарождения (карадокское время) быстро прогрессирует в зрелую (среднеашгиллско-пражское время), постепенно переходящую в фазу затухания (раннеэмско-раннеартинское время). Установленные три основных этапа палеозойского рифообразования на Печорском Урале соответствуют времени формирования калейдовой формации, завершающей генетический ряд формационной триады. Эти этапы имеют свои характерные экологические черты, различающиеся по

масштабам рифообразования, положению органогенных сооружений в палеобассейне и являющиеся реакцией каркасостроящих организмов на развитие Уральского палеоокеана, тектоническую эволюцию Печорской плиты и глобальные колебания уровня моря.

Верхнеордовикско-нижедевонская формация характеризуется чрезвычайно контрастным сочетанием литологических типов. Признаком, объединяющим такое седиментационное разнообразие в единую формацию, является интенсивное рифообразование на окраине шельфа, обусловленное, возможно, субдукционным погружением Палеоуральской окраины Восточно-Европейского кратона. Первые палеозойские рифы сформировались в позднем ашгилле на бровке шельфа и отражают стадию дифференциации между стабильными и тектонически активными структурными зонами Печорской плиты в результате пассивного рифтинга. В середине позднего ашгилла рифы были выведены на поверхность и эродированы, а затем в конце ашгилла были затоплены. Небольшие биогермы росли на отмелях открытой затопленной платформы. Рост рифов возобновился в конце азрона — начале теличия (филиппельское время) во время глобального падения уровня моря, когда, возможно, тектонические подвижки Печорской плиты способствовали образованию нового абриса платформы. Стали формироваться рифовые комплексы с системой рифов-бугров на окраине шельфа и склона и пэтч-рифов на границе зарифовой лагунной и литоральной зон. Резкое эвстатическое повышение уровня моря в теличии прервало рифообразование на окраине шельфа, тогда как биогермы и биостромы продолжали развиваться в это время на внутреннем и внешнем шельфе. Устойчивое погружение края платформы на фоне сокращения Тимано-Североуральского морского бассейна привело к возобновлению роста рифов в устьдурнаюское время и к формированию рифового барьера на окраине шельфа в лудлове. Рост рифов был прерван резким обмелением в середине лудфордия и завершился накоплением мощных потоков рифового дебриса в отложениях континентального склона, что, возможно, было связано с образованием Еврамерийского палеоконтинента. Таким образом рост лудловских и в целом силурийских рифов закончился

в результате смены резкого падения уровня моря относительно резким его подъемом в конце лудлова на границе раннего и позднего лудфордия. Возрождению рифов в позднем лохкове способствовало падение уровня моря после пржидольско-лохковского затопления карбонатной платформы. Изолированность позднелохковских рифов, как и в позднем ашгиллии, было, вероятнее всего, связано с активизацией Печоро-Колвинского палеорифта на границе силура-девона. В пражское время в условиях субдукционного погружения континентальной окраины сформировалась самая мощная линейная барьерная рифовая система. Рост пражских рифов был первоначально кратковременно прерван на границе прагиена и эмса резким падением уровня моря. В раннем эмсе аккумулятивная органогенная седиментация постепенно подавляла биогермное карбонатонакопление. Окончательно рифообразование закон-



Формации

- фалаховая - флишевая
 - калейдовая - платамовая
 ◆ - рифогенные образования

Шельфовый ряд формаций с распределением рифогенных образований



чилося в середине эмса после сильного обмеления и последующего резкого эвстатического повышения уровня моря и накопления тонких карбонатно-терригенных илов в позднем эмсе.

Формирование карбонатных геологических тел калейдовой формации укладывается в две основные литогеодинамические модели: 1) для бассейнов с дифференциацией интенсивности погружения расчлененного шельфа, обрамленного рифами (платформа-шельф); 2) для бассейнов с интенсивно погружающейся слабо расчлененной рампой и мелкими органогенными постройкиками (платформа-рампа). Карадокско-раннеашгилльская платформа-рампа в результате проявления внутриплитного пассивного рифтинга преобразуется в кратковременную среднеашгилльскую платформу-шельф с эвапоритово-карбонатной седиментацией и рифами на бровке. В условиях наиболее низкого стояния уровня моря в среднем ашгиллии и позднем лохкове во впадинах накапливались мощные толщи сульфатов, в конце аэрона—раннем теличии (филипппельское время) — сульфатно-карбонатные. В венлоке—раннем лудфордии зарифовый шельф в целом характеризовался накоплением известняково-доломитовых толщ и увеличение карбонатной продукции платформы шло за счет клиноформ рифовых шлейфов на континентальном склоне и карбонатных клиноформ на перегибах внутреннего шельфа. В пражско-раннеэмское время шельфовые впадины заполнялись конусами выноса озерно-болотных и аллювиальных равнин, карбонатонакопление обособилось в узкой зоне окраины шельфа, где его объем компенсировался усиленной аградацией рифовых барьеров и проградацией пририфовых клиноформ. Интенсивность субдукционного погружения замедлилась в эмсе, и рост карбонатной платформы-шельфа шел за счет проградации карбонатных отмелей окраины шельфа и клиноформ склона. В бассейнах платформ-рампа позднего ашгилла—аэрона, позднего теличия, позднего лудфордия—пржидолия, а также раннего и среднего лохкова формировались протяженные трансгрессивные тракты илово-биокастовых известняков с небольшими биостромами и биогермами на приподнятых участках внутреннего и внешнего шельфа. Карбонатная платформа в этих бассейнах наращивалась за счет проградации трансгрессив-

ных трактов и внутришельфовых терригенно-карбонатных клиноформ. Направленность развития бассейна из платформы-шельфа в платформу-рампу и наоборот была в прямой зависимости от региональных тектонических событий.

Среди широко распространенных в Тимано-Североуральском регионе ниже-среднекаменноугольных известняковых брекчий установлены две группы — седиментационные и постседиментационные. В первой группе брекчий выделены обвальные, околорифовые брекчий обломочных потоков, во второй — собственно тектонические брекчий, тектонические брекчий с реликтами седиментационных брекчий и карстовые брекчий.

Установлено, что начало коллизии на севере Урала датируется ранним визе. Ее индикатором является образование карбонатно-терригенной и терригенной флишевых формаций в Лемвинской структурно-формационной зоне (райзской, яйюской и кечпельской свит). Их формирование происходило на стадии ликвидации периферической батальной зоны пассивной окраины Восточно-Европейского континента вплоть до артинского века. Флишевые отложения общей мощностью 3500 м венчают палеозойский формационный ряд Лемвинской зоны. Вопрос о существовании более молодых молассовых мелководно-морских и континентальных отложений в этой зоне остается открытым.

В Елецкой структурно-формационной зоне (бывшем карбонатном шельфе), по данным наших исследований, коллизионный этап наступил только в артинское время. Именно тогда начал закладываться Предуральский краевой прогиб, и его индикатором являются образования терригенного флиша (гусиная, косынская и орловкинская свиты). Реконструкция предфлишевых седиментационных обстановок позволяет более полно понять некоторые особенности формирования краевого прогиба. Изучение характера пространственно-временных переходов среднекаменноугольных мелководно-морских отложений к артинским флишевым мелководным на Приполярном и Северном Урале показало наличие четырех типов разрезов переходных отложений: восточно-шугерский, ильчский, подчеремский и западно-шугерский. Они отличаются составом, мощностью, условиями и временем образования. Выде-

ленные здесь типы разрезов переходных отложений, вероятнее всего, представляют латеральный профиль широтного направления до начала и на начальной стадии формирования краевого прогиба на севере Урала. Самая большая мощность (1500—2000 м) флишевой формации наблюдается там, где она залегает на наиболее восточных разрезах переходных отложений касимовско-сакмарского возраста (восточно-шугерского типа), представленных маломощными глинисто-известняковыми породами (сезымской, лосиноостровской и шеркыртинской свитами). В строение флишевой формации выделено пять породных комплексов, среди которых резко преобладает микститово-аргиллитово-песчанниковый комплекс (песчаники граувакковые), интерпретируемый как парагенетическая ассоциация проксимальных турбидитов, отложений обломочных потоков, оползней и межрусловых отложений (Салдин, 2004). Наименьшая мощность (около 100 м) флишевой формации отмечается в самых западных выходах, где ее подстилают кремнисто-глинистые, часто спиколовые известняки сакмарско-артинского возраста (западно-шугерского типа). Также небольшая мощность флишевой формации наблюдается в разрезах центральной зоны, имеющих двучленное строение (ильчского и подчеремского типов). Характерно сходство этих разрезов в нижней верхнекаменноугольно-сакмарской части, сложенной рифогенными известняками, тогда как в верхней части они различаются по составу и мощности. Верхняя часть, имеющая раннеартинский возраст, представлена маломощными (20—40 м) глинисто-известняковыми отложениями в разрезах ильчского типа и глинисто-кремнистыми спиколовыми известняками мощностью 150—200 м в разрезах подчеремского типа. Спиколовые известняки этих разрезов имеют типичные признаки турбидитов и оползней. Они сменяются граувакками флишевой формации выше по разрезу и фациально по латерали. Разрезы подчеремского типа приурочены к западному борту зародившегося краевого прогиба, который морфологически собственно прогибом был только на начальной стадии своего развития. Глубоководный прогиб существовал в раннеартинское и частично в позднеартинское время. Таким образом, флишевая формация Предуральского прогиба сравнима по мощности с отложениями флиша Лем-



винской зоны, но формировалась на порядок быстрее. Такое различие было обусловлено прежде всего наличием разновозрастного и разнородного по литологическому составу ложа прогиба и тектоническим режимом.

Проведен сравнительно-формационный анализ палеозойских пассивных континентальных окраин западно-уральского типа. Наибольшее сходство западно-уральская окраина имеет с западной пассивной окраиной Северо-Американского континента. Здесь также выделяются карбонатная (шельфовая) и батиальная (сланцевая) зоны. В карбонатной зоне за период от позднего докембрия до раннего карбона, как и на северо-востоке Восточно-Европейского континента, выделяются три цикла осадконакопления, для которых харак-

терно закономерное чередование терригенных олигомиктовых (фалаховых) формаций, карбонатных формаций открытого шельфа (платамовых) и закрытого шельфа (калейдовых). В сланцевой (батиальной) зоне Кордильер наблюдается совершенно иной формационный ряд, имеющий много общего с формационным рядом сланцевой (батиальной) зоны Урала. Ранней стадии развития этой зоны соответствует алевроитопесчано-глинистая (палиноровая) формация, зрелой стадии — кремнисто-глинистая (толеровая) и заключительной — флишевая формация. На обеих из них на шельфе максимум рифообразования падает на силур и ранний девон, а наиболее мощные рудообразования бариитов в сланцевой зоне проявились в девонских отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Елисеев А. И. Сравнительный формационный анализ ограниченных платформ в палеозое. Сыктывкар, 1982. 56 с. (Научные доклады / АН СССР. Коми филиал. Вып. 78).
3. Романовский С. И. Литогеодинамические основы классификации осадочных бассейнов // Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 9—118.
4. Салдин В. А. Позднепалеозойская флишевая формация средней Печоры // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 55—58.
5. Щеглов А. Д. Предисловие // Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 5—8.



ГЕОХИМИЯ УГЛЯ

Д. г.-м. н.

Я. Э. Юдович

yudovich@geo.komisc.ru

Геохимией угля (“угольной геохимией”) мы с Мариной Петровной Кетрис занимаемся уже, страшно сказать, 45 лет (хотя первые 5 лет, 1960—1965 гг., я, теперь уже непонятным мне самому образом, как-то обходился без неё...).

Нет, я боролся — я честно пытался “завязать”. После первых 25 лет занятий, я решил эффектно хлопнуть дверью и навсегда уйти из этой проклятой темы. Для этого я, по совету Н. П. Юшкина, написал научно-популярную книжку [4], пренаивно полагая, что подвел Окончательный Итог нашей деятельности в этой области. Написал, переключился на черные сланцы [15, 16, 20], потом на литохимию [13] и подумал — ну всё, слава Труду, с этими чертовыми углями наконец-то покончено.

Но не тут-то было! В конце 1960-х гг. на Западе (увы, не у нас — в стране, где в трудах А. Е. Ферсмана и В. А. Зильберминца как раз и зародилась угольная геохимия) мощно заявила о себе Экологическая Геохимия угля. Ценные редкие элементы в углях (такие, как Ge, Be, Sc, U) уже никого не волновали, а вот элементы *токсичные*, такие, как Hg,

As, Se, F, V, Mn (да и те же Be и U!), внезапно оказались в центре внимания многочисленных исследовательских коллективов. Достаточно сказать, что в США проблемами эмиссии ртути при углесжигании на ТЭС занимается сам Конгресс, а статьи о ртути публикуются даже в “New York Times”, т.е. эта тема весьма волнует широкие слои населения. Между тем отечественная угольная геохимия, когда-то самая передовая, оказалась в хвосте мирового процесса, совершенно неготовая к серьезному изучению экологических проблем.

Вот так неожиданно получилось, что, вопреки нашему желанию “завязать” с углями, с конца прошлого столетия (1999 г.) мы снова вернулись в угольную геохимию, поставив перед собой задачи тем более амбициозные, чем более они казались нереальными: (а) нагнать ушедший далеко вперед поезд мировой угольной геохимии, т.е. перелопатить огромный массив новой литературы, опубликованной после 1985 г. — года публикации нашей последней книги; (б) осмыслить всю эту информацию и сделать содержательные

выводы; (в) выполнить новые расчеты мировых угольных кларков — средних содержаний элементов-примесей в углях. Первый раз эта огромная работа была проделана Мариной Петровной в 1985 г. Стало очевидно, что по прошествии 15 лет, в Третьем Миллениуме, когда в литературу хлынули тысячи новых определений элементов-примесей в углях, угольные кларки нуждаются в пересмотре.

И лишь после выполнения этой необходимой работы, можно было идти вперед и заниматься разработкой проблем экологической геохимии углей. Итак,

Что было в прошлом веке?

А было построение законченного теоретического здания угольной геохимии в форме четырех монографий [2—4, 16].

Виртуальные фракции неорганического вещества (НОВ) углей

Важным моментом этой теории, ее “основной догмой” была концепция виртуальных (генетических) фракций неорганического вещества углей (НОВ) — “генетических классов золь”.