



**ОСАДОЧНАЯ  
ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ  
В ПРОСТРАНСТВЕ  
И ВРЕМЕНИ**

**СЕДИМЕНТО-  
И ЛИТОГЕНЕЗ**



**INTERNATIONAL  
GEOLOGICAL  
CONGRESS**

**XXVIII SESSION**

**REPORTS  
OF SOVIET GEOLOGISTS**

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
КОНГРЕСС**

**XXVIII СЕССИЯ**

**ДОКЛАДЫ  
СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ**



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR  
NATIONAL COMMITTEE OF GEOLOGISTS OF THE SOVIET UNION  
GEOLOGICAL INSTITUTE USSR AC. SCI.

SEDIMENTARY  
COVER OF THE EARTH  
IN SPACE  
AND TIME

SEDIMENTO- AND LITHOGENESIS

Editor-in-chief  
Corresponding Member of the USSR Ac. Sci.  
P.P. TIMOFEEV

Editorial board:  
V.D. NALIVKIN, V.T. FROLOV

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АН СССР

# ОСАДОЧНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
П.П. ТИМОФЕЕВ

Редакционная коллегия:  
В.Д. НАЛИВКИН, В.Т. ФРОЛОВ

МОСКВА "НАУКА" 1989

**Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: Седименто- и литогенез: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. геог. конгр. (Вашингтон, июль 1989). — М.: Наука, 1989. — 248 с. — ISBN 5-02-004674-4.**

В сборнике рассматриваются проблемы современной литологии. Ряд статей посвящен общим вопросам генезиса, т.е. возникновению и закономерностям накопления осадков, связи осадкообразования с сингенетичным геотектоническим режимом, особенностям климата, гидрогеохимии и гидродинамики среды осадконакопления в различных ландшафтно-палеогеографических обстановках. Рассмотрены задачи в области литогенеза: изучение строения породного бассейна и состава осадочных отложений его слагающих, определение влияния фациальных обстановок и исходного вещества на процессы литогенеза.

Для геологов.

**Рецензенты:**

*Ю.К. Бурлин, Н.В. Ренгартен*

**Редактор А.Л. Ерохина**

The collection focuses on the recent lithological problems. Several contributions are devoted to general problems of genesis, i.e. the origin and regularities of sedimentation, its relation to geotectonic syngenetic regime, specific features of climate, environmental hydrogeochemistry and hydrodynamics of deposition in various landscape—palaeogeographic conditions. Problems of lithogenesis have been examined such as the structure of rock basins and composition of sediments making them up; the influence of facies environments and source matter on processes of lithogenesis.

The collection is addressed to geologists.

**Reviewers:**

*Yu.R. Burlin, N.V. Rengarten*

**Editor A.L. Yerokhina**

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Современная генетическая литология — один из фундаментальных разделов геологической науки, занимающийся изучением строения, состава и происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований и связанных с ними формированием и размещением полезных ископаемых в земной коре. Литология (или, как ее часто именуют за рубежом, седиментология) включает познание всех сторон осадочного процесса как в океанах и морях, так и на континентальных блоках Земли. Наиболее характерной ее чертой в настоящее время является комплексный подход к изучению природных процессов накопления осадков (седиментогенез) и их последующего преобразования в породы (литогенез). Эти проблемы и составляют существо теоретической литологии.

Данный сборник подготовлен к 28 сессии Международного геологического конгресса, который состоится в Вашингтоне (США) в 1989 г. Он содержит некоторые наиболее характерные результаты современных исследований советских литологов.

В первом разделе — "Общая и теоретическая литология" — рассматриваются проблемы, раскрывающие различные стороны процессов формирования основных типов осадков и пород, а также некоторых типов полезных ископаемых. Ряд статей посвящен общим вопросам эволюции осадочного процесса, закономерностям строения осадочных толщ, формированию климата и его роли в образовании осадков и их преобразовании в породы.

Многие статьи раскрывают самые разнообразные проблемы — особенности кремне-, карбонато- и фосфоритонакопления в различных структурах земной коры, роль органического вещества и гидротермальной деятельности как источников рудообразования. Рассмотрены процессы минералообразования (гипергенез, катагенез), обстановки формирования отдельных типов полезных ископаемых, связанных как с современными, так и с древними обстановками осадкообразования.

Второй раздел посвящен региональной литологии. Во многих статьях рассматриваются проблемы первого раздела данного сборника, но уже более детально и применительно к отдельным регионам. Особый интерес вызывают статьи, посвященные флишу как одной из особенностей древних бассейнов осадконакопления и современных морей и океанов.

В целом для сборника характерен генетический подход, хотя и не всегда достаточный для изучения вопросов минерального состава пород и формирования полезных ископаемых.

УДК 551. 351 (261)

*П.П. Тимофеев, В.В. Еремеев*

## ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Восстановление эволюции седименто- и литогенеза в океанах невозможно без всестороннего изучения строения и состава осадочного чехла Мирового океана, а также без знания истории зарождения и становления современных океанических бассейнов.

В настоящее время накопился обширный фактический материал по осадкам поверхности дна океана и по многочисленным скважинам глубоководного бурения. Давно уже встал вопрос о детальном изучении этого материала с генетических позиций и дальнейшей его систематизации с целью выявления эволюции осадконакопления в океанах и истории геологического развития океанических блоков земной коры. Решить его без применения детального комплексного литолого-фациального анализа, базирующегося на широкой генетической основе, невозможно, поскольку лишь восстановление природы каждого слоя в отдельности и анализу закономерной смены слоев в разрезе и на площади позволяет осветить историю формирования толщ и выявить коррелятивы для сопоставления с другими одновозрастными толщами.

Авторами проводились исследования материалов скважин глубоководного бурения НИС "Гломар Челленджер" в пределах Атлантического океана методами литолого-фициального анализа, сочетавшимися с детальным минералого-петрографическим изучением каменного материала. Изучение первичных генетических признаков пород, составляющих полностью разрезы скважин, позволило выявить генетические типы, фации и макрофации отложений, слагающих осадочный чехол Атлантического океана.

Нами установлены отложения озерно-морских водоемов с макрофациями слабосоленатоводных, соленатоводных и осолоненных осадков; подвижного прибрежно-морского мелководья с макрофациями осадков подводной дельты, заливов и лагун, прибрежно-морского мелководья; удаленного от берега мелководья с макрофациями осадков относительно удаленного и удаленного мелководья; мелководного моря с макрофациями осадков относительно мелководья и морского

мелководья; глубоководного моря с макрофациями осадков относительного морского глубоководья и морского глубоководья; относительного океанического глубоководья с макрофациями карбонатно-кремнистых и карбонатно-глинистых осадков; океанического глубоководья с макрофациями органогенно-карбонатных и глинистых осадков. Выделенные макрофации отвечают этапам седиментации, существовавшим длительное время на территории Атлантики.

Анализ распределения фаций и макрофаций в разрезе и на площади позволил выявить основные стадии развития Атлантического океана в мезозое—кайнозое и построить для них палеогеографические карты. Низы осадочного чехла Атлантики — меловой и особенно юрский интервалы разреза — вскрыты относительно небольшим числом скважин. Вместе с тем начальные этапы развития океанов представляют наибольший интерес и тесно связаны с эволюцией прилегающих континентов. Юрский период представлял собой особый этап в истории Земли, когда продолжался начавшийся в триасе раскол Пангеи. В раннеюрское время началось дробление Гондваны и заложение впадины Атлантического океана. На основании плитно-тектонической модели расположения материков можно предположить, что в начальную стадию заложения впадины Атлантического океана по мере раздвижения континентов и неравномерного опускания и разрыва континентальной коры в зоне зарождающегося океана и активизации трансгрессивно-регрессивной деятельности Тетиса в наиболее пониженных участках континентальной коры в пределах раскалывающейся Гондваны, севернее экватора и между Американским и Евро-Американским материками образовывалась серия меридионально вытянутых мелких и относительно крупных часто соединяющихся остаточных осолоняющихся водоемов озерного типа. Из анализа распределения фаций следует, что в это время были развиты пелитоморфные алевроито-глинистые и глинистые известняки с прослоями гипсов и солей. Водоемы располагались как в зоне зарождающегося Атлантического океана, так и на окружающих его континентах. В конце юрского времени они разрастались и захватывали все большую часть океанической коры.

В начале мела в зоне развивающейся Атлантики, прилегающей к Африканскому континенту в полосе от Сенегала до Марокко, существовали заливно-лагунные условия, переходящие в мелководно-морские с накапливающимися глинисто-карбонатными и глинистыми осадками. Севернее сохранялись условия подводной дельты, переходящие в условия заливов и лагун. В пределах Капской складчатой зоны в это время существовал расчлененный рельеф и формировались грубообломочные делювиально-пролювиальные отложения, которые выносились в лагуны и заливы, вдающиеся в побережье. В пределах Аквитанского бассейна в раннем мелу в Адурском прогибе и бассейне Парантис, так же как и в прилегающей зоне Бискайского бассейна существовали мелководно-морские и заливно-лагунные условия седиментации. В зонах развивающейся Атлантики, прилегающих к Северо- и Южно-Американской платформам, также в условиях лагун и мелководных морей накапливались глинисто-органогенные и органогенные осадки и с континента поступало значительное количество терригенного материала.

Распространение на территории развивающегося Атлантического океана мелководно-морских и заливно-лагунных условий осадконакопления обусловлено тем, что в начале раннемеловой эпохи продолжался распад Гондваны, раскол, опускание, раздвижение континентов и усилилась трансгрессивная деятельность Тетиса в зону зарождающегося океана. При этом происходило развитие погружений вдоль Атлантической периферии Северо- и Южно-Американской платформ. В западной части Северо-Американского континента начал развиваться Приатлантический приокеанический прогиб, а в зоне современной Атлантики, прилегающей к Приатлантическому прогибу, накапливались глинисто-биогенные и биогенные осадки.

Южно-Американская платформа характеризовалась продолжением начавшихся в титоне погружений Атлантического побережья; в начале мелового периода здесь располагались лагунообразные водоемы, в которые продолжало поступать значительное количество терригенного материала. В это время завершилось обособление Африкано-Аравийской континентальной платформы, в пределах которой происходило расширение областей осадконакопления. В восточной оконечности Африканской платформы в раннем мелу существовали заливно-лагунные условия с накапливавшимися там глинистыми отложениями, на территории Восточной Аравии располагалось мелководное море. В целом в начале раннего мела произошло расширение ранее существовавших разрозненных бассейнов и их слияние в единое целое.

В конце раннемеловой эпохи, а апт-альбское время, в пределах зарождающейся Атлантики формировались осадки мелководных морей, заливов, лагун и дельт. Господствовавшее до того в пределах Африканского континента преимущественно континентальное осадконакопление в это время во многих районах сменилось морским, что было связано с усилением трансгрессии Тетиса. При этом в Габоне, Анголе, Нижнем Конго и на побережье Танзании в апте осадконакопление осуществлялось в прибрежно-морских условиях. В альбе прибрежно-морские и заливно-лагунные условия сохранились в северной части впадины Конго, Нигерии, зонах бассейнов Гвинейского и Сенегальского заливов.

Скважиной N 370 вскрыты осадки дельты реки, бравшей свое начало в Атласе. В пределах Южной Атлантики в зоне Капской впадины вскрыт интервал разреза апт-альбского возраста, также сложенный осадками дельты, переходящими в направлении континента в аллювий реки, вытекающей из Капской складчатой области. В зоне скважины Ангольской котловины вскрыты апт-альбские осадки, представленные отложениями дельты, сменяющимися в апикальных частях заливно-лагунными отложениями. В южной части Бискайского залива вскрыты отложения дельты крупной реки, берущей свое начало на Иберийском п-ове. В северной части Бискайского залива в это время также располагалась дельта, в краевых частях которой осадки накапливались в условиях заливов и лагун.

В апт-альбское время происходило еще более интенсивное раздвижение и соответственно поднятие Африканского и Американского континентов, усилилась трансгрессия Тетиса с севера в зону зарож-

дающегося океана. При этом происходило расширение ранее существовавших водоемов в зонах опусканий и образование вначале замкнутых, а впоследствии сообщающихся мелководных морей с сетью заливов и лагун. Поднятия на раздвигающихся континентах вызывали усиление выноса реками терригенного материала в мелководные морские бассейны и формирование обширных подводных дельт, а также повышение содержания терригенных компонентов в осадках зарождающегося океана. Так, южная часть Аппалачей на рубеже раннего и позднего мела испытывала поднятие, при этом в зону зарождающегося океана с Аппалачей рекой, переходящей в обширную дельту, поставлялся обломочный материал, западнее и юго-западнее в условиях мелководного моря накапливались глинисто-биогенные осадки. Интенсивное погружение Атлантического побережья Южной Америки продолжалось с накоплением осадков в условиях заливов и лагун, переходящих в широтном направлении в мелководно-морские. Интенсивно прогибалась также северная часть Андийской геосинклинали, в то время как южная испытывала поднятие, и происходил вынос обломочного материала рекой в прилегающую зону Атлантики и формирование обширной дельты.

В целом усиление вертикальных движений земной коры вызывало усиление трансгрессии Тетиса с севера в зону зарождающихся впадин и увеличение зоны мелководных морей. Поднятия на раздвигающихся континентах вызывали оживление деятельности рек и усиление выноса терригенного материала, в том числе и содержащего органику, с континентов. При этом реки проникали в мелководные морские водоемы, формировались обширные подводные дельты, в периферических частях которых и оседало органическое вещество, приносимое с континента. В условиях своеобразных седиментационных ловушек оно давало значительные скопления, формировавшие в последующем "черные сланцы". В пределах развивающегося Атлантического океана органическое вещество "черных сланцев" накапливалось вдоль западной оконечности Африканского континента, а также в зонах, окаймляющих Северо-Американский и Южно-Американский континенты.

В позднем мелу трансгрессия усилилась; в северо-западной и частично южной областях Атлантического океана установились глубоководно-морские условия осадконакопления. При этом в краевых частях Африканской платформы, которая к этому времени приобрела контуры, близкие к современным, установились мелководно-морские условия осадконакопления. В пределах западного побережья Африки от Марокко до Сенегала располагался мелководно-морской бассейн с сетью заливов и лагун, в пределах которого накапливались глинисто-карбонатные осадки. Западнее, в пределы прилегающей к континенту части Атлантики, мелководно-морской бассейн простирался до зоны Сьерра-Леоне и островов Зеленого мыса и севернее. В пределах Южной Атлантики также располагался мелководно-морской бассейн с накапливавшимися там карбонатно-глинистыми отложениями. В северной части Атлантики существовали глубоководно-морские условия.

Продолжалось опускание краевой зоны Северо-Американского кон-

тинента, где сохранялись мелководно-морские условия осадконакопления. В это же время в прилегающей зоне Атлантики располагался глубоководный морской бассейн с накапливавшимися там преимущественно глинистыми отложениями, а в зоне, тяготеющей к Северо-Американскому континенту, с песчано-алевритовой примесью. Привнос терригенного материала с Северо-Американского континента в начале позднемелового этапа подавлял органогенно-карбонатную садку. Северо-восточное и юго-западное обрамления Южно-Американской платформы также продолжали погружаться.

В сеномане мелководное море достигло побережья Патагонии, восточнее это мелководное море переходило в глубоководное с накапливавшимися там глинистыми отложениями. Местами с возвышенных частей Южно-Американского континента реками, впадавшими в мелководное море и образующими подводные дельты, привносился обломочный материал. Таким образом, в начале позднемелового этапа (сеноман, турон, коньяк) континенты были в значительной мере сближены и вдоль континентов были развиты прибрежно-морские мелководные отложения, а в центральной части располагался мелководно-морской водоем, переходящий к северу в глубоководно-морской. В конце позднего мела (сантон, кампан) в пределах Атлантического океана в различных частях возникли условия океанического глубоководья.

В южной части Атлантики (Капская, Ангольская котловины) глубоководные океанические условия возникли несколько ранее, в то время как в районе островов Зеленого Мыса, Бискайского залива это произошло в самом конце позднего мела. На остальной территории в пределах северо-восточной части Атлантики сохранялись условия подвижного прибрежно-морского мелководья — подводной дельты прибрежно-морского подвижного мелководья, переходящие в условия удаленного от берега мелководья. В условиях океанического глубоководья накапливались органогенно-карбонатно-кремнистые и органогенно-карбонатно-глинистые отложения.

В кайнозое в целом в пределах Атлантики существовали условия океанического глубоководья и вся кайнозойская история была тесным образом связана с развитием прилегающих континентов, особенно с развитием Африки.

В палеоцене—раннем эоцене в пределах северо-западной части Атлантики существовали глубоководные океанические условия накопления карбонатных и глинистых осадков. На севере современного Атлантического океана в раннеэоценовое время осадконакопление происходило в условиях от прибрежно-морских мелководных до континентально-прибрежных и континентальных с почвообразовательными процессами (Форерский порог) и условиях типичной подводной дельты.

Вдоль восточной оконечности Европы и Африки зоны океанического глубоководья чередуются с зонами относительного глубоководья. В Южной Атлантике в условиях океанического глубоководья накапливались карбонатные и глинистые отложения. В пределах Африканского континента в палеоцене—раннем эоцене море занимало такую же территорию, как и в позднемеловое время. В некоторых районах море

трансгрессировало после временной регрессии на рубеже мела и палеогена. В зоне, охватывающей Ливию, Египет и Аравийский п-ов, в палеоцене — раннем эоцене располагался морской водоем, в пределах которого накапливались карбонатные отложения.

В среднем эоцене в пределах зоны океанического бассейна вдоль оконечности Европы и Африки сохранились условия относительного глубоководья. При этом в северной части Атлантики сохранились лагунно-морские и мелководно-морские условия. В южной части Атлантики средний эоцен явился временем наиболее интенсивной биогенной седиментации кремнезема в пределах всего океанического бассейна. В позднем эоцене—олигоцене в пределах Атлантического океана существовали условия глубоководной океанической седиментации, накапливались органогенно-карбонатные и глинистые осадки, лишь в северной части сохранились менее глубоководные условия. При этом в окраинных частях бассейна биогенная седиментация вновь несколько подавлялась притоком терригенного материала с континента за счет размыва поднятий на окружающих континентах.

В то же время конец эоцена—начало олигоцена характеризовались усилением тектонических движений и вулканической деятельности. В целом продолжительность этого этапа в пределах Африки бóльшая, чем в Европе. Начальная фаза, в общем, соответствует пиренейской орогенической эпохе Альпийского пояса Евразии. К этой начальной фазе, растянувшейся на значительную часть олигоцена и на начало миоцена (аквитанский век), приурочены проявления вулканической деятельности. Начальная фаза неотектонических поднятий сменилась относительным ослаблением тектонических деформаций, сопровождавшихся трансгрессией моря, затронувшей все берега Африканского континента.

В зоне Атлантического побережья Африки палеоцен-эоценовые отложения с небольшими перерывами распространены вдоль всего побережья и имеют карбонатно-терригенный и терригенный состав. В позднем эоцене в Нигерии на месте отступившего моря возникла заболоченная прибрежная равнина, ставшая местом накопления лигнитов.

В олигоцене вдоль оконечности Европейского и Африканского континентов сохранялись условия относительно глубоководной седиментации. В Центральной Атлантике установились условия океанического глубоководья с карбонатонакоплением. В пределах Южно-Американского континента (Приатлантическая равнина) олигоцен представлял собой эпоху регрессии, и интенсивность восходящих движений в области Аппалачей возросла, что привело к возникновению горного рельефа. Сводное поднятие повлекло врезание речной долины, что привело к накоплению в северной части Атлантики преимущественно алевроито-глинистых и органогенно-кремнистых осадков с примесью алевроито-глинистого материала.

Миоценовый этап характеризовался преимущественно биогенной седиментацией; в отдельных местах накопление осадков происходило на глубинах ниже критических. В первой половине миоцена на периферии Африканского континента происходило врезание и разработка долин средних течений главных рек. Средний миоцен в пределах по-

бережья Атлантики характеризовался продолжением трансгрессии, в Габоне существовал морской водоем. Со среднего миоцена началась новая фаза тектонической активности, достигшая максимума в позднем миоцене, в это время образовались грабены Красного моря, Суэцкого и Аденского заливов. Тектоническая активность Африканской платформы во второй половине миоцена совпала с началом основного горообразования в Альпийском поясе Северо-Западной Африки и Европы. В конце миоцена—начале плиоцена произошло некоторое ослабление тектонической активности в пределах Африканского континента.

В плиоцене в условиях океанического глубоководья формировались осадки со значительной примесью алеврито-глинистого материала, что связано с новой фазой тектонической активности. Происходило воздымание Африканской платформы, сопряженное с опусканием впадин Атлантического и Индийского океанов, переход от поднятий к погружениям происходил вдоль прибрежной зоны флексур и разломов. В пределах Южноамериканского континента проявлялась заключительная фаза поднятий Аппалачей, что создало современный хребет. Поднятию Аппалачей соответствовало опускание Приатлантической равнины. Усилился вынос терригенного материала в океан и формировались осадки с примесью алеврито-глинистого материала. В течение позднего плиоцена общее поднятие Африки по отношению к смежным океанам и морям продолжалось, что привело к интенсивному врезу рек, впадавших в океаны, и к перехвату ими притоков внутриматериковых водоемов. Образование крупных пресных водоемов в позднем плиоцене в экваториальной Африке свидетельствуют о повышенной влажности. Наступление иллювиального режима в Африке совпало с началом покровного оледенения в Европе. Общее снижение тектонической и вулканической активности в пределах Африканского континента было прервано во время, соответствующее рисс-вюрмскому межледниковью Европы.

В плейстоцене повсеместно установились условия глубоководной органогенно-карбонатной седиментации, на отдельных участках — ниже уровня растворимости карбонатов. Вдоль оконечностей Европы и Африки в северо-западной и юго-западной частях Атлантического океана накапливались осадки со значительной примесью алеврито-глинистого материала. В пределах Северной Атлантики формировались преимущественно органогенно-карбонатные осадки, а в пределах Южной Атлантики — органогенно-карбонатно-кремнистые и органогенно-карбонатные с примесью алеврито-глинистого материала.

В пределах Африканского континента в конце плейстоцена происходило затопление океаном устьевых частей речных долин, образование эстуариев и лагун, что было связано с послеледниковым повышением уровня океана. Общее поднятие Африки по отношению к Атлантическому океану продолжалось, что привело к интенсивному врезу рек, впадавших в океан.

Седиментогенез и формирование минерального состава осадочного чехла Атлантического океана на протяжении всей мезозойской и кайнозойской истории определялись денудацией поднятий в пределах окружающих континентов, сносом обломочного материала с этих подня-

тий, существовавших все мезозойско-кайнозойское время. Роль обломочных компонентов в ходе седиментогенеза проявилась в преобладании в ряде случаев терригенного материала над органогенно-карбонатным, преимущественно аллотигенном характере глинистой составляющей, поступавшей с континентов, гумусовым и сапропелевым составом органики, поступавшей с континента и являвшейся исходным материалом для "черных сланцев", устойчивым зрелым набором минералов тяжелой фракции. Трансгрессии Тетиса в пределы Атлантики происходили одновременно с трансгрессиями в пределы Африканского континента. Влияние процессов вулканизма затухевывалось за счет сильного привноса терригенного материала с континента. Срединно-Атлантический хребет не играл значительной роли как источник сноса. Основное отличие процессов седиментогенеза в пределах Атлантики от седиментогенеза в Тихом океане — это тесная связь с эволюцией окружающих континентов, питание терригенным материалом зарождающегося океана и ничтожное влияние процессов вулканизма.

### Abstract

Throughout its Meso-Cenozoic history, sedimentation and mineral composition of the sedimentary cover of the Atlantic Ocean were controlled by the denudation of the rises on the surrounding continents, clastic output from these rises that existed throughout Meso-Cenozoic time. The role of the clastics in sedimentation can be seen in the predominance of terrigenous material over organic carbonates, mostly allogenic clay components supplied from the continents, the humic and sapropelic organics derived from the continent and responsible for the "black shales", and the unvarying mature set of heavy-fraction minerals. Tethyan transgression into the Atlantic went parallel with a transgression into the African continent. The effect of volcanism was much reduced due to the high terrigenous input from the continent. The Mid-Atlantic ridge wasn't a minor source area. The basic difference of the Atlantic sedimentation from the Pacific one is its close links with the evolution of surrounding continents, terrigenous input into the emerging ocean and the infinitesimal role of volcanic processes.

*Ю. П. Казанский*

## **ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Вопросы реконструкции эволюции седиментационных процессов в геологической истории Земли давно обсуждаются в литературе. В последнее время стала очевидной возможность наметить в самом общем виде тенденции развития основных процессов седиментации, регулирующих состав и структурно-текстурные особенности природных осадков.

Формирование природного осадка является функцией взаимодействия среды седиментации и источников осадочного материала. Следовательно, история развития седиментационных процессов может рассматриваться как процесс развивающихся во времени систем седиментационных сред на суше и в водной обстановке под воздействием изменяющихся источников материала, в своих комбинациях влияющих на состав природных осадков.

Основными средами седиментации являются атмосфера, гидросфера и биосфера. Существует несколько вариантов развития атмосферы в геологической истории Земли. Схема, составленная по материалам комплексного изучения вещества осадочных пород, изотопного состава отдельных элементов, результатов исследований газожидких включений и т.д., позволяет выделить несколько этапов развития воздушной оболочки Земли. Этот вариант подчеркивает общую тенденцию трансформации первичной, бескислородной атмосферы, обогащенной кислыми газами, аммиаком и углекислым газом, в углекисло-кислородно-азотную, современного типа.

В последние годы появились материалы, позволяющие оценить развитие таких показателей состояния нижних горизонтов атмосферы, как среднегодовая температура и давление. Несмотря на разные цифры, полученные различными авторами, выявляются общие признаки: повышенные температура и давление в докембрии и близкие к современным параметрам в фанерозое.

Средой седиментации являются два типа гидросферы: наземная и морская. Для наземного типа следует допустить преобладание слабоминерализованных, пресных растворов, по содержанию анионов и катионов близких к пресным водам современной эпохи. В более ранние эпохи (архей, ранний протерозой) они могли быть насыщены газами древней атмосферы (углекислый газ, аммиак и др.), а также карбонат- и бикарбонат-ионами. Принципиальное значение для понимания особенностей континентальной седиментации в ранние геологические эпохи могут иметь высокие показатели температуры и давления. Элементом наземной гидросферы периодически является ее твердая фаза — лед.

Морской раствор как среда седиментации, видимо, существовал

на всем протяжении геологической истории Земли и содержал постоянно все компоненты, присутствующие в нем в настоящее время. Дискуссию вызывает вопрос о постоянстве состава и концентрации этих компонентов в морской воде. Имеющиеся в настоящее время данные по составу хемогенных пород (карбонатные, сульфатные, хлоридные и др.), геохимии, газовой-жидким включениям и термодинамические расчеты позволяют считать более вероятной гипотезу о непостоянстве солевого и газового состава Мирового океана. Эта гипотеза предполагает существование нескольких этапов в развитии солевого состава морских вод. Общая направленность развития могла идти путем сокращения кальция, магния, карбонат- и бикарбонат-ионов при росте натрия, хлор- и сульфат-ионов. В то же время этот процесс, как показывает пример мелового периода, мог быть прерывистым.

Основными источниками осадочного материала являлись магматические, метаморфические и осадочные породы литосферы, продукты их выветривания, а также материалы вулканического, гидротермального и космического происхождения. В настоящее время основную массу осадочных продуктов поставляют главным образом осадочные породы и продукты их выветривания, в меньшей степени вулканизм. Однако на ранних этапах геологической истории значение вулканизма и гидротермальной деятельности было выше.

Развитие биосферы происходило в тесной связи со становлением атмосферы и гидросферы, что выразилось в активном воздействии организмов на параметры этих сфер. Выделяется несколько крупных рубежей изменения свойств атмосферы и гидросферы, вызванных развитием биосферы. В докембрии это появление организмов, разлагающих углекислый газ с выделением кислорода, понижение температуры в конце докембрия, приведшее к широкому развитию многоклеточных организмов; в фанерозое — заселение растениями и животными суши.

При оценке характера развития процессов седиментации принципиальное методическое значение имеет выделение провинций континентального и морского осадконакопления, физико-химические системы которых существенно различаются. На суше велика роль атмосферы, процессов выветривания, растительности и т.д. Морское осадконакопление происходит в одной среде — водной — и в ней решающая роль отводится составу среды, а также организмам, образующим скелетные элементы. Таким образом, физико-химические и биохимические системы в этих провинциях будут развиваться по-разному.

В условиях континентальной провинции наиболее полно проявляется система атмосфера—поверхность литосферы с участием поверхностных вод. Эта система определяет характер выветривания, перенос продуктов разрушения и вулканического материала.

В раннем докембрии, в условиях усиленного обмена влагой в системе атмосфера—гидросфера—верхние слои литосферы развивались две области формирования осадочных продуктов: выветривания и олово-пролювиальной седиментации. Выветривание в раннем докембрии происходило, вероятно, в восстановительных щелочных условиях. При преобладании среди материнских пород основных эффузивных типов это могло способствовать накоплению в корах выветривания смектит-

гидрослюдистых продуктов, а в областях осадконакопления аллохтонного грауваккового материала с участием автохтонных компонентов гидрослюдистого, смектитового, хлоритового и карбонатного типов.

Изменения физико-химических условий выветривания в позднем докембрии в результате появления кислорода, сокращения количества аммиака и "кислых" газов в атмосфере, а также широкого участия в областях питания кислых изверженных и осадочных пород привели к смене щелочных восстановительных обстановок на кислые окислительные. Новообразованные продукты выветривания этого времени имеют преимущественно железисто-каолиновый состав, а среди реликтовых минералов преобладает кварц. Последний в обломочной форме является также порообразующим минералом в широко распространенных, достаточно мощных толщах кварцевых песчаников и кварцитов позднего докембрия.

Своеобразие континентального седиментационного процесса в раннем докембрии определялось повышенными температурой и давлением в приповерхностных условиях, а также составом атмосферы и отсутствием растительности на суше. Прежде всего в этой обстановке, во-первых, существовал более тесный обмен влагой между атмосферой и гидросферой, а во-вторых, большая плотность атмосферы могла способствовать концентрации основной массы золотого материала в ее нижних слоях. Таким образом, в этот период допускается тесное переплетение компонентов терригенной системы золотого и делювиально-пролювиального типов в виде своеобразных селеподобных смешанных потоков, фиксирующихся в сохранившихся разрезах в виде тиллоидных и туффоидных образований. С этих позиций необходима ревизия состава и строения отложений архея и раннего протерозоя, которые в настоящее время рассматриваются как ледниковые образования, при этом особое внимание заслуживают не только аллохтонные компоненты, но и вещество автохтонного типа.

В позднем докембрии, в условиях понижающихся температуры и давления достаточно четко обособляются пролювиально-аллювиальные осадки с характерным циклично-многослойным строением, указывающим на несомненное существование речных систем с достаточно постоянным расположением долин. С этим временем связано появление красноцветных образований и каличе. Красный пигмент является продуктом разрушения железоокисных продуктов протопочв и кор выветривания. Отсутствие в речном стоке гумусового вещества и растительности в долинах способствовало сохранению окисных форм железа в областях не только засушливого, но и влажного климатов. Своеобразие информативности красноцветного материала сохранялось в течение раннего палеозоя. Установленные в аллювиальных отложениях карбонатные, часто доломитовые продукты типа каличе свидетельствуют о сезонности, существовавшей в рассматриваемый период.

Бассейны конечного стока на суше характеризовались преимущественно формированием автохтонного карбонатного материала. Линзы зернистых и строматолитовых доломитовых пород в разрезах паракварцитов, установленные в Восточной Сибири, являются доказательством этого.

Особенностью континентальной седиментации в конце позднего докембрия является развитие оледенений. Доказательством их существования может служить не только своеобразный набор структурных и текстурных признаков, но и четко выявляющиеся ледовые клинья. Ледниково-озерные осадки этого времени представлены как слоистыми глинисто-песчаными продуктами, так и карбонатными, преимущественно доломитовыми образованиями. Распространение доломитовых осадков среди тиллитов позволяет рассматривать карбонатный материал такого состава как своеобразный гомолог сульфатно-соляных продуктов в озерах современных полярно-пустынных зон (Антарктика, Гренландия).

Обстановки седиментации в раннем палеозое характеризовались редкой дифференциацией по дефициту влаги, что связано с дальнейшим понижением температуры и давления. Это привело, вероятно, к сокращению районов интенсивного выветривания, сокращению поступления в области седиментации высокозрелого осадочного материала. Таким образом, существующие представления об аридизации на поверхности суши в это время возможно несколько преувеличены.

Начиная со среднего палеозоя — момента заселения поверхности суши растительностью — происходит существенная перестройка состава атмосферы, растения и продукты жизнедеятельности организмов принимают участие в процессах выветривания и седиментации. Этот период геологической истории по характеру осадочных процессов является переходным к современному. Видимо, по физико-химическим и биохимическим показателям он может быть разделен на несколько этапов с характерными типами физико-химических систем. Различаются несколько эпох выветривания и сменяющихся ландшафтно-климатических зон.

Развитие морских условий седиментации контролировалось составом атмосферы, гидросферы, биосферы, источниками газов, растворов и твердых частиц, тесно связанными с состоянием глубоких сфер планеты. Реконструкция наиболее древних этапов морского осадконакопления затруднена, так как сохранившиеся седиментационные продукты сильно изменены постседиментационными процессами, в результате чего потеряны первичные особенности состава, структурно-текстурные признаки, формы осадочных тел. Тем не менее не вызывает сомнения существование в это время всех имеющихся сейчас седиментационных систем, связанных с морским раствором: терригенной, карбонатной, кремнистой, железистой, сульфатной, хлоридной и др.

Терригенные осадки в раннем докембрии имели те же структурно-текстурные признаки, что и современные осадки. Это может свидетельствовать о существовании гомологов морских бассейнов на начальных стадиях геологической истории Земли. В конце раннего и в позднем докембрии отчетливо различаются мощные дельтовые тела, фиксирующие первый уровень лавинной седиментации, установленный для фанерозоя. Флишеидные и флишевые отложения Восточной Сибири и Средней Азии могут указывать на существование второго высокого уровня накопления аллохтонного материала в позднем докембрии.

Развитие карбонатной системы определялось поступлением в мор-

скую среду седиментации кальция, магния и производных угольной кислоты из атмосферы вулканическим и гидротермальным путями, а также с суши. Начиная с архея, существенную роль в регулировке карбонатной системы стал играть органический мир. По составу и структуре карбонатных осадков намечается несколько этапов карбонатакопления.

В раннем докембрии в условиях восстановительной среды характерными продуктами морской седиментации являлись минералы группы сидерита, распространенные в железорудных формациях этого времени.

В позднем докембрии в фанерозое основными компонентами системы выступают кальций-магниевого карбонаты. Значительные масштабы доломитообразования в конце докембрия были обусловлены высокими содержаниями кальция, магния и производных угольной кислоты в морском растворе; повышенным парциальным давлением углекислого газа; низкими количествами сульфат-иона; высокой среднегодовой температурой.

Распространение кальцитового органогенно-терригенного типа карбонатакопления в фанерозое связано с понижением температуры и ростом количества сульфат-иона, а также с активным участием в формировании карбонатных осадков организмов, строящих скелет из карбоната кальция. Осадки, обогащенные магнием, смещаются в водоемы с аномальным составом морской воды (солеродные бассейны и др.).

История кремнеземакопления в морских осадках может быть подразделена на два этапа: докембрийско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Для первого из них характерны вулканогенно-гидротермальный источник вещества; повышенные содержания кремнезема в морской воде; нарастающая (с конца докембрия) роль биогенного фактора при переходе кремнезема в осадок. В докембрии автохтонные формы кремнезема формируют самостоятельные тела (гейзериты) или ассоциируются с железистыми минералами (джеспилиты) и углеводородными соединениями (фаниты и др.). Для палеозоя характерны кремнистые породы с зернисто-биоморфной или биоморфной структурой (яшмы, радиоляриты, спонголиты и др.).

В мезозое и кайнозое наряду с вышеуказанными типами широкое распространение получают преимущественно биоморфные (радиоляриевые, диатомовые, губковые) разновидности кремнистых пород, формирующиеся как в пределах окраинных морей, так и в океанических бассейнах.

Условия морской седиментации для железистоокисных соединений менялись следующим образом. В раннем докембрии при формировании железистых кварцитов преобладал хемогенный тип седиментации с привнесением железа экзогальционным путем и с суши. После появления значительного количества кислорода в атмосфере и гидросфере окислы железа достигали донных илов в виде тонкозернистого материала, коллоидов и металлоорганических соединений. В конце докембрия и в фанерозое преобладают железистоокисные соединения, ассоциирующиеся с терригенными осадками. Закисные формы (сидерит, железистые хлориты и др.) имеют постседиментационное происхождение.

Сульфатонакопление в докембрии не достигало значительных масштабов, что связано с низким содержанием сульфат-иона в морской воде. Оно было достаточно низким и в кембрии—карбоне, что доказывается отсутствием легкорастворимых сульфатов в солях и газово-жидких включениях, которые появляются начиная с перми, но вновь отсутствуют в меловых отложениях, что, возможно, также следует объяснить малым содержанием сульфат-иона.

Для соленакопления различаются два механизма формирования осадков: эвапоритовый и "глубоководный". Галитовые осадки, образовавшиеся путем испарения морской воды, известны с докембрия. Масштабы эвапоритового соленакопления заметно возрастают в фанерозое, что связывается с увеличением содержания натрия и хлор-иона в морской воде. На этом этапе получает развитие "глубоководный" механизм, приведший к формированию мощных залежей каменной соли. Существует несколько моделей, объясняющих солеобразование в центральных частях морских бассейнов. Их сущность составляет предположение о накоплении рапы в природных условиях под толщей морской воды "нормальной" солености.

Предлагаемый подход, предусматривающий анализ физико-химических систем отдельных групп компонентов сред седиментации и источников осадочного материала, открывает возможности выяснения последовательности смены одних условий другими. Он применим для решения как глобальных, так и региональных задач. Следующим шагом в развитии этой методики является совместный анализ развития различных систем, выявление их взаимовлияния на авто- и аллохтонные компоненты природных осадков.

#### Abstract

The evolution compositions of ancient atmosphere and hydrosphere was considered. The development of sedimentary physical-chemical biochemical processes against its background was shown. The scheme of retrospective constructions was worked out by means of the analysis of autochthonic and allochthonic components of sedimentary rocks.

УДК 551.3.051

*А.А. Байков, Н.И. Бойко, В.И. Седлецкий*

### К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Учение о седиментационной цикличности (ритмичности), зародившись в начале прошлого столетия при исследовании угленосных толщ, в настоящее время интенсивно развивается, становится все более всеобъемлющим и разрабатывается применительно к осадочным образованиям практически любого состава. Объективным условием возрастающего интереса к седиментационной цикличности как к универсаль-

ному средству познания строения и эволюции литосферы является то обстоятельство, что цикличность, по-видимому, одно из наиболее фундаментальных свойств природы. Конкретным объектом исследования седиментационной цикличности являются материальные носители надпородного уровня организации осадочного материала — породно-слоевые ассоциации.

Описанию и изучению породно-слоевых ассоциаций, слоистых толщ осадочных пород посвящено очень большое количество работ, в которых они рассматриваются с различных точек зрения и для решения различных задач. Однако весь огромный фактический материал не может быть систематизирован с позиций седиментационной цикличности для выявления закономерностей, а может быть и установления законов эволюции породно-слоевых ассоциаций и литосферы в целом, как продукта определенного этапа развития планет. Причина такого положения заключается прежде всего в том, что, несмотря на относительно ясное философско-методологическое осмысление проблемы седиментационной цикличности [10 и др.], единая геологическая методика выявления породно-слоевых ассоциаций различных рангов в осадочных толщах любого состава и строения не разработана. С помощью формационного анализа, наиболее часто и успешно применяемого при изучении осадочных образований, подойти к решению этой проблемы не представляется возможным, так как формация, во-первых, крупный геологический объект, в котором отражена цикличность разного порядка, во-вторых, среди литологов отсутствует единое понятие о формации, а следовательно, и формационном анализе [2, 3, 5, 13].

Методика изучения седиментационной цикличности осадочных образований подробно рассматривалась в работах Н.Б. Вассоевича [2,3], Ю.А. Жемчужникова [6, 7], В.И. Попова [11], В.П. Казаринова [9], Г.А. Иванова [8], П. Даффа, А. Халлама, Э. Уолтона [4] и др. Наиболее полная попытка изложить основные теоретические положения седиментационной цикличности с использованием логики и методологии была предпринята Ю.Н. Карагодиным [10]. Основным методом познания являлись системно-структурные исследования породно-слоевых ассоциаций. В принципе получила теоретическое обоснование возможность выделения геологических тел — циклитов различного ранга во всей толще осадочных пород земной коры. Тем не менее практически приемлемой методики изучения цикличности осадочных толщ до последнего времени не было разработано, главным образом из-за того, что неверно определялся главный критерий, на котором должна основываться такая методика.

В настоящей статье предлагается методика системного анализа породно-слоевых ассоциаций любого ранга, которая, как представляется авторам, достаточно универсальна для получения сопоставимых результатов и, следовательно, для решения проблемы седиментационной цикличности в целом. Мы исходим из представлений о том, что изучение любых осадочных пород и породно-слоевых ассоциаций включает три главных аспекта — вещественный, структурный и генетический, находящихся в неразрывном единстве. Изучение цик-

личности любых осадочных толщ, как и самих осадочных пород, должно базироваться на вещественном составе, отражающем через структурные признаки их генетические особенности. Иначе говоря, систематика осадочных объектов должна начинаться с изучения вещественного состава слагающих пород.

Седиментационная цикличность исследует ассоциации слоев, образованных осадочными породами различного состава и генезиса. За основу классификации осадочных пород нами принято количественное соотношение слагающих породу компонентов, которые отражают генетические ее особенности. Для обломочных и глинистых пород эти компоненты — частицы определенной размерности (гранулометрические классы), для биохимических и химических пород — минеральный состав. В качестве основы классификации всех осадочных пород мы использовали понятие определяющего компонента, содержание которого в породе превышает 50% ее объема или веса [1]. Совершенно очевидно, что определяющий компонент должен определять и само название породы. Как известно, материальным носителем породы является породный слой. Имеющиеся многочисленные определения слоя, или породного слоя [10, 12 и др.], представляются нам недостаточными из-за нечеткого понимания однородности состава того, чем представлен слой, т.е. породы. Мы не затрагиваем определений слоя, в которых порода, иначе говоря его содержание, или не упоминается, или о ней говорится неконкретно.

Исходя из понятия определяющего компонента, под породным слоем мы понимаем однородное по определяющим признакам (минеральный состав и гранулометрические классы частиц) породное трехмерное тело, ограниченное снизу и сверху субпараллельными (или параллельными) плоскостями — геологическими границами; два линейных его размера по взаимно перпендикулярным направлениям всегда больше третьего.

Отличие нашего определения от других прежде всего в том, что однородность слоя понимается не просто по вещественному составу, а по определяющим признакам, т.е. определяющим компонентам, отражающим генетические особенности породы. Таким образом, основные характеристики породного слоя — форма тела, наличие верхней и нижней геологических границ и однородность определяющего компонента. Содержание определяющего компонента в породном слое может изменяться в значительных пределах, но должно быть всегда больше 50%, тогда однородность породного слоя сохраняется.

Внутри разреза осадочных пород любого состава и строения, задаваясь различными номинальными (неопределяющими, вторичными) признаками, можно выделить множество различных номинальных слоев (например, по окраске, текстуре, фаунистическим остаткам, конкрециям и т.д.). Такие номинальные слои, выделенные по различным удобным для разных исследователей признакам, часто принимаются в качестве основы при изучении цикличности осадочных толщ. Ошибочность такого подхода заключается, во-первых, в неоднозначности выделения слоев и, во-вторых, в том, что изменение номинальных признаков по разрезу отражает не основные, а второстепенные усло-

вия осадконакопления, а следовательно, и цикличности. Следует отметить, что цикличность может быть изучена и на основании вторичных признаков при детальных исследованиях однородных толщ, но это частный случай рассматриваемой проблемы.

При изучении цикличности породно-слоевых ассоциаций за основной элемент может быть принят только породный слой, отражающий главные, определяющие условия седиментогенеза. Такой подход обуславливает однозначность получаемых результатов исследования слоистых толщ.

Очень важным для породного слоя является понятие "геологической границы", которое мы формулируем также исходя из представления об определяющем компоненте — объективном носителе генетической информации. Геологическая граница — одна из поверхностей, ограничивающих естественное геологическое тело, за пределами которой происходит более или менее резкая смена его определяющих компонентов. Изменение содержания определяющих компонентов породного слоя, не влекущее смены одной породы другой, отражает изменение минерального состава или размерности частиц породного слоя как единого тела, не разделяемого геологическими границами.

Внутри однородного геологического тела возможно существование четко выраженных границ, которые не являются геологическими по приведенному нами определению, а отражают слоистую текстуру осадочных пород. В то же время внутри однородной толщи (например, глинистой, алевритовой, известняковой и т.д.) существуют границы, не разделяющие разнородные образования, но являющиеся геологическими, так как они фиксируют перерыв в осадконакоплении, которому может соответствовать один или несколько породных слоев любого состава.

Для изучения цикличности большое значение имеет характер геологических границ — степень их выраженности в разрезе. Общепринятой классификации границ по этому признаку в настоящее время не существует. Большинство исследователей предлагает выделять границы резкие и постепенные, хотя эти понятия не имеют строгого определения и не позволяют однозначно диагностировать типы границ в полевых условиях. Неоднозначное определение типа границ возникает в результате чисто визуального, субъективного их распознавания по внешним признакам, не сопровождающегося изучением изменения определяющих компонентов при переходе от одного породного слоя к другому, т.е. без учета сущности такого перехода в седиментогенезе, отражающейся в характере геологических границ.

Нами в качестве основного принципа выделения резких или постепенных геологических границ предлагается последовательность, характер смены одних типов другими по определяющему компоненту. Так как основным фактором, обуславливающим закономерную последовательность образования обломочных пород (по латерали и в разрезе), является размер частиц осаждающегося материала, последовательным седиментационным рядом мы считаем ряд пород от грубо- до тонкозернистых, т.е. конгломерат—гравелит—песчаник—алевролит (в случае сцементированных окатанных обломков)—глина (аргиллит).

Граница между слоями, сложенными породами, которые стоят в этом ряду без перерыва только в нормальной (от грубозернистых пород к тонкозернистым) или обратной (от тонкозернистых к грубозернистым) последовательности, будет постепенной, а граница между слоями, сложенными породами, стоящими в седиментационном ряду с разрывом, т.е. с выпадением какого-либо его члена — резкой. Для биохомогенных и хомогенных пород последовательность образования контролируется физико-химическими факторами, прежде всего растворимостью вещества, поэтому последовательным седиментационным рядом их будет ряд известняк—доломит—гипс (ангидрит)—каменная соль—калийные соли—магниево-натриевые соли—эвтонические образования. Граница между ними (точнее породными слоями) также постепенная в том случае, когда в разрезе они находятся рядом и только в нормальной или обратной последовательности, а если с разрывом — резкой. Граница между породами, расположенными в седиментационных рядах различных групп (например, алевролитами и известняками), всегда будет резкой. Постепенной может быть геологическая граница между глинами и следующими за ними известняками, чаще всего хомогенными, или же между глинами и сменяющими их в разрезе кремнистыми биохомогенными породами. Такая классификация характера геологических границ, основанная на изучении изменения вещественных компонентов, предопределяет однозначный подход к исследованию границ. Резкими будут также геологические границы внутри однородного геологического тела и между любыми породами, отражающие перерыв в осадконакоплении.

Породный слой является естественным геологическим телом осадочной толщи и представляет собой элемент породного уровня организации материи. В качестве элемента строения надпородного уровня организации материи принимается закономерная ассоциация породных слоев, выделяемая в последнее время под названием "седиментационный цикллит". По соподчиненности выделяются элементарные седиментационные цикллиты, мезоцикллиты, макроцикллиты [10 и др.]. Характерные особенности элементарного цикллита — направленность и непрерывность изменения определяющих признаков (а не просто существенных по Ю.Н. Карогадину) породных слоев по вертикали, от одного к другому, отражающих главные условия седиментогенеза и объективно обуславливающих характер границ между слоями внутри него, а также резкие внешние границы. В общем случае элементарный цикллит должен состоять из двух или более породных слоев, мезоцикллит — из двух или более элементарных цикллитов, макроцикллит — из двух или более мезоцикллитов. В реальных разрезах возможны случаи, когда часть цикллита любого ранга уничтожена геологическими процессами, и тогда цикллит будет представлен своей сохранившейся частью.

При описании геологических разрезов различные авторы выделяют цикллиты в соответствии с принципами субординации, выстраивая их по иерархической лестнице от элементарных до наиболее сложных. Однако как показывает анализ этих описаний, объективно обусловленной методики выделения цикллитов различного ранга в полевых ус-

ловиях и для реальных разрезов не существует. По нашему мнению, это объясняется прежде всего выделением циклитов на основании изучения направленности и непрерывности изменения не определяющих компонентов, а самых разнообразных номинальных признаков породных слоев. При таком подходе направленность и непрерывность отражаются не в объективно выделяемых границах циклитов, а в субъективных. Кроме того, полностью исключается и однозначность методики выделения циклитов различного ранга в конкретных условиях.

Исходя из принципов направленности и непрерывности изменения определяющих признаков породных слоев в разрезе, разрывы в непрерывности, т.е. резкие геологические границы, и будут являться границами элементарных седиментационных циклитов (ЭСЦ). Ассоциация породных слоев, заключенная между двумя резкими геологическими границами, отвечает всем требованиям элементарного циклита: направленности и непрерывности изменения определяющих признаков в ряду, отражающем последовательность осадконакопления, и резкому типу ее границ. Устанавливая резкие геологические границы между породными слоями, мы расчленяем любую породно-слоевую ассоциацию на тела (элементарные циклиты), отражающие "повторяемость" — цикличность геологического процесса во время формирования изучаемой толщи.

В качестве основы классификации ЭСЦ мы также используем понятие определяющего компонента, но в данном случае породного слоя, содержание которого в ЭСЦ превышает 50% его мощности. Как и в случае для типов пород, определяющий компонент (слой) дает название ЭСЦ (песчаный ЭСЦ, алевритовый, известняковый и т.д.). Количество типов ЭСЦ, выделяемых таким образом, совпадает с количеством типов пород, расположенных в нормальном седиментационном ряду, от грубообломочных отложений до легкорастворимых солей, соответствующих началу и концу полного седиментационного ряда. Границы между ЭСЦ, как и между породными слоями, могут быть резкими и постепенными. Характер этих границ определяется последовательностью расположения типов ЭСЦ в вертикальном разрезе. Граница между ЭСЦ, породы определяющих слоев которых стоят в седиментационном ряду только в нормальной или обратной последовательности, будет постепенной, а граница между ЭСЦ, породы определяющего слоя которых в седиментационном ряду располагаются с разрывом, — резкой. Понимая под направленностью и непрерывностью изменения определяющих признаков последовательность расположения породных слоев в вертикальном разрезе относительно расположения их в седиментационном ряду, классификацию ЭСЦ можно свести к двум структурным типам — прогрессивным и регрессивным циклитам.

ЭСЦ группируются в более сложные породно-слоевые ассоциации — мезоциклиты. Методика их выделения в разрезах осадочных толщ, исходя из разработанных нами принципов, сводится к выявлению резких границ ЭСЦ так как ассоциации ЭСЦ между двумя соседними резкими границами будут характеризоваться направленностью и непрерывностью изменения определяющих компонентов (в данном случае типов ЭСЦ).

В качестве классификации мезоциклитов, аналогично классификации пород, породных слоев и ЭСЦ, мы используем понятие определяющего компонента, т.е. в данном случае ЭСЦ, содержание которого в мезоциклите превышает 50% его мощности. Соответственно выделяются песчаные, алевроитовые и т.п. мезоциклиты. Классификация мезоциклитов, исходя из принятых нами принципов, сводится к выделению прогрессивных или регрессивных.

Характер границ мезоциклитов также определяется последовательностью расположения мезоциклитов в вертикальном разрезе относительно седиментационного ряда. Резкие границы между мезоциклитами одновременно служат границами следующего ранга циклитов — макроциклитов. По-видимому, в будущем возникнет необходимость выделения циклитов и более высокого ранга. Однако это должно отвечать требованиям, прежде всего геологической практики.

Предлагаемая методика может быть легко реализована в условиях полевых исследований, кроме того, на ее основе может быть заново проанализирован весь обширный фонд геологических, сейсмогеологических разрезов и каротажных диаграмм, что открывает новые весьма перспективные возможности в решении различных практических и теоретических проблем геологии с позиций седиментационной цикличности. Систематизация фактического материала является актуальной именно в настоящее время, когда бурение скважин и изучение геологических разрезов проводится на площади целых седиментационных бассейнов как в континентальных условиях, так и на шельфе.

#### Abstract

The accumulation of organic matter in Late Jurassic deposits of the North Caucasus took place in the organogene formation zone separating salt-depositing shelf subbasin from the open sea with the normal water salinity.

Phytoplanktonogeneous organic matter was brought to the bioherm formation zone by the directed sea currents caused by the fall of sea level in the coastal-shelf zone due to the intensive evaporation under the arid climatic conditions. As a result of drastic hydrochemical environmental changes this matter died off and was buried in mass quantities in the rear parts of the organogene formations.

The discovered oil shales associated with bars between salt-depositing and normal sea subbasins are of great practical value as a source of energy. A detailed study of the facies evolution zones between carbonaceous and halogenic formations becomes essential.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байков А.А., Войко Н.И., Седлецкий В.И. К проблеме классификации осадочных пород // Изв. Сев.-Кавк. науч. центра высш. шк. Естеств. науки. 1980. N 2. С. 26—27.
2. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.: М.: Госгеолтехиздат, 1948. 216 с.
3. Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях) // Осадочные вулканогенные формации. Л.: Недра, 1966. С. 3—24.
4. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., 1971. 284 с.

5. Драгунов В.И. Основные понятия учения о геологических формациях // Геологические формации. Л., 1968. С. 21—27.
6. Жемчужников Ю.А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения // Тр. ГИН АН СССР. Сер. угол. 1947. Вып. 90. С. 7—18.
7. Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР. Ч. 1. 1959. 332 с.; Ч. 2. 1960. 347 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 15).
8. Иванов Г.А., Македонов А.В., Иванов Н.В. Методы изучения ритмичности (цикличности) осадочных толщ // Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М.: Недра, 1977. С. 17—37.
9. Казаринов В.П. Осадочные комплексы Западной Сибири // Сов. геология. 1960. N 8. С. 26—38.
10. Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 241 с.
11. Попов В.И. Определение формационных единиц и их положение в основном ряду вещественных геологических образований // Материалы Новосибир. конф. по учению о геол. формациях. Новосибирск, 1955. Т. 1. С. 57—74.
12. Справочник по тектонической терминологии. М.: Недра, 1970. 581 с.
13. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Недра, 1965. Т. 3. 348 с.

УДК 551. 585. 551.71/.77

*Н.А. Ясаманов*

## КЛИМАТЫ РИФЕЯ И ФАНОРОЗОЯ ЗЕМЛИ

Сведения о климатических условиях геологического прошлого дают возможность полнее и глубже оценить физико-географические условия, существовавшие на земной поверхности, восстановить историю возникновения и развития атмосферы и гидросферы, проследить эволюцию биосферы, восстановить условия денудации и осадконакопления, но, главное, выяснить условия распределения и мобилизации рудного вещества.

Реконструкция климатических условий геологического прошлого основывается на применении комплексной методики, когда в орбиту исследований вовлекается не только вещественный состав осадков и руд, в той или иной мере свидетельствующий о физико-географических условиях прошлого, или геохимические показатели климата, но и такие индикаторы климата, как растительные ассоциации, фаунистические сообщества, биогеохимические и седиментологические признаки. Все они дают возможность оценить как качественную, так и количественную стороны древнего климата.

Для оценки климатических условий наряду с анализом осадочных образований использовались геохимические методы палеотермометрии. Температуры приземной части воздуха и приповерхностных вод Мирового океана установлены изотопным и магниезальным методами. Температуры определены по соотношению изотопов кислорода и по отношению кальция к магнию в существенно органогенных карбонатных породах и в скелетных образованиях (в строматолитах рифея, в раковинах моллюсков, брахиопод, фораминифер, скелетных образова-

ниях губок, мшанок и кораллов фанерозоя) и по соотношению изотопов водорода в кремнистых толщах рифея.

Интенсивное карбонатонакопление, происходившее в раннем протерозое, сопровождалось изъятием из атмосферы значительного количества углекислоты и соответствующим снижением парциального давления на земной поверхности. Появление красноцветных образований и окисленных железорудных ассоциаций, так же как и своеобразия изотопов серы, свидетельствуют о присутствии в атмосфере того времени кислорода. Сведения о результатах исследования содержания изотопов водорода в кремнистых толщах раннего протерозоя, проведенные Л. Кнотом и С. Эпштейном, позволяют заключить, что 1,3—1,5 млрд лет назад температуры на земной поверхности составляли 40—50°С. Косвенным свидетельством столь высоких температур на земной поверхности является широкое распространение многочисленных "примитивных" одноклеточных организмов водорослей, грибов, бактерий. Распространение красноцветных плохосортированных аркозовых и полимиктовых песчаников и кварцевых, реже олигомиктовых терригенных толщ, а также значительное количество карбонатных образований со строматолитами могли происходить в существенно различных климатических условиях, т.е. в это время уже существовала климатическая зональность.

На протяжении рифейского времени климатические условия были довольно динамичными. Изотопные палеотемпературные определения кремнистых образований среднего и позднего рифея предполагают существование среднегодовых температур морской воды порядка 40—50°С. Аналогичные исследования, проведенные для кремнистых толщ кембрия Л. Кнотом и С.Эпштейном, дали результаты около 35°С.

Состав осадочных пород и органических остатков рифея позволяет судить о существовании на большей части планеты жаркого и довольно влажного климата. Теплые условия фиксируются широким развитием разнообразных красноцветных пород, органогенных карбонатов, слагаемых фитолитами, т.е. продуктами жизнедеятельности водорослей и бактерий. Наряду с органогенными карбонатами известны эвапориты, каолининовые и монтмориллонитовые глины, преобразованные в сланцы, кварцевые и кварцево-каолининовые пески и песчаники, кварциты. Широкое распространение в это время получили элювиальные, пролювиально-делювиальные, аллювиальные и озерные образования, которые указывают на существование довольно высокой влажности.

Состав осадочных пород и органических остатков рифея, особенно наличие мощных и протяженных биогермов, состоящих из строматолитов и напоминающих современные береговые рифы, позволяет судить о существовании в отдельные отрезки времени жаркого и влажного климата. Слабая дифференциация рельефа земной поверхности и существование все еще мощной углекислой атмосферы и довольно высокая концентрация в ней водяных паров способствовали развитию парникового эффекта и, скорее всего, слабо зонального типа климата. Обилие углекислоты в атмосфере и содержание в ней оп-

ределенной доли кислорода в рифейское время совместно с высокой агрессивностью поверхностных и грунтовых вод благоприятствовали развитию процессов химического выветривания.

Исходя из соотношения кальция и магния в слабоизмененных диагенетическими процессами строматолитах из быстринской свиты Тимана, мотской свиты Прибайкалья, верхнего рифея Восточного Саяна, Урала и Афганистана, среднегодовые температуры мелководных морских бассейнов изменялись в пределах 35—45°С. Полученные результаты довольно хорошо согласуются с литологическими особенностями позднерифейских толщ и с изотопными данными по кремнистым образованиям.

Наряду с показателями жаркого климата на различных стратиграфических уровнях рифея известны индикаторы очень холодных условий. На двух стратиграфических уровнях известны тиллиты. Так называемый нижний тиллитовый горизонт относится к уровню 850—820 млн лет, а возраст второго, скорее всего, составляет 680—650 млн лет.

Распространение горизонтов нижних тиллитов в Австралии (Аделаида) и среди интракратонных образований Африканской, Южно-Американской и Северо-Американской платформ и в ряде складчатых областей (Тянь-Шань, Парагвайско-Арагуайский, Нигерийско-Ливийский, Восточно-Гренландский пояса) дает возможность условно наметить положение высоких широт с характерным для них поясом холодного климата.

В средних широтах располагались области, в пределах которых, кроме толщ ледниково-морского происхождения, распространены терригенные образования олигомиктового состава, а также глинистые слабокарбонатные осадки.

Следы ранневендского (лапландского и варангерского, 680—650 млн лет назад) оледенения хорошо сохранились в Скандинавии, в пределах Восточно-Европейской платформы (Белоруссия), на Урале, в Средней Азии, Китае, Африке и Австралии. В большинстве случаев ледниковые образования находятся в аллохтонном залегании, перенесенные селевыми и речными потоками или перемещенные по склону благодаря гравитации. Судя по составу ледниковых толщ, оледенение в Европе, на значительной части Африки, Китая и Австралии имело покровный характер. Смена ледниковых отложений отсортированными терригенными осадками с низким содержанием неустойчивых минералов, а также появление пачек карбонатных пород свидетельствуют о сравнительно быстрой смене холодных условий довольно теплыми. Пояс с нивальным климатом конца рифея и раннего венда на современной географической основе располагается весьма прихотливо. Даже не учитывая обязательного наличия примыкающих к ледниковым покровам перигляциальных областей, простираение нивального пояса нарушает закон широтной географической зональности. Например, в Европе области нивального климата располагаются между двумя обширными зонами жаркого климата. В пределах последних в это время происходило формирование терригенных красноцветных и карбонатных (известково-доломитовых) толщ с большим количеством разнообразных биогермных тел, сложенных строматолитами. Подобные

факты дали основание ряду исследователей или полностью отрицать возможность оледенения в раннем венде, при этом без особого основания сильно удревняя возраст нижневендских тиллитов, или признать возможность только горно-долинного оледенения. Как одно, так и второе предположения довольно сомнительны, тем более что в настоящее время генезис соответствующих образований, а в большинстве случаев и их возрастная привязка, установлены довольно точно.

Исходя из закона широтной географической зональности развитие ледниковых образований и нивального климата должно быть приурочено к полярным областям. В областях низких широт в соответствии с этим должны формироваться осадки тропического климата.

Что же привело к столь большим похолоданиям на поверхности Земли? Палеогеографические изменения вслед за образованием горных поднятий вряд ли могли вызвать столь значительное снижение температуры и возникновение обширных и мощных ледниковых покровов, тем более на континентах, расположенных на экваторе или в умеренных широтах. Значит, остается предположить, что произошло кратковременное, но сильное понижение концентрации углекислого газа в атмосфере и нарушение в связи с этим парникового эффекта. При этом содержание атмосферной углекислоты должно было бы понизиться более чем в 20 раз, что само по себе сомнительно. В течение похолодания уровень содержания углекислого газа в атмосфере даже по сравнению с современной эпохой оставался довольно высоким. Но учитывая более высокое парциальное давление в рифее и венде по сравнению с настоящим временем, даже небольшие колебания атмосферной углекислоты по своим последствиям оказались сопоставимы с четвертичными или более древними фанерозойскими эпохами оледенения. Вероятно, в период похолоданий в конце рифейского времени средние значения температур на земной поверхности вряд ли оказывались ниже 10—20°С. Такое понижение при наличии высокого давления приводило к возникновению ледников в полярных широтах, где температуры действительно были отрицательными.

На основании распространенности климатических индикаторов предполагается, что в конце рифейского времени в экваториальных широтах находились Антарктический, Китайский и Индостанский материка, а в тропических широтах северного полушария — современные Восточная Сибирь, Аравия, Восточная и Юго-Восточная Азия. В перечисленных регионах в раннем венде формировались высокомагнезиальные карбонаты, а в мелководных областях располагались протяженные, сходные по своим особенностям с современными рифами органогенные постройки. Среди осадков присутствуют также каолинит и некоторые глинистые минералы, образующиеся в условиях жаркого и влажного климата.

Область развития тиллитов приурочена только к высоким широтам северного и южного полушарий. Предполагается, что тиллиты Тянь-Шаня и Австралии формировались в высоких широтах северного полушария, но все-таки основная масса тиллитов и акваморен приурочена к высоким широтам южного полушария. В южнополярном районе находилась северо-западная часть Африки и Восточно-Европейский ма-

терик. В течение последующего времени последний переместился из южнополярного района в тропические широты, что незамедлительно отразилось на условиях осадконакопления и составе осадочных образований.

О климатах фанерозойского времени мы располагаем более полными сведениями. В настоящее время составлены карты климатической зональности Земли практически для всех геологических эпох фанерозоя, а по отдельным регионам, например, для Евразии, имеются более дробные и детальные палеоклиматические карты. Детальность палеоклиматических реконструкций, естественно, возрастает по мере приближения к современной эпохе. Палеоклиматические построения для фанерозойского времени, количество которых значительно, ныне хорошо известны, хотя все еще остаются некоторые спорные положения. Климаты отдельных регионов требуют уточнения, а для других в связи с пересмотром стратиграфии сильно изменились представления и о физико-географических условиях.

Необходимость климатического моделирования, основанная на анализе состава атмосферы, альбедо суши и атмосферы, облачности и светимости Солнца требует достоверных эмпирических сведений. На первых этапах климатического моделирования необходимо представлять климатический тренд и причины климатических изменений.

В течение фанерозоя существовали три глобально выраженных похолодания. Отчетливо по геологическим и палеогеографическим данным выделяются позднеордовикское, позднекарбовое и неоген-четвертичное оледенения. На фоне этих сильных климатических перемен выделяются колебания более низкого порядка, которые накладываются на общий ход развития климатических условий на континентах. К ним относятся значительные сокращения площади жарких поясов в конце раннего триаса, на рубеже тоара и аалена, в середине альба, в конце позднего мела, в олигоценовую и плиоценовую эпохи.

Как показали новейшие исследования, периодам снижения средних глобальных температур соответствуют эпохи как аридизации, так и гумидизации и трансгрессий. Установленные магниальным методом относительные похолодания в конце ордовика, в конце карбона, на границе тоара и аалена, в альбе, на границе маастрихта и дания во второй половине олигоцена полностью подтверждаются составом литогенетических формаций, особенностями фаунистических комплексов и растительных ассоциаций, т.е. фиксируются все комплексом палеоклиматических индикаторов. Снижение солености вод Мирового океана в периоды наивысшей гумидизации (тоар—аален, альб) приводило к изменению соотношения изотопов кислорода, которое воспринималось ранее как эффект высоких температур.

Изменения климата обусловлены одновременным воздействием космических и общепланетарных причин. Ввиду того что установить смены положения планеты в космическом пространстве, изменения наклона земной оси и скорости ее вращения для геологического прошлого все еще представляет собой значительные трудности и весьма проблематично, большинство исследователей рассматривают только

общепланетарные причины смены климата. Однако нередко какая-то одна причина необоснованно возводится в абсолюте.

Переход солнечной энергии в тепловую определяется особенностями земной поверхности и составом атмосферы. Поэтому представляется, что главной причиной изменения климата является тектоническая активность нашей планеты. От нее зависит географическое положение материков, соотношение площади суши и моря, рельеф суши и даже состав атмосферы. Нахождение материков в высоких широтах увеличивает отражательную способность земной поверхности, а это в свою очередь приводит к существенному снижению поглощения солнечного тепла. Как свидетельствуют эмпирические материалы по палеоклиматам, начиная с рифейского времени нахождение материковой суши на полюсах сопровождалось развитием крупных покровных оледенений. Сосредоточение материков в низких широтах и нахождение на полюсах обширных морей — одно из главных обстоятельств развития теплого климата.

Значительное влияние на формирование климата оказывает содержание в атмосфере углекислого газа, водяного пара и аэрозолей. Первые два компонента усиливают парниковый эффект, в то время как содержание аэрозоля, наоборот, снижает. Основным регулятором этих термодинамически активных примесей атмосферы выступает вулканизм. Как свидетельствуют геологические материалы, содержание углекислого газа в атмосфере всегда увеличивается после интенсивной вулканической деятельности.

Немаловажное значение имеет для формирования и изменения климата развитие планетарных трансгрессий и регрессий. Чем больше площадь Мирового океана, тем более мягким должен быть климат, тем меньше суточные и сезонные колебания температур. На степень континентальности климата влияет и особенность распределения континентов на земной сфере, т.е. компактность или разбросанность.

Опубликованные в последние годы А.Б. Роновым, В.Е. Хаиным и др. сведения о площадях морской и континентальной седиментации дают возможность представить общие палеогеографические закономерности развития Земли в фанерозое. Оказалось, что с регрессивными эпохами совпадают существенные климатические изменения. С ними связаны не только сильная континентальность климата, но и сопутствующие похолодания, а в ряде случаев и оледенения. Взаимное совпадение регрессивного этапа, положения материков в полярных районах и снижение роли углекислоты обусловили резкое усиление похолодания. С другими регрессивными эпохами по времени совпадают небольшие по интенсивности глобальные похолодания (ранний девон, граница перми и триаса, граница ранней и средней юры, середина и конец мела, олигоцен).

Периоды трансгрессивного развития хорошо коррелируются с эпохами потепления и широкого развития органического мира. Наиболее теплые эпохи — начало ордовика, силур, средний девон—ранний карбон, ранняя и начало поздней перми, средняя и поздняя юра, поздний мел, эоцен — одновременно являются эпохами широкого распространения морских условий на континентах.

## Abstract

Integrated paleoclimatic analysis of Riphean and Phanerozoic strata from various regions of the world has helped to outline for the first time the climatic zonation of Riphean time and trace climatic variations throughout the last 1700—1800 mln.y. of the Earth's history. Temperature conditions in the air at the ground surface and surface waters of the World Ocean have been established with isotopic and magnesian methods. Oxygen-hydrogen isotope rations in carbonate and siliceous, and Ca-Mg rations in stromatolites suggest that average temperatures during the hottest intervals of Riphean time were 40—50°C. The values obtained agree well with the composition and evolution record of the corresponding litho-genetic formations, carbonate accumulation rates and the patterns of crustal weathering. In cooler periods the average temperatures on the surface of the ground dropped to 10—30°C, which considering the high partial pressure and specific atmospheric composition, led to extensive ice covers formation.

Due to the outlined climatic zonation it was possible to verify global geodynamic reconstructions for Riphean time which used only paleomagnetic data to determine the location of continents. None of the geodynamic models has been proved to satisfy the paleoclimatic evidence. On the basis of climatic zonation and compilation of the respective maps of Phanerozoic time new geodynamic models are suggested for separate intervals of the Phanerozoic.

A more precise and complete climatic zonation is provided for various epochs and periods of the Phanerozoic, with temperature and moisture determined for the ground surface. Ways of climatic modelling are outlined based on the analysis of the atmospheric composition, albedo, sky conditions and brightness of the Sun. Combined with paleoclimatic data climatic modelling may help define the causes of the climatic variations throughout the Earth's history.

УДК 551.35:552

*Н.В. Логвиненко, Л.В. Орлова*

### **ФИЗИКА, ХИМИЯ И БИОЛОГИЯ ДИАГЕНЕЗА**

В последние два десятилетия достигнут значительный прогресс в исследовании диагенеза осадков континентов и океанов, и мы можем говорить о физике, химии и биологии диагенеза.

Физика диагенеза. Физические процессы в диагенезе проявляются в уплотнении осадков созданием более плотной упаковки под влиянием силы тяжести и давления вышележащих слоев, отжиме поровых вод и уменьшении пористости, изменении консистенции тонкодисперсных осадков от текучего до твердопластичного состояния, изменении структур.

В глинистых осадках, состоящих из твердых частиц и поровых

вод, давление нагрузки вышележащих слоев передается на поровые воды и твердые частицы. По мере сближения твердых частиц и отжима воды давление перераспределяется (увеличивается на твердые частицы и уменьшается на поровую воду), пористость уменьшается. Уплотнение однородных пластичных глинистых осадков происходит медленно и его скорость определяется скоростью отжима поровых вод (величиной коэффициента фильтрации). Между глубиной залегания и пористостью пластичных глинистых отложений существует экспоненциальная зависимость, что дает возможность применять кривые изменения пористости для определения степени изменения (геологический барометр).

Давление нагрузки в зернистых осадках с самого начала передается на твердые частицы и приводит к изменению характера упаковки частиц. Дальнейшее уплотнение возможно при раздроблении и растворении зерен и цементации осадка. Из-за невысоких давлений в зоне диагенеза раздробление твердых частиц не имеет существенного значения, так же как и растворение под давлением, за исключением осадков, состоящих из легко растворимых минералов и обломков пород.

В процессе уплотнения происходит изменение структур от рыхлых и связанных до плотных бесцементных и с различными типами цементов, образование ориентированных структур в глинистых осадках.

Другие типы осадков уплотняются либо как глинистые, либо как зернистые. К физическим процессам диагенеза следует также относить движение осадков и их деформацию — образование складочек оползания, формирование внутрислоевых брекчий.

Долгое время существовало представление о том, что в диагенезе уплотнение не имеет существенного значения и проявляется в самом зачаточном виде. Однако изучение разрезов буровых скважин глубоководного бурения в океанах показало, что это не так. Например, красные глубоководные глины ложа океана при начальной пористости у поверхности дна 80—90%, на глубине сотни метров превращаются в плотные глины и аргиллиты с пористостью около 50—60%. Диатомовые илы ложа океана и окраинных морей имеют начальную пористость у поверхности дна 80—85%, на глубине несколько сот метров превращаются в диатомиты с пористостью 65—70%. Карбонатные кокколито-фораминиферовые илы с начальной пористостью у поверхности дна около 80% на глубине несколько сот метров дают начало мелу и известнякам, пористость которых порядка 50—55%.

Биология (и биохимия) диагенеза. Большое значение для формирования условий среды диагенеза имеют биотурбации — перемешивание осадков в результате деятельности червей, особенно кольчатых, и частично некоторых других роющих и зарывающихся в осадки организмов — ракообразных, моллюсков, брахиопод и др. Они перемешивают поверхностные горизонты осадков до глубины в несколько дециметров.

Биотурбации часты в озерных, морских и океанических осадках от мелководных и заливно-лагунных до абиссальных.

Они широко развиты в ископаемых осадках — осадочных породах.

Одним из хорошо известных примеров являются отложения флиша, в которых выделяется так называемый "фукоидный" или "червяковый" флиш, где черви настолько интенсивно перемешивают осадки, что почти полностью разрушают первичную слоистость отложений.

Черви живут в поверхностном слое осадков, пропускают его через свой пищеварительный аппарат, усваивают органические вещества (ОВ), а неорганическую часть измельчают и выбрасывают. При недостатке ОВ они опускаются в более глубокие горизонты осадка, внося туда различные компоненты поверхностного слоя, разрыхляют и перемешивают осадки, чем способствуют их аэрации. Черви питаются также бактериями.

На мелководье шельфа и в литоральной зоне наряду с червями перемешивание осадков происходит благодаря деятельности моллюсков, брахиопод, морских ежей, а также ракообразных (ходы рачков бокоплавов, норки десятиногих раков-ручейников и др.).

Однако основная, определяющая роль в диагенезе принадлежит бактериям. Бактерии разнообразны, вездесущи и многочисленны. Они встречаются практически во всех типах осадков континентов и океанов. Содержание клеток бактерий часто достигает миллионов и даже миллиардов в одном грамме осадка. Максимальное количество бактерий наблюдается в поверхностном горизонте осадков и с глубиной довольно быстро убывает. В поверхностном горизонте, как правило, развиты аэробные и анаэробные бактерии, первые преобладают, но с глубиной количество первых и вторых выравнивается. Однако строгое разделение на аэробные и анаэробные бактерии в какой-то мере условно. Так, например, азотфиксирующие бактерии (аэробные) могут создавать сильные восстановительные условия вокруг экзoferментов.

Биоценозы бактерий разнообразны, что связано с их специализацией по субстрату и условиями среды обитания. В водоемах и осадках суши — озерах, болотах, торфяниках широко развиты аэробные и анаэробные клетчатковые бактерии, которые совместно с низшими грибами разлагают целлюлозу и гемицеллюлозу, метановые (анаэробные автотрофные и гетеротрофные), сульфатредуцирующие (анаэробные), денитрификаторы (анаэробные) и нитрификаторы (аэробные автотрофные) бактерии. В донных осадках морей и океанов широко распространены сапрофитные аэробные (гнилостные) и анаэробные бактерии, сульфатредуцирующие и метановые бактерии, содержание которых почти на порядок меньше, а также присутствуют железомарганцевые и некоторые другие автотрофные хемобактерии.

Бактерии через клеточную мембрану выделяют в окружающую среду ферменты, расщепляющие полимеры ОВ на мономеры; осколки биомолекул ОВ проникают в клетки бактерий, усваиваются ими и идут на их построение. Продукты деградации ОВ одними видами бактерий подвергаются разложению ферментами других видов. Одни из них сбраживают углеводороды и полисахариды до спиртов и жирных кислот, другие доводят разрушение до углекислого газа и водорода.

Метановые бактерии восстанавливают углекислоту до метана, сульфатредуцирующие одновременно с восстановлением сульфатов до сероводорода и серы окисляют углерод ОВ, денитрификаторы восста-

навливают нитриты (одни) и нитраты (другие) до молекулярного азота. Сульфатредуцирующие и метановые бактерии присутствуют в одних и тех же биоценозах и являются конкурентами. На континентах побеждают метановые бактерии, образующие огромную массу метана, в океанах метанообразование идет достаточно интенсивно, но благодаря преобладанию сульфатредукции оно подавлено этим конкурирующим процессом.

Большое значение имеют тионовые бактерии (автотрофные аэробные), окисляющие сульфиды и железо, железомарганцевые бактерии и др. Одни виды железомарганцевых бактерий из рода *Metallogenium* окисляют железо и марганец и способствуют их осаждению, другие виды восстанавливают окисные соединения этих металлов и переводят их в раствор. Благодаря деятельности этих бактерий в озерах и болотах образуются железомарганцевые руды, возможно они участвуют в образовании железомарганцевых конкреций ложа океана.

Наряду с этим существует своеобразная автономная биоэкосистема в рифтах срединных хребтов океана (в горячих точках), состоящая из бактерий, червей, моллюсков, крабов и некоторых других организмов. В этой системе в отличие от ранее описанной преобладают автотрофные хемобактерии (возможно типа тионовых), которые поддерживают свою жизнедеятельность разлагая сульфидные минералы гидротермального происхождения. Эта система еще слабо изучена, и мы не будем ее здесь рассматривать.

Таким образом, в период диагенеза в осадках существует биологическая экосистема или несколько систем в разных фациальных условиях суши и океана, состоящая из бактерий, грибов, червей, моллюсков и ряда других роющих или зарывающихся в ил организмов. Эта система постоянно функционирует, в результате чего происходит деструкция ОВ, восстановление сульфатов, нитратов в одних условиях и разложение и окисление в других: образуются  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ , в биомассе бактерий накапливаются белки, липиды, углеводы и другие компоненты, некоторые виды бактерий непосредственно осаждают ряд элементов.

Значение этих процессов трудно переоценить. Так, например, геологи-нефтяники в последнее время приходят к выводу, что примерно 30% массы нефти образовалось из тел бактерий. Немаловажное значение имеют бактерии для рудогенеза.

Разложение ОВ и образование различных веществ сказывается на физико-химических условиях среды, а благодаря взаимодействию между ними и элементами, находящимися в растворах поровых вод, образуется ряд новых аутигенных диагенетических минералов — карбонатов, сульфатов, сульфидов, фосфатов, окислов и гидроокислов, самородных элементов и др.

Химия (и минералогия) диагенеза. Химия и минералогия диагенеза тесно связаны с биологией и биохимией и в значительной мере определяются ими. Основными определяющими факторами химических процессов и образования тех или иных минералов являются состав осадков, рН, Eh среды,  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{H}_2\text{S}}$ ,  $P_{\text{O}_2}$  и состав и концентрация растворов поровых вод.

Множество факторов обуславливают множественность физико-химических условий среды и процессов. Рассмотрим наиболее важные процессы.

**Трансформация обломочных, седиментогенных и раннедиагенетических минералов.** В кислых средах полевые шпаты и слюды обломочного генезиса подвержены гидратации и каолинизации, в щелочных — гидрослюдизации и монтмориллонитизации, карбонитизации. Обломочные и аутигенные кальциевые карбонаты, взаимодействуя с растворами, содержащими магний и железо, превращаются в доломит и магнезиально-железистые карбонаты. Наряду с этим наблюдается процесс разложения магнезиального кальцита, образование низкомагнезиального кальцита и доломита. Вулканические стекла подвержены монтмориллонитизации и цеолитизации.

**Растворение минералов и замещение их новыми твердыми фазами.** В кислых средах происходит растворение карбонатов, фосфатов, в щелочных — минералов кремнезема.

Более растворимые минералы осадков растворяются и замещаются менее растворимыми. Например, в соленосных отложениях карналлит замещается сильвинном, сильвин — галитом под воздействием элизионных вод, отжатых из глинистых пластов.

**Образование коллоидов и процессы сорбции.** Многие компоненты поровых вод с течением времени достигают насыщения и выпадают из растворов в виде коллоидов — это коллоиды окислов и гидроокислов кремния, алюминия, железа, марганца, коллоиды глинистых минералов типа монтмориллонита и нонтронита и др. Коллоидная, аморфная фаза преобладает в большинстве дисперсных глинистых осадков дна океана. Коллоидные мицеллы интенсивно сорбируют на своей поверхности ряд малых и редких элементов: никель, медь, молибден, кобальт, ванадий и др. Вероятно этот процесс ответствен за обогащение железомарганцевых конкреций океана малыми и редкими элементами. Коллоиды глинистых минералов адсорбируют катионы калия, натрия, магния, кальция, железа, закрепление которых в решетке минералов при старении и раскristализации коллоидов является началом процесса гидрослюдизации и хлоритизации.

**Хемогенная садка минералов из растворов поровых вод.** В восстановительных условиях, в кислой и нейтральной среде при интенсивной сульфатредукции взаимодействие сероводорода с закисным железом растворов или гидроокислами железа твердой фазы приводит к образованию гидротроилита и пирита и их разновидностей, возможно также образование сульфидов марганца и других тяжелых металлов, но последние редко встречаются в природных средах.

Потеря осадками избытка углекислоты путем диффузии или благодаря восстановлению ее метановыми бактериями ведет к повышению рН и осаждению карбонатов железа и марганца. При разложении ОВ в аэробных условиях образуется аммиак и анион фосфорной кислоты, первый усваивается глинистыми минералами, а второй идет на образование фосфатов.

При слабой сульфатредукции в осадках, обогащенных ОВ, развивается процесс глеевого типа — в бескислородных водах или водах,

содержащих ничтожные количества кислорода, происходит осаждение главным образом карбонатов железа и марганца. В окислительных щелочных условиях среды наблюдается осаждение окислов и гидроксидов железа и марганца, образование сульфатов (барит, ангидрит и др.), карбонатов (кальцит, магнезиальный кальцит, доломит).

**Синтез новых минералов.** Соосаждение коллоидов кремния и алюминия и адсорбция ими катионов железа, магния, калия приводит к образованию глауконита в слабовосстановительных, нейтральных или слабощелочных условиях среды, а в окислительных условиях среды — железистых хлоритов и монтмориллонитов. Синтез цеолитов также возможен этим путем, но большая их часть, вероятно, образуется благодаря трансформации вулканического стекла, каркасных алюмосиликатов и, возможно, монтмориллонита.

Таким образом, диагенез — это сложный многогранный процесс, в котором одновременно происходят различные физические (механические), физико-химические, химические и биологические (биохимические) взаимосвязанные и взаимообусловленные преобразования осадков. По выражению Н.М. Страхова, осадок представляет собой сложную многокомпонентную неравновесную физико-химическую систему, а диагенез — процесс уравнивания этой сложной системы. Диагенетические изменения осуществляются за счет внутренних ресурсов вещества (осадка) и энергии, а основным источником энергии является взаимодействие мертвого и живого органического вещества.

**В заключение** о некоторых нерешенных проблемах диагенеза.

Несмотря на многочисленные работы по изучению диагенеза, все еще недостаточно ясен механизм синтеза алюмосиликатов (глауконитов, монтмориллонитов) и некоторых других минералов, слабо изучены биоценозы бактерий и в более широком аспекте — биологические экосистемы ряда типов осадков. Возможно, это связано с трудностями низкотемпературного синтеза осадочных минералов (проблема времени) и малым развитием эксперимента с бактериями и минеральными средами. Все еще не очень ясно, где следует проводить границу между седиментогенезом и диагенезом и между диагенезом и катагенезом. Для решения этих проблем необходимы дальнейшие исследования диагенетических процессов современными работами геологов-литологов, биологов и химиков.

### Abstract

The authors are showing of great importance processes of compaction and activities of living organisms (specially bacteria) in the course stage of diagenesis sediments and physical, chemical condition origin of new minerals in various nature environments.

*О.В. Япаскурт*

## **СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

Одна из фундаментальных проблем литологии — раскрытие закономерностей влияния экзогенных условий осадконакопления (седиментогенеза) на литогенез (диагенез, катагенез и последующие преобразования горных пород) [9] — была до сих пор мало изучена применительно к древним бассейнам тектонически подвижных миогеосинклинальных областей. Обычно считалось или допускалось, что быстрое захоронение осадков, обусловленное интенсивными темпами погружения этих областей, нивелирует особенности постседиментационных преобразований в генетически разнотипных отложениях. Однако это положение оказывается справедливым только в первом приближении, так как ныне накоплен фактический материал, показывающий, что и при геосинклинальных тектонических режимах исходные фациальные обстановки осадконакопления во многом предопределяли направленность последующих процессов литогенеза, вплоть до стадии начального метаморфизма включительно. Прежде чем раскрыть это на конкретных примерах, поясним используемую терминологию и методические принципы исследований.

Седиментационным бассейном (СБ) именуется участок земной коры, где накапливаются или накапливались осадки, а породным бассейном, или бассейном породообразования (ПБ), — крупная отрицательная структура, заполненная осадочными отложениями, которые проходят через разные стадии постседиментационных (литогенетических) преобразований. В такой трактовке эти понятия введены П.П. Тимофеевым [10]. Миогеосинклинали рассматриваются только в аспекте особенностей режима палеотектонических движений, типов коры и магматизма в определенном виде подвижных зонах земной коры, как предложено В.Е. Хаиным [12]. Они представляются вовлеченными в геосинклинальное погружение подводными окраинами древних континентальных платформ со слабым магматизмом, с нормальной или слабо переработанной континентальной корой и отвечают в геоморфологическом смысле в основном внешнему шельфу с его мелководными осадками. Характерны складчато-надвиговые дислокации, которые осложняют ПБ на конечной стадии развития миогеосинклинали и обычно не затрагивают ее фундамента, что ныне установлено для Скалистых гор Канады, Аппалачей и с серьезным основанием предполагается для Верхоянья [5, 7], Западного Урала, Внешнего Загроса и ряда других регионов [12]. Дислоцированные образования миогеосинклиналей нуждаются в специфических методических подходах к реконструкциям условий литогенеза.

В современной литологии ведущим является генетическое направление исследований [11], в каких бы аспектах исследования не велись.

Изучение условий и процессов породообразования тоже должно выполняться на генетической основе. Недоступные для непосредственных наблюдений, эти процессы могут быть раскрыты и объяснены, если исходить из принципов обязательности предварительного литолого-фациального и формационного анализов с целью познания исходных условий осадконакопления, эволюции СБ и его питающих провинций; необходимости комплексного учета данных стадийного анализа постседиментационных новообразований на разных уровнях организации вещества — минеральном, фациальном и формационном; историко-геологического анализа формирования зональности литогенеза на доскладчатых этапах эволюции ПБ.

Конкретные результаты такого подхода к миогеосинклинальным образованиям описаны на примере верхоянского комплекса мезозойд Северо-Востока СССР [16 — 18, 21 и др.]. Этот комплекс отложений позднего палеозоя, триаса, юры и раннего мела слагает на площади между правобережьями рек Лена, Алдан и Яна гигантскую, мощностью свыше 20 км, линзу дислоцированных терригенных пород, прошедших через стадии глубокого катагенеза, метагенеза и локально затронутых зеленосланцевым или еще более глубоким метаморфизмом. Их генезис устанавливался с помощью приемов литолого-фациального и формационного анализов, разработанных литологами школы ГИН АН СССР.

Существо этих приемов сводится, вкратце, к следующему: "... Прежде всего производится послышное описание литологических (гранулометрических) типов пород со всем комплексом первичных (генетических) и вторичных (наложенных) признаков. Далее анализ этих признаков позволяет выявить среди них первичные и по одинаковым или сходным их комплексам установить генетические типы осадков... Последующее же рассмотрение только первичных признаков с учетом их соотношения со смежными позволяет прежде всего говорить о тех или иных физико-географических условиях их накопления, т.е. о фациальных типах осадков или просто о фациях" [8, С. 184].

Парагенезы сопряженных фаций, отвечающие крупным участкам ландшафта, рассматриваются как макрофации. Они, в свою очередь, служат основой для формационных построений. К примеру, образования Верхоянской складчатой области можно расчленить на три комплекса макрофаций, каждый из которых приурочен ко вполне определенной палеотектонической структуре (или ее части) и отражает определенную стадию геотектонического развития, т.е. соответствует генетически обусловленному телу — формации, согласуясь с трактовкой данного понятия [10]. Это следующие формации [17]: позднепалеозойская долинно-верной системы конусов выноса склона котловинного морского бассейна Палеоверхоянского миогеосинклинального прогиба (Ф-1); раннемезозойская умеренно-глубоководных образований морского окраинно-континентального бассейна Палеоверхояно-Инди-гирского прогиба (Ф-2) и позднеюрско-раннемеловая угленосная аллювиально-дельтовая Приверхоянского прогиба (Ф-3). Каждая из них объединяет по два трансгрессивно-регрессивных макроцикла закономерно сменяющихся фаций, или по две подформации.

Внутри каждого макроцикла, на площади развития соответствующей

ему подформации, меняются количественные соотношения между отдельными фациями. С учетом таких изменений формации расчленяются по латерали на градации. В частности, по 10—12 градаций выделено на площади выходов Ф-1 и Ф-2. В тех из них, которые расположены на западных и юго-западных, т.е. приплатформенных окраинах миогеосинклинальной палеоструктуры, преобладают фации речных выносов в море или подвижного мелководья, тогда как в северо-восточных градациях господствующими становятся фации отложений относительно удаленных от побережья участков морского бассейна — турбидитов, подводно-оползневых накоплений, песчаных зерновых потоков и насыщенных органическим углеродом и пиритом алевропелитовых образований окраин конусов выноса и западин. Последние везде, даже в удаленных от платформы градациях, периодически расклиниваются маломощными отложениями открытого подвижного мелководья, возникшими на регрессивных этапах развития СБ.

Отсюда следует, что осадки накапливались в длительно эволюционировавшем морском бассейне котловинного типа, вероятно имевшем открытую связь на севере с Праарктическим бассейном. СБ заполнялся с лавинными скоростями (от 24 мм до 240 мм/1000 лет, по расчетам [1], сделанным без оценки уплотнений пород при катагенезе, а потому заниженным) за счет наносов авандельт и перераспределения этого вещества вглубь автокинетическими потоками, формировавшими системы долинно-верных конусов — фанов, в мелководных либо умеренно-глубоководных (не глубже 0,5—1,5 км) обстановках. Особо подчеркнем, что гигантский объем терригенного материала поставлялся туда не из внутренних поднятий или кордильер (хотя отдельные острова могли возникать в период формирования раннемезозойской Ф-2), а был привнесен в основном двумя крупными реками из юго-восточных и северо-западных окраин Сибирской платформы и периодически воздымавшихся гор на месте теперешнего Станового, Алданского нагорьев, Джугджура, Сетте-Дабана и части Южного Таймыра. Состав кластогенных компонентов, или петрофонд формаций верхоянского комплекса, отражает многие особенности исходного субстрата данных областей питания СБ. Он в основном полимиктовый, минералогически незрелый. Относительная кратковременность стадии диагенеза в быстро захоронявшихся осадках, очевидно, не благоприятствовала дозреванию вещества до минералогически равновесных парагенезов. Но тем не менее фациальные обстановки седиментации определенно сказались на своеобразии последиагенетических парагенезов аутигенных минералов и вторичных структур в породах.

Чтобы конкретнее установить влияние фациальных условий осадконакопления на литогенез, надо прибегнуть к сравнению парагенезов минеральных и структурных новообразований в таких породах, которые принадлежат к разным фациальным типам отложений, а залегают рядом, в едином разрезе одной и той же тектонической структуры, из чего следует, что данные породы находились в одинаковых термобарических и гидрохимических обстановках на протяжении всего времени формирования ПБ, складчатости и орогенеза.

Вот один из примеров. На севере Хараулахского хребта в верхней части разреза Ф-1 позднепермского возраста переслаиваются две очень характерные группы песчаных пород. Одна группа соответствует фациям хорошо отсортированных, отмытых от глинистой примеси осадков сильно подвижного морского мелководья с отчетливыми текстурными признаками аккумулятивных форм накоплений волновых, прибойных или вдольбереговых течений (кос, пересыпей, баров). Для краткости назовем их фациями отложений волновой группы. Теперь это массивные метапесчаники с кварцем, альбитом, серицитом и другими хорошо окристаллизованными минералами в межзерновых промежутках, с господствующими инкорпорационно-регенерационными, рекристаллизационно-бластическими структурами и прочими новообразованиями глубокого катагенеза и начала метагенеза. Залегающие буквально рядом с ними плохо отсортированные, насыщенные алеврито-глинистым межзерновым матриксом и тонкодисперсным органическим веществом песчаники другой группы литотипов — из фаций биоэлювия (инитолиты) приливно-отливной равнины в межавандельтовых участках — отличаются от предыдущих метапесчаников настолько слабоизмененными седиментогенными структурами, что без специальных исследований глинистого матрикса они могут приниматься за образования раннекатагенетической стадии. Однако их глинистое вещество претерпело существенные изменения. Ныне оно представлено хорошо окристаллизованными железисто-магнезиальным хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой политипа 2M<sub>1</sub> с очень малой примесью смешанослойных образований с разбухающей фазой — вероятных реликтов трансформированного в гидрослюду смектита. В том, что такие трансформации происходили, убеждают результаты сравнения этих минералов с глинистыми частицами, находящимися внутри диагенетических карбонатных конкреционных стяжений-септарий в той же породе (как известно, глинистый материал, изначально изолированный карбонатным заполнителем этих стяжений от воздействия на него растворов при катагенезе, сохранил свой состав гораздо ближе к исходному осадку).

Учитывая, что парагенезы всех пород составляют единую систему, в которой изменения любого литотипа влияют на преобразования соседних, можно заключить, что трансформации терригенно-глинистого матрикса в образованиях биоэлювия и приливной равнины порождали отток избыточной воды с растворенными в ней веществами в открытые межзерновые промежутки песчаных отложений волновой группы, где были идеальные условия для кристаллизации минералов-индикаторов стадий литогенеза. Следовательно, рассмотренные отложения испытывали на начальных этапах погружения ПБ воздействие некоторых процессов элизионного (по терминологии В.Н. Холодова [13]) катагенеза, и характер новообразований во многом зависел от текстурно-структурных особенностей, зависящих, в свою очередь, от генетической принадлежности отложений.

Однако в отличие от типичного элизионного катагенеза, при котором роль песчаных пород (как коллекторов отжатых из глин-флюидов) пассивна, здесь их терригенные компоненты тоже активно

вливали на аутигенное минералообразование. Это объясняется своеобразием строения рассматриваемых формаций — преобладанием алеврито-песчаных пород над глинистыми. Зависимость состава аутигенных новообразований от петрофонда отчетливее всего бывает заметна при сравнении песчаников разных формаций. Так, в формациях Ф-1 и Ф-2 преобладают граувакки — кварцево-полевошпатовые, полевошпато-кварцевые и кварцевые; реже (главным образом в Ф-2) находятся граувакковые аркозы и лишь на отдельных стратиграфических уровнях карбона, среднего и верхнего триаса и нижней юры к низам отдельных трансгрессивных мезоциклов осадконакопления приурочены мезомиктовые кварцевые песчаники, которые при переходе вкост простирающихся тектонических структур к окраинно-платформенным формациям замещаются пачками олигомиктовых кремнекласитово-кварцевых пород (использована терминология из классификации песчаников по В.Д. Шутову [14]). Большинству перечисленных пород свойственны преимущественно кварцево-хлорито-гидрослюдистые новообразования, но количественные соотношения между вышеупомянутыми минералами в каждом конкретном случае варьируют в прямой зависимости от количественных соотношений между терригенным кварцем и литокластами и от состава самих литокласт.

Совершенно иные, качественно новые комплексы аутигенных минералов появляются там, где набор породообразующих компонентов существенно изменился, как, например, в относимых к своеобразной группе "средних аркоз" (название, предложенное А.Г. Коссовской) песчаниках нижнего мела Ф-3 Приверхоанского прогиба. Эти песчаники соответствуют осадкам крупной, сопоставимой с современной Леной, палеореки и ее притоков. К моменту их накопления в конце миогеосинклинальной стадии произошло перераспределение питающих провинций СБ. Осадки Ф-3 возникли за счет размыва, главным образом, диафоритов докембрия и раннемезозойских гранодиоритов и тоналитов Алдано-Становой области [3, 17], вследствие чего их терригенные компоненты состоят из преобладающих плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда с подчиненными им калишпатами, кварцем и со значительной примесью биотита, мусковита, высоким содержанием акцессорных фемических минералов. Аналогичные парагенезы известны по описаниям [19, 20 и др.] в породах позднемеловых бассейнов Британской Колумбии (острова Ванкувер и Гульф), палеоценовых и эоценовых бассейнов Калифорнии (Западная Олимпия и горы Св. Инессы), т.е. в СБ, примыкавших к более древним массивам гранодиоритов. Среди аутигенных минералов в цементе таких песчаников наиболее типичны цеолиты (преимущественно ломонтит) в парагенезе с корренситом и сфеном. Главными источниками необходимого для их формирования вещества здесь могли быть содержащие кальций терригенные минералы — средние плагиоклазы, эпидоты, роговые обманки и гранаты, а для корренсита и сфена — биотиты и др. Это подтверждают стадийные исследования, в частности наблюдения псевдоморфозов ломонтита по вышеназванным минералам в шлифах песчаников с типоморфными признаками начала стадии глубокого катагенеза. Те же исследования показали, что при самом глубоком катагенезе, перед стадией

метагенеза ломонтит замещается эпидотом и кальцитом поздней генерации одновременно с ростом относительного содержания аутигенного кварца и (за счет плагиоклазов) альбита. Причем везде ломонтит или продукты его замещения среди пород Ф-3 концентрируются только в песчаниках из фациальных типов дельтовых субаэральных конусов и руслового аллювия крупной реки, вероятнее всего потому, что благоприятная для генезиса цеолитов слабовосстановительная и нейтральная либо слабощелочная среда была при катагенетических процессах унаследована от такой же химической среды иловых растворов в осадках данных фаций.

Таким образом, опосредованно через петрофонд формаций на процессы постседиментационного минералообразования оказывали совместное влияние многие факторы седиментогенеза: и (наиболее явно) конседиментационный тектонический режим, обусловивший местоположение, размеры, рельеф и в конечном счете состав эродлируемого субстрата, и фациальные и климатические обстановки седиментации. Признаки влияния последних на литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей наиболее камуфлированы, но они тоже поддаются расшифровке. Выше упоминалось об уровнях появления в верхоянском комплексе кварцевых граувакк и мезомиктовых песчаников в низах отдельных трансгрессивных циклов седиментации. По времени они в большинстве совпадали с эпохами, когда, судя по палеофлористическим [2] и общегеологическим данным, возникали условия жаркого гумидного климата. Активизация химического выветривания в те эпохи, несомненно, благоприятствовала возникновению минералогически зрелого терригенного материала. Однако частые периодические активизации тектонических движений и вызванные ими интенсивные темпы эрозии субстрата в большинстве случаев препятствовали завершенности процессов созревания вещества в осадках. Тем не менее в конце отдельных регрессивных этапов седиментации при временных ослаблениях тектонической активности в питающих провинциях могли возникать коры выветривания, последующий размыв которых порождал специфические терригенные минеральные парагенезы — апосапрогенные, по В.Д. Шутову [15]. Развивая его концепцию, можно подчеркнуть, что некоторые черты своеобразия апосапрогенных (возникших за счет выветрелого субстрата) парагенезов в породах миогеосинклинальных формаций сказываются на особенностях новообразований до стадий метагенеза и начального метаморфизма включительно. Таким породам в верхоянском комплексе свойственно господство в составе цемента регенерационного кварца и сплошное развитие на контактах терригенных зерен структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза. Всем прочим разностям с литокластогенными или петрогенными типами парагенезов присущи новообразования иного вида: межзерновые агрегаты, препятствующие широкому развитию регенерационных цементов, и "шиповидные" или "бородатые" структуры врастания слюд в корродированные края терригенных частиц.

В конечном счете возникли весьма разнотипные преобразования пород. Они зональны, что показали еще в середине 50-х годов А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [3, 4]. Автору удалось подтвердить их

схему для всего Верхоянского региона и детализировать ее, выделив до девяти зон последовательно усиливающейся литификации [17]. Выяснилось, что самая полная информация о стадийности процессов литогенеза заключена в бескарбонатных мелко- и среднезернистых песчаниках, которые принадлежат к фациям упоминавшихся осадков волновой группы, а также внешне схожих с ними отложений зерновых потоков в котловинном морском бассейне и в меньшей мере дельтовых конусов и руслового аллювия. А так как перечисленные фации имеются во всех миогеосинклинальных формациях, то по ним в первую очередь можно коррелировать региональную зональность литогенеза и сравнивать интенсивность преобразования отложений в разных участках бассейна. С этой целью все результаты стадийного анализа синтезируются на уровнях подформаций на палеотектонических профилях и картах.

Такая корреляция позволила прийти к выводу о том, что степень конечных постседиментационных преобразований пород миогеосинклинальных терригенных формаций обусловлена не столько глубинами их погружения в доскладчатом бассейне, сколько процессами термальной активизации недр и тектонических дислокаций. Максимально глубокие, метаморфические преобразования верхоянского комплекса развития преимущественно вдоль тектонически ослабленных участков пересечения глубинных диагональных разломов над вероятными очагами позднемезозойской гранитизации фундамента бассейна, т.е. они были порождены термальными аномалиями на этапах тектонических перестроек бассейна [18]. Прямые признаки влияния фациально-вещественных факторов литогенеза на характер постседиментационных преобразований существенно искажаются вторичными изменениями пород в период превращения ПБ в складчатую область, но не совсем утрачиваются. Везде по мере приближения к ареалам метаморфизма сокращается разнообразие аутигенных минеральных парагенезов [4]. Тем не менее индивидуальные особенности вторичных структур, соотношений и количественных сочетаний минералов у пород разной фациальной принадлежности проявлены даже в образованиях зеленосланцевого метаморфизма.

Итак, комплексные стадийные исследования на генетической основе дают возможность однозначно установить, что условия седиментации повлияли на развитие процессов литогенеза не меньше, чем глубинные термобарические обстановки миогеосинклинального тектонического режима. Результаты этих исследований находятся в полном соответствии со сформулированным Л.В. Пустоваловым [6] законом о физико-химической наследственности осадочных пород, представляя дополнительное обоснование его универсальности.

### Abstract

As is known, conditions favouring sedimentation (sedimentogenesis) affect lithogenesis (diagenesis followed by rock alterations) the process being of a regular character. Specific methods on the up-to-date genetic grounds are required to reveal these regularities in tectonically active miogeosyncline

regions subjected to later dislocations. The methods applied to various geologic objects — Verkhoyansk complex, namely, have shown post-sedimentation structure and autigenious mineral being affected (indirectly, through structure-tectural characteristics of sediments and composition of their terrigenous components) by consedimentative tectonic regime, facies and climatic environments favouring sedimentation; the impact of the latter, though hidden, not eliminated completely due to the intensive rates of submergence and sediment evacuation from the zone of sedimentogenesis. Newly-formed sandstones, belonging to the facies: accumulations of unstable shallow waters, grain flows, delta cones and channel alluvium have been found to contain the most valuable information. The facies being common for all miogeosyncline formations, they can be successfully used in correlation post-sedimentation rock transformation zoning. Thus, the conditions of sedimentation have been proved to affect the process of lithogenesis (early metamorphism being included) in no less degree than the interior thermobar environments under miogeosyncline regime, the conclusions being in full agreement with Pustovalov's law (1940) on physico-chemical inheritance of sedimentary rocks.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреев В.С.* Верхоянский комплекс Лено-Омолуйского междуречья: (Геология и размещение руд. минерализации): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 17 с.
2. *Архипов Ю.В.* Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 240 с.
3. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 63. 234 с.
4. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах // Геотектоника. 1976. N 2. С. 15—30.
5. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 470 с.
6. *Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. I. 476 с. Ч. 2. 420 с.
7. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 230 с.
8. *Тимофеев П.П.* Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд: (К 75-летию акад. Н.М. Страхова). М.: Наука, 1975. С. 182—190.
9. *Тимофеев П.П.* Советская литология и пути ее развития // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 6—20.
10. *Тимофеев П.П.* Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3—14.
11. *Тимофеев П.П.* Проблемы литологии // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 3. С. 3—13.
12. *Хаин В.Е.* Учение о геосинклиналях и тектоника плит // Геотектоника, 1986. N 5. С. 3—12.
13. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах: (На примере Вост. Предкавказья) // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 372. 257 с.
14. *Шутов В.Д.* Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. 1972. Вып. 238. С. 9—29.
15. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов // Там же. 1975. Вып. 278. 215 с.

16. Япаскурт О.В. Катагенез и метакатагенез отложений палеозоя и мезозоя в геологической истории Северного и Западного Верхоянья // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1980. N 4. С. 15—24.
17. Япаскурт О.В. Литология терригенных формаций миогеосинклинальных осадочно-породных бассейнов верхоянского комплекса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1987. 36 с.
18. Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 3. С. 714—717.
19. Stewart R.T. Zeilite facies metamorphism in the Western Olympic Peninsula, Washington // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 7. 3. 1139—1142.
20. Van de Kamp P., Leak B.E., Senior A. The petrography and geochemistry of some Californian crosses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin // J. Geol. 1976. Vol. 84, P. 195—212.
21. Япаскурт О.В. Types of profound post-sedimentary transformations of sedimentary deposits of the Verhojansk complex of mesozooids // XXVII Intern. geol. congr.: Abstracts. Sect. 04, 05. Moscow, 1984. Vol. 11. P. 23—231.

УДК553.078.611

*В.Н. Холодов*

## О МЕТАЛЛОГЕНИИ ЭПОХ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Эволюции кремненакопления в истории Земли были посвящены исследования В.И. Вернадского, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, Н.С. Шатского, Г.А. Каледы, А.П. Лисицына, В.П. Казаринова, И.В. Хворовой, В.Н. Холодова, а за рубежом — Л. Кайс, В. Твенхофела, К. Данбара, Дж. Роджерса, Ж. Гросса и др.

Было установлено, что в докембрии выделяется несколько крупных эпох кремненакопления, среди которых особенно важное значение имеет нижнепротерозойская эпоха образования джеспилитов типа озера Верхнего (2,0—2,5 млрд лет), а также вендско-кембрийская эпоха развития фтанитов, спонголитов, джеспилитов (0,57—0,67 млрд лет).

**Вендско-кембрийская эпоха кремненакопления** особенно четко проявилась на территории Евразии. В это время кремненакопление осуществлялось в нескольких формах: в виде фтанитов, спонголитов и джеспилитов. Наибольшим распространением пользуются ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты (в некоторых регионах их называют ванадиеносными углеродсодержащими сланцами).

Углеродисто-кремнистые фтаниты были детально изучены автором в районах Большого и Малого Каратау (Казахстан), а также Джебаглинских гор (Киргизия). Они представляют собой тонкослоистые и мелкокристаллические кварц-халцедоновые породы, послойно обогащенные органическим или глинистым материалом. Тонкая ритмичная слоистость достигает толщины долей миллиметра и группируется в циклы нескольких порядков. Очень часто порода смята в сложные системы складок с амплитудой от 0,5 до 30—40 м и более. Содержание SiO<sub>2</sub> во фтанитах колеблется от 70 до 90%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2—10%, CaCO<sub>3</sub> 2—3%,

$C_{\text{орг}}$  — 1—2%; в качестве примесей присутствуют в повышенных количествах ванадий, никель, кобальт, хром, молибден, рений, серебро, свинец, цинк и др. металлы [12, 14, 15].

Ванадий образует ряд собственных минералов (курумсакиит, карнотит, ванадинит и др.), а также встречается в ассоциации с антраксолитом и графитом; вообще говоря, редкие элементы в большей степени ассоциируются с глинистыми или углеродистыми составляющими фтанитов, нежели с кремнистыми веществами.

Спонголиты пользуются широким распространением в Малом Каратау обычно в ассоциации с пластовыми фосфоритами. Они представляют собой массивную породу, слагающую мощные (до 2—3 м толщиной) линзовидные пласты.

Под микроскопом видно, что порода нацело слагается спикулами губок и их обломками; местами слои, сложенные спикулами, чередуются с прослоями фосфатных пеллет и оолитов. Содержание  $\text{SiO}_2$  в спонголитах колеблется от 90 до 96%, примеси других компонентов ничтожны.

Спонголиты часто ассоциируются с бесструктурными кремнями и халцедонолитами. Как показали наблюдения А.М. Тушиной [11], в приповерхностной зоне кремневые породы обычно теряют свою органическую структуру и замещаются вторичными кремнями и халцедонолитами, что обусловлено деятельностью вадозных вод.

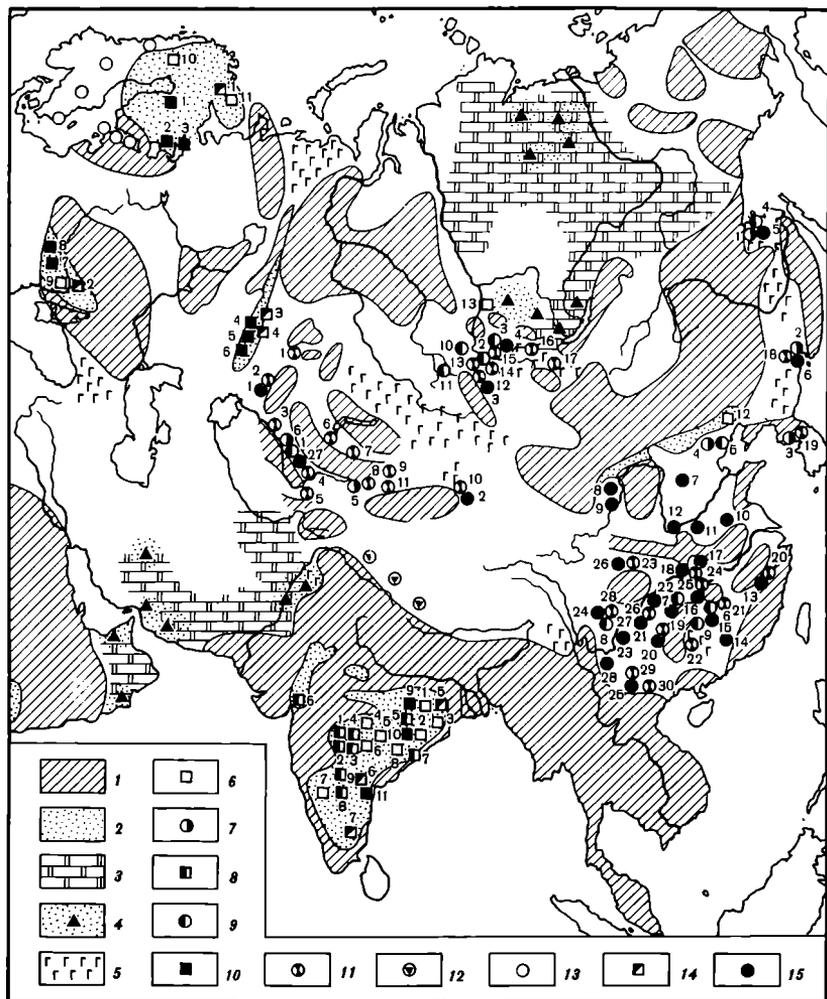
Джеспилиты среди вендско-кембрийских отложений Евразии встречаются спорадически; они локализованы в Европе (месторождение Дундерланд, Норвегия), в Средней Азии (месторождение Джетымтау, Киргизия), на Дальнем Востоке (месторождение Малого Хингана, Удско-Селемжинского междуречья), в Северной Корее, в КНР. Они представляют собой тонкое чередование магнетит-гематитовых и кварцевых слоев, содержание железа достигает 25—35%. В некоторых случаях наряду с железом пластовые тела железистых кварцитов существенно обогащены марганцем.

Наряду с ванадиеносными фтанитами, спонголитами и джеспилитами вендско-кембрийских толщах Евразии формировались железорудные и марганцевые месторождения, не связанные с кремнистыми толщами, пластовые фосфориты и другие осадочные образования.

Металлогения венда и кембрия Евразии была детально исследована автором в ряде предшествующих работ [13, 15]. Основой для анализа закономерностей распределения генетически различных рудных скоплений этого региона может служить карта (см. рисунок), которая составлена с учетом материалов В.М. Сеницына, Г.И. Бушинского, Б.М. Келлера, В.Г. Королева, М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова, А.А. Иванова, Ю.Ф. Левицкого, И. Стоклина, С.Г. Анкиновича и др.

Хорошо видно, что в пределах Евразии выделяются 4 крупных провинции.

В Западном Тянь-Шане и Южном Казахстане располагается первая группа месторождений, среди которых резко выделяется бассейн пластовых фосфоритов в Малом Каратау, крупные скопления ванадиеносных сланцев Большого Каратау, Джебаглы и Сарыджас и железорудное джеспилитовое месторождение Джетымтау.



Палеометаллогеническая схема строения Евразии в вендско-кембрийское время 1 — довендская суша, перекрытая более молодыми отложениями; 2 — довендская суша, выведенная на поверхность процессами эрозии; 3 — доломитовые осадки вендско-кембрийских морей; 4 — соли, гипсы, гипсоносные мергели в красноцветных песчаниках; 5 — районы вулканической деятельности; 6 — железорудные месторождения; 7 — железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоёма; 8 — марганцеворудные месторождения докембрия, гондиты; 9 — марганцеворудные месторождения венда—кембрия; 10 — ванадиевые титаномагнетиты докембрия; 11 — ванадиевоносные углеродисто-кремнистые фтаниты (сланцы); 12 — черные кремнисто-глинистые сланцы; 13 — черные кварцевые сланцы; 14 — апатитовые рудопроявления докембрия; 15 — рудопроявления и месторождения фосфоритов венда—кембрия

Каратауский фосфоритоносный бассейн связан с осадочными толщами нижнего кембрия. Здесь, к северу-западу от г. Джамбула, на площади 3000—3500 км<sup>2</sup> расположены 5 крупных месторождений и около 40 рудопроявлений пластовых фосфоритов. Фосфоритоносная толща месторождений Чулак-Тау, Ак-Сай, Кок-Су, Кок-Джон и Джанытас колеблется в мощности от 50 до 120 м и складывается пластовыми пеллетовыми и оолитовыми фосфоритами, спонголитовыми кремнистыми породами, кремнистыми фтанитами и сланцами, а также железомарганцевыми доломитовыми строматолитами и доломитами.

Ванадиеносные фтаниты и сланцы Большого Каратау, Джебаглинских гор и Сарыджаса принадлежат к более глубоководной фации того же палеоводоема; мощность рудоносных толщ здесь достигает 200—280 м, и они представлены тонким ритмичным чередованием глинистых, карбонатных и углеродистых фтанитов, содержащих повышенные количества ванадия, хрома, свинца, серебра, молибдена, рения, бария и стронция [1, 15].

Железистые кварциты района Джетымтау пространственно тесно связаны с вендскими тиллитоподобными породами и представлены линзовидными залежами тонкослоистых магнетит-гематитовых, чередующихся с прослоями песчаников и алевролитов с хлорит-гематит-магнетитовым цементом [3].

В пределах этой провинции выделяется множество субсинхронных мелких рудопроявлений фосфоритов, ванадиеносных фтанитов и сланцев, а также железных и марганцевых руд; характерна также слабая дифференциация рудного материала, в результате которой фтаниты и железомарганцевые руды содержат повышенные количества P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в виде конкреций и микростяжений, а среди пластовых фосфоритов встречаются пласты и линзы ванадиеносных фтанитов [15].

Вторая рудная провинция находится в пределах Алтая, Саян и Монгольской Народной Республики. В ней сосредоточены месторождения пластовых фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, многочисленные мелкие рудопроявления фосфоритов и ванадиеносных черных сланцев, а также крупные месторождения марганцевых руд.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн занимает площадь около 25 000 км<sup>2</sup>. На территории бассейна известны семь крупных месторождений пластовых фосфоритов (Хубсугульское, Ухагольское, Улеин-Даба, Манхан-Ула, Бэрхиму-Ула, Цаган-Нур, Хогорган) и множество мелких рудопроявлений. Пластовые фосфориты приурочены к карбонатной хубсугульской серии кембрийского возраста; в разрезе преобладают афанитовые и мелкозернистые (пеллетовые) разновидности, содержащие 20—22% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

В тесной парагенетической связи с фосфоритами Хубсугула встречаются бокситовые породы, железомарганцевые рудопроявления и редкие линзы черных ванадиеносных кремней.

Много мелких рудопроявлений фосфоритов известно в пределах Алтае-Саянского региона; они приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Месторождения Тамалык и Белая Уса залегают среди нижнекембрийских отложений, а месторождения Горной

Шори и Сейбы (Белка, Мрасское, Конзасское и др.) связаны с вендско-рифейскими толщами.

Для районов Алтая и Саян очень характерны крупные месторождения марганцевых руд нижнекембрийского возраста — Усинское, Мазульское, Дурновское, Мало-Урюпинское, Янгельское, Ильинское и др. В большинстве случаев это родохрозитовые или хлорит-родохрозитовые скопления, содержащие линзовидные скопления фосфоритов. Обращает на себя внимание сложная связь этих рудных скоплений с эффузивами. Одни исследователи считают эти скопления марганца типично осадочными, другие — эффузивно-осадочными.

Третья рудная провинция Евразии захватывает районы Приморья. Она характеризуется развитием железистых руд типа джеспилитов, железомарганцевых кремнистых руд и пластовых фосфоритов.

Марганцевые и железомарганцево-кремнистые руды пользуются здесь также очень широким распространением; характерна очень тесная пространственная и геохимическая связь тонкослоистых кремнисто-железистых и кремнисто-марганцевых скоплений. Главными минералами марганца являются браунит и родохрозит, железа — гематит. Содержания марганца достигают 58%, железа — 16%.

Месторождения Монголо-Охотской складчатой области отличаются несколько другим сочетанием полезных ископаемых; здесь преобладают железорудно-марганцевые месторождения, парагенетически связанные с пластовыми фосфоритами.

Четвертая рудная провинция захватывает значительные площади Южного Китая и Северо-Западного Вьетнама. Здесь в кембрийских и синийских отложениях известны многочисленные мелкие рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных черных сланцев и фтанитов, а также марганцевых руд. На этом фоне резко выделяется крупный фосфоритоносный бассейн провинции Юньнань (КНР), апатитоносный Лаокайский бассейн (ДРВ), марганцевые месторождения Сянь-Тань и Вафанзы, приуроченные к синийскому комплексу пород, и ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия провинций Синань и Наньджун. Наиболее крупные фосфоритовые месторождения провинции локализируются в пределах впадины Синань (КНР, ДРВ).

Синийско-кембрийский пояс представлен несколькими крупными месторождениями высококачественных пластовых и желваковых фосфоритов, тесно связанных с тиллитами, черными кремнистыми сланцами и доломитами и множеством мелких фосфатных рудопроявлений.

Непосредственным продолжением этого пояса к югу являются апатитоносные толщи Вьетнама; они прослежены в виде участка длиной в 70 км и шириной 5—7 км. На этой площади установлены 3 месторождения (Мау-Кок, Ланг-Мо, Кам-Дьонг) и много мелких рудопроявлений апатитов, приуроченных к сзите Кок-сан предположительно кембрийского возраста. Рудоносным является интервал в 6—12 м, сложенный доломит-apatитовыми рудами с примесью кварца, углистого и марганцовистого вещества; содержание  $P_2O_5$  колеблется от 26 до 34%. Предполагается, что апатитоносные толщи являются метаморфическим аналогом фосфоритоносных отложений провинции Юньнань.

Марганцерудные месторождения Сянь-Тянь, Вафанзы и Чайное залегают в толще синийских углеродисто-кремнистых пород, но оруденение в них тесно связано с карбонатными отложениями, да и в рудах преобладает родохрозит.

Исследования последних лет существенно расширили представления о металлогенических особенностях вендско-кембрийской эпохи в Евразии.

Так, например, в Пакистане, среди нижнекембрийских отложений районов Музаффарабад—Абботтабад недавно был открыт фосфоритоносный бассейн, в котором пространственно связаны между собой высококачественные фосфориты и кремнисто-железные руды.

Широко развиты кремнисто-фосфоритоносные отложения в Австралии, где в 60-х годах в среднем кембрии был открыт и разведан бассейн Джорджина. Фосфоритоносные отложения в этом регионе обнажаются на площади около 80 000 км<sup>2</sup>; в настоящее время здесь подсчитаны запасы семи очень крупных месторождений пластовых фосфоритов (Дачис, Эрдмоур, Вонаракс, Леди Энни и Леди Джен, Черрин Крик и Леди Крик) и шести более мелких, не считая многочисленных рудопроявлений.

Пластовые фосфориты ассоциируются с доломитами, черными кремнистыми сланцами и кремнями, линзами железных руд, эвапоритами и тиллитоподобными породами. По структурным особенностям преобладают пеллетовые и массивные фосфориты. Содержание фосфора колеблется от 18 до 31%, мощность продуктивных пластов достигает десятков метров. Фосфоритоносные отложения и их стратиграфические эквиваленты следов вулканической деятельности не содержат.

Как выяснилось сравнительно недавно, вендско-кембрийская металлогеническая эпоха довольно четко проявилась и в пределах Африки. Здесь, на границе между Буркина-Фасо, Нигером и Бенином недавно был открыт крупный фосфоритоносный бассейн, связанный с отложениями венда, точнее — с группой формации Пендъяри (675—615 млн лет). Фосфориты приурочены к формации Кодъяри и ее стратиграфическим аналогам. С пластовыми накоплениями фосфоритов в разрезе тесно связаны тиллиты, доломиты и известняки, содержащие барит, тонкослоистые кремни и железомарганцевые руды; встречаются прослои вулканогенных пород (туффиты, пеплы).

Имеются основания считать, что сходные по возрасту месторождения фосфоритов развиты в Мавритании и Сенегале. В Гане и Того известны крупные железорудные проявления, связанные с тиллитами.

Менее отчетливо вендско-кембрийское кремне- и фосфатонакопление реализовалось, по-видимому, в пределах Северной и Южной Америки, хотя возможно, что оно здесь просто плохо изучено.

В Южной Америке крупные месторождения пластовых фосфоритов разрабатываются в Бразилии. Здесь наиболее перспективна на фосфор серия Бамбуи, принадлежащая позднему докембрию—раннему кембрию; она оказалась фосфоритоносной в пределах штатов Минас-Жерайс, Гояс и Баия. В ее нижней части залегают тиллитоподобные конгломераты. Фосфориты встречены в средней части серии Бамбуи, в пределах формации Параопеба, в основании толщи желтых, крас-

ных и зеленых глин. Мощность продуктивной пачки достигает 80 м, а содержание  $P_2O_5$  колеблется от 5 до 30%. Фосфориты тонко-слоисты, смяты в систему изоклинальных складок и слагаются мелкими и удлиненными фосфоритовыми пеллетами и обломками кварца. Фосфориты ассоциируются с карбонатными породами и кварцитами.

Итак, подводя итоги, можно утверждать, что в вендско-кембрийское время сходные процессы осадкообразования охватили почти все континенты земного шара. В эту эпоху формируется характерная ассоциация пород и руд, в которой ведущее место занимает кремнистые породы — ванадиеносные фтаниты, спонголиты, джеспилиты, а также пластовые и желваковые фосфориты; наряду с этими скоплениями повсеместно возникают месторождения железных и марганцевых руд, доломиты и известняки, тиллиты и тиллитоподобные породы, а также аркозово-граувакковые песчаники.

Изучение литолого-фациальных особенностей строения рудоносных отложений отдельных регионов Евразии (см. рисунок) в сочетании с историей их геологического развития привело к важному выводу о том, что формирование кремнистых пород пластовых фосфоритов, железомарганцевых руд и черных металлоносных сланцев осуществлялось не в едином палеоводоеме океанического типа, а в системе проливнообразных эпиконтинентальных морских бассейнов, частично изолированных друг от друга участками суши [1, 15, 8]. О существовании многочисленных островов и участков суши, разделявших вендско-кембрийские палеоводоемы, свидетельствует заметное уменьшение мощностей рудовмещающих толщ, погрубение терригенного материала, массовое появление мелководных текстур (косой слоистости, знаков ряби, биогермных построек типа рифов), увеличение количества размывов и изменение состава галек по направлению к областям устойчивых (во времени) поднятий.

Нельзя также не видеть, что интенсивность кремненакопления и связанного с ним рудообразования в пространстве и времени не соответствует размаху эффузивной деятельности; в тех впадинах, где вулканические проявления были особенно сильны, кремненакопление и рудогенез затухают.

Между тем анализ питающих провинций довендского времени (см. рисунок) позволяет прийти к выводу, что они по составу весьма близки к осадочным рудным скоплениям венда—кембрия. Действительно, в их строении определяющую роль играли более древние джеспилитовые месторождения, с которыми были связаны большие массы Fe, Mn,  $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ , и других рудных компонентов, а также габбро-анортозитовые массивы, содержащие рудные скопления Fe, Ti, V,  $P_2O_5$  и других элементов ряда протокристаллизации.

Повсеместное развитие этих образований на суше придавало совершенно неповторимый облик осадочному процессу того времени и отражалось в металлогении конечных водоемов стока.

Таким образом, мы приходим к заключению, что именно своеобразие питающих провинций в сочетании с развитием нормального осадочного процесса определило возникновение вендско-кембрийской эпохи кремненакопления и рудогенеза.

**Нижнепротерозойская эпоха кремненакопления** также представлена на всех континентах планеты, однако ведущей породой этого времени являются джеспилиты — тонкое чередование рудных минералов (гематит, магнетит, лимонит, сидерит, анкерит, гринолит, пирит) и кремний. Они занимают ведущее место в пределах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии (СССР), в железорудных поясах Индии, в железорудных толщах Хамерсли (Австралия), Трансвааль—Грикватун (Африка), озера Верхнего и Лабрадрского трога (Северная Америка) и Минас-Жерайс (Южная Америка).

Кремнистые и железорудные отложения **Кривого Рога** представляют собой один из трех железорудных поясов Украинского кристаллического щита. Они образуют полосу длиной в 100 км и шириной 2—7 км, вытянутую в субмеридиональном направлении от Кривого Рога к Кременчугу. В криворожской свите выделяют три части; средняя свита, имеющая мощность 1200—1300 м, представляет собой чередование железорудных и сланцевых горизонтов. Всего установлено семь железорудных горизонтов, сложенных мартит-магнетитовыми и хлорит-магнетитовыми роговиками и джеспилитами.

Железорудные толщи перекрываются отложениями гданцевской и глеватской свит, в составе которых широко развиты углеродосодержащие кремнисто-карбонатные тонкослоистые отложения. Эти углеродисто-кремнисто-карбонатные сланцы имеют мощность до 600 м, хорошо выдержаны по простиранию и содержат до 12—15%  $C_{орг}$ , до 1,50%  $TiO_2$ , до 0,20%  $MnO$  и почти 0,20%  $P_2O_5$  [5]. Содержание ванадия в этих толщах достигает 0,04%, т.е. в два раза превышает кларк [5].

**Курская магнитная аномалия (КМА)** представляет собой мощное скопление железистых кварцитов. Она прослеживается полосой шириной 200 км от Белгорода и Старого Оскола к северу-западу более чем на 850 км.

Нижнепротерозойские отложения КМА расчленяются на две серии — курскую, с которой связаны все железорудные проявления региона, и оскольскую, сложенную кварц-биотитовыми, карбонат-биотитовыми сланцами, песчаниками, известняками и доломитами.

Железные руды имеют характерную полосчатую текстуру и представлены магнетитовыми, гематит-магнетитовыми и силикат-магнетитовыми кварцитами. Магнетитовые руды содержат в среднем 31% растворимого железа и 43%  $SiO_2$ .

В протерозойских толщах КМА часто встречаются пачки черных углеродисто-кремнистых сланцев; их относительная распространенность возрастает от архея к протерозою. Как это было показано В.Е. Закруткиным [5], углеродсодержащие толщи этого региона заметно обогащены ванадием (до 0,1%), марганцем, кобальтом, никелем, медью, свинцом, цинком, золотом.

В верхней части оскольской серии, в толщах тимской свиты Н.А. Созинов и В.А. Казанцев [9] описали около семи фосфоритоносных пачек. При этом фосфоритовые прослои либо залегают среди кварцитов, чередуясь с кремневым материалом и занимая место минералов железа, либо образуют многочисленные пеллеты, формирующие слои в углеродисто-карбонатном материале.

Кремнистые фосфориты нередко включают марганецсодержащие прослои — кремнисто-углеродистые и карбонатные породы, содержащие до 9% марганца.

Таким образом, в пределах КМА отчетливо проявляется парагенетическое сочетание железных руд, фосфоритов, марганцевых руд и ванадиеносных углеродисто-кремнистых сланцев (фтанитов).

**Железисто-кремнистые отложения Индии** пользуются очень широким распространением в пределах кристаллического щита. Они развиты в пределах гор Аравали, к юго-западу от Дели, где прослеживается полоса шириной в 330 км и длиной около 100 км, а также на востоке полуострова. Стратиграфически они обычно связаны с толщами дарварской системы, которая выполняет в кристаллическом фундаменте щита синклиналильные впадины.

В пределах штатов Бихар и Орисса мощность железорудного комплекса, в котором чередуются песчано-глинистые сланцы и железистые кварциты, оценивается в 2000—2500 м, а толщи гематитовых кварцитов — 350—1000 м. В высококачественных рудах содержание железа достигает 66—69%, фосфора — 0,80—0,12%, серы — 0,02—0,05%.

В нижней части Дарварской системы широким распространением пользуются гондиты — породы, состоящие из кварца и спессартина, т.е. существенно обогащенные марганцем; кроме того, в них присутствуют браунит, якобит и другие минералы марганца. По данным С. Роя [6], в гондитах содержание марганца достигает 50%, фосфора — 0,65%,  $\text{SiO}_2$  колеблется от 2 до 20%. Местами гондиты и железистые кварциты сложно переслаиваются между собой.

Под микроскопом в гондитах часто встречаются кристаллики апатита. В некоторых случаях окисленные гипергенные марганцевые руды (пиролюзит, псиломелан) залегают, чередуясь с углеродистыми породами, а также с фосфоритами; последние, в свою очередь, оказываются тесно связаны с пластами строматолитов, типичных для фосфоритов Индии [6, 22].

Характерно, что линзы и желваки фосфоритов, содержащие до 37%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , довольно часто встречаются в отложениях свиты Аравалли штата Мадхья-Прадеш.

Нельзя также не отметить, что в некоторых разновидностях хлоритовых и горнблендитовых сланцев, ассоциирующих с железомарганцевыми рудами, отмечалось повышенное количество V, Ti, Cr, Co, Ni и других металлов, характерных для основных магматических пород.

**Железисто-кремнистые отложения Хаммерсли (Австралия)** распространены в западной части Австралийского континента. Они залегают в пределах одноименного бассейна, занимающего площадь 150 тыс. км<sup>2</sup>.

В нижнепротерозойских отложениях выделяются три супергруппы; к средней из них, свите Хаммерсли, имеющей мощность 2400 м, приурочены железистые кварциты.

Хотя известно, что в районе рудника Хаммерсли с железисто-кремнистыми образованиями связаны кремнисто-марганцевые руды, более детально ассоциации пород здесь не изучены [10]. В районе

Мидлбек, рудоносные формации которого некоторые исследователи сопоставляют со свитой Хаммерсли, железистые кварциты переслаиваются с марганцевыми разностями кремнистых пород и графитовыми кварцитами.

**Железистые кварциты районов Трансвааль—Грикватаун (Африка)** содержат огромные запасы железных руд. В свитах Претория и Грикватаун широко распространены итабириты и джеспилиты. Итабиритами принято называть железисто-кремнисто-доломитовые разновидности кварцитов; обычно они тесно ассоциируются с марганцевыми скоплениями. Их мощность достигает 200—250 м, содержание железа — 68%.

В свите Грикваленд железистые итабириты оказываются тесно связаны с марганцевыми; марганцевые руды представляют собой линзы и жилы, заключенные в цементе брекчированных доломитовых пород. Содержание марганца достигает 25—40%. Здесь также железистые залежи приурочены к кремнистым образованиям, а марганцевые — к карбонатным. В кремнистых породах, подстилающих отложения, обнаружено большое количество водорослевых текстур типа строматолитов.

В формации Куруман железистые и марганцеворудные толщи ассоциируются с кремнистыми углеродисто-глинистыми сланцами, в железистых и марганцевых разностях этих отложений содержится до 0,26%  $P_2O_5$  и около 0,18%  $TiO_2$  [20].

**Железисто-кремнистые толщи озера Верхнего (США)** характеризуются своеобразными литолого-геохимическими особенностями. Их часто называют таконитами — породами, в которых железистые разности чередуются со сланцевыми или кремнистыми образованиями. Они связаны с формациями над серией Анимики и прослеживаются вдоль края Канадского щита на много сотен километров с востока на запад. Мощность железорудной формации меняется от 1 до более 10 км к югу от озера Верхнего [2].

Большинство руд представлено железистыми роговиками с относительно низким содержанием железа (25—30%); главными минералами их являются кварц, магнетит, гематит, карбонаты и силикаты железа. Богатые гематит-гетитовые руды образуются за счет вторичного обогащения таконитов [21]. В формации Бивабик наряду с железом содержится  $MnO$  (0,54—0,63%),  $P_2O_5$  (0,06—0,15%),  $TiO_2$  (0,02—0,11%) и  $C$  (0,07—0,68%), в формации Троммальд —  $MnO$  (до 7,14%),  $P_2O_5$  (0,13%),  $TiO_2$  (0,16%), в формации Ривертон —  $MnO$  (1,9%),  $P_2O_5$  (0,8%),  $C$  (1,8%); очевидно, что во всех этих случаях содержание элементов-примесей существенно превышает кларковое.

Следует отметить, что в рудосносных разрезах нижнего протерозоя Северной Америки кварц-железородные отложения очень тесно связаны с графитовыми, углеродсодержащими черными сланцами типа фтанитов. Так, например, в нижней части формации Ривертон залегают графит-пиритовые сланцы, содержащие до 30%  $FeS_2$ , до 0,15%  $V_2O_5$  и 0,20%  $P_2O_5$ .

Для ряда районов развития таконитовой формации характерно обилие силицитов со строматолитовой текстурой, а также широкое

распространение доломитов и следов многочисленных внутриформационных размывов.

**Железисто-кремнистые толщи Бразилии** изучены несравненно хуже, почти все они приурочены к протерозойской формации Минас. Лучше других исследованы железорудные месторождения штата Минас-Жерайс, где широко распространены итабириты. Здесь в разрезе мощностью в 4500 м выделяют три зоны развития железорудных отложений; они занимают 10—15% мощности рудоносной серии.

Содержание железа колеблется от 30 до 40%, иногда достигает 50% и более, тогда как содержание марганца обычно не превышает 1% и только при формировании собственно марганцевых итабиритов оно достигает 45% [4].

В целом, подводя итоги краткому обзору рудопроявлений нижнепротерозойской эпохи, следует подчеркнуть ее планетарный характер. Действительно, образование геохимически сходных рудных скоплений в интервале 2000—2600 млн лет осуществлялось на всех континентах нашей планеты, в пределах Европы, Азии, Австралии, Африки, Южной и Северной Америки, и в этом нельзя не видеть определенное сходство между нижнепротерозойским и вендско-кембрийским рудоотложением [16—19].

Второй очень важной особенностью нижнепротерозойского времени явилось то обстоятельство, что в эту эпоху почти повсеместно в мелководных палеоводоемах осуществлялась концентрация железа, марганца,  $P_2O_5$ ,  $V_2O_5$ , титана, магния, а также других элементов ряда протокристаллизации. В этом проявляется геохимическое сходство двух исследуемых рудоносных эпох, что и заставляет обратить самое серьезное внимание на поиски фосфоритов, богатых марганцевых руд, ванадиеносно-редкометалльных кремнистых толщ, титано-ванадиевых россыпей и магнезитов в нижнепротерозойских разрезах различных регионов СССР.

Наряду с обращающим на себя внимание геохимическим сходством вендско-кембрийских и нижнепротерозойских бассейнов осадконакопления между ними, несомненно, имеют место и существенные различия. Прежде всего, следует отметить, что в нижнепротерозойское время ведущими химическими компонентами являлись железо и кремнезем; часто, но не всегда, с ними ассоциируются скопления марганца и фосфора, углеродсодержащие кремнистые скопления с концентрациями ванадия и сопутствующих ему редких элементов, а также различные по составу карбонатные отложения. Все эти рудные компоненты поступали в водоемы с суши, состав которой резко отличался от современных областей питания; по-видимому, они концентрировались чисто осадочным путем [13, 14].

Наоборот, главными компонентами в морях венда и кембрия чаще всего были фосфориты и ванадиеносные углеродисто-кремнистые толщи с сопутствующими им редкими металлами, тогда как железные и железомарганцевые руды здесь бесспорно отходят на второй план. При этом несомненно уменьшается относительная роль джеспилитов, которые в предверии фанерозоя становятся уже довольно редкими образованиями.

Вторым очень важным различием двух сравниваемых эпох является несомненное усиление обособленности рудных скоплений, четко проявившееся в направлении от нижнего протерозоя к венду и кембрию.

Действительно, как это видно из приведенных выше описаний, в нижнепротерозойских толщах месторождения железа, марганца, фосфора, ванадия и других рудных компонентов оказываются часто расположенными в непосредственной близости друг от друга, часто в одних и тех же разрезах, на одних и тех же территориях. Более того, многие руды железа содержат повышенные количества фосфора и марганца, а руды марганца — фосфора, железа и титана, находящихся в виде примеси. Благодаря такой тесной геохимической связи многих химических элементов в нижнепротерозойских месторождениях нередко становится возможным комплексное извлечение металлов-спутников, а в случае присутствия вредных примесей резко ухудшается качество руд.

Иначе обстоит дело в вендско-кембрийских толщах. Здесь чаще всего месторождения пластовых фосфоритов, углеродисто-кремнистых ванадиеносных фтанитов и сланцев, а также залежи железных и марганцевых руд не совмещаются в одних и тех разрезах, а переходят друг в друга по простирающую или просто находятся в разновозрастных толщах смежных регионов. Несомненно, что к началу фанерозоя возрастает степень дифференциации рудного вещества в бассейнах осадконакопления, усиливается пространственное разобщение рудных компонентов и, в конечном счете, появляются рудные скопления, почти свободные от присутствия элементов-примесей.

### Abstract

Associations of ore deposits typical of the Vendian-Cambrian and Lower Proterozoic silica accumulation epochs are described.

The Vendian-Cambrian was the time when major sedimentary deposits of land phosphates formed throughout the continental Earth, together with vanadium-bearing phtanites and "black shales", jaspilites and iron-manganese ores.

In contrast to the Vendian-Cambrian ore epoch, in the Lower Proterozoic various continents accomodated deposits of jaspilites, manganese ores and "black" metalliferous shaels either with occasional phosphorite deposits or very rich in  $P_2O_5$ .

The two global epochs of sedimentary ore formation reflect the evolution of the Earth's source provinces, controlled by the inflow of Fe, Mn, P, Co, Ni and other elements of basic and ultrabasic magmatic rocks which dominated in ancient drainage systems.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 356—357.
2. Бейли Р.В., Джеймс Х.Л. Докембрийские железорудные формации США // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 35—75.
3. Джолдошев Б.Д. Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо: (Центр. Тянь-Шань): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе, 1964. 35 с.
4. Дорр Д.В.Н. Железорудные формации Южной Америки // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 129—155.
5. Закруткин В.Е. Высокоуглеродистые формации раннего докембрия европейской части СССР. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. 286 с.
6. Рой С. Марганцевые месторождения. М.: Мир, 1986. 500 с.
7. Ронов А.Б., Сеславинский К.Б., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира // Сов. геология. 1974. N 12. С. 10—34.
8. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Вендские литологические формации мира // Там же. 1981. N 5. С. 37—59.
9. Созинов Н.А., Казанцев В.А. О фосфоритонности протерозойских отложений района КМА // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 4. С. 74—95.
10. Тренделл А.Ф. Докембрийские железорудные формации Австралии // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 155—172.
11. Тушина А.М. Вторичные изменения кремнистых пород Малого Каратау: (Месторождение Джанатас) // Вещественный состав фосфоритных руд. М., 1975. С. 76—90. (Тр. ГИГХС; Вып. 30).
12. Холодов В.Н. Типы концентраций ванадия в осадочных породах и некоторые вопросы его геохимии // Геология руд. месторождений. 1967. N 3. С. 25—26.
13. Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов // Литология и полез. ископаемые. 1970. N 2. С. 130—148.
14. Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования // Там же. N 4. С. 29—46.
15. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 283 с.
16. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191—309.
17. Холодов В.Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении // Литология и полез. ископаемые. 1975. N 6. С. 50—84.
18. Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76—91.
19. Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли: (Ассоц. пород и руд, связ. с кремненакоплением в докембр. толщах континент. блока) // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6—43.
20. Hanekom H.I. Thecrocidolite deposits of the Northern Cape Province: Ph. D. Thesis. Pretoria, 1966.
21. Morley G.B. Mesabi range // Geology of Minnesota: A centennial volume. Minneapolis, Minn. Geol. Sourv., 1972. P. 218—225.
22. Munshi R.L., Khan H.H., Ghosh D.B. The algal structure and phosphorus in the Aravalli rocks of Ihapna District // Curr. Sci. (Ind.). 1974. Vol. 43, N 4. P. 446—447.

## ЭВАПОРИТОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Эвапоритовое осадконакопление, связанное с процессами испарения морских и континентальных вод, формированием рассолов различной концентрации и разного состава и их воздействием на диагенетические и эпигенетические преобразования осадков и пород, а также на образование рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых, исключительно широко развито в природе и отличается большой сложностью и разнообразием. Только в последние годы в результате глобальных обобщений материалов по эвапоритовым бассейнам и фундаментальных геохимических и физико-химических исследований стало выясняться не только значение эвапоритового процесса в общем круговороте веществ на Земле, но и его влияние на многие процессы осадочного породообразования и рудообразования, в том числе на карбонатакопление, доломитообразование, фосфатакопление, формирование залежей калийных солей, углеводородов, железных руд, руд цветных металлов. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют наметить общие черты этапности эвапоритового седиментогенеза в истории Земли и выделить в каждом из этапов характерные особенности, свидетельствующие об эволюции палеогеографических, палеотектонических и физико-химических обстановок седиментации в геологической истории.

История эвапоритового седиментогенеза достаточно отчетливо подразделяется на шесть этапов, отличающихся различной продолжительностью и характерными только для них особенностями размещения эвапоритовых бассейнов и поясов осадконакопления: архейско-среднепротерозойский, позднепротерозойский, венд-палеозойский, триасово-юрский, мел-палеогеновый, неоген-современный. Рассмотрим наиболее важные черты палеогеографических и палеотектонических условий эвапоритовой седиментации каждого этапа, на основе которых можно выяснить основные закономерности эволюции галогенного осадконакопления в истории развития Земли.

**Архейско-среднепротерозойский этап.** Проблема эвапоритового осадконакопления в архейское и протерозойское время тесно связана с решением гораздо более сложной проблемы первичного состава вод докембрийских морских бассейнов, потому что от этого будет зависеть состав и последовательность выпадения осадков при сгущении морской воды в процессе испарения. Существующие представления о составе архейско-раннепротерозойской морской воды основываются на различных предложениях и весьма противоречивы. Наиболее широкое признание в настоящее время имеет предположение, что архейские океаны не должны были содержать растворенный сульфат, а катионы должны были балансироваться  $\text{Cl}^-$  и  $\text{HCO}_3^-$ , причем в отличие от современной морской воды концентрация  $\text{HCO}_3^-$  могла быть выше примерно в четыре раза, в значительном количестве

могло присутствовать растворенное железо, а содержание кальция и магния было повышено. Трудно сказать, какого состава получились бы эвапоритовые осадки при испарении такой океанской воды. Но в случае возникновения благоприятных геологических условий в эвапоритовых бассейнах архея могли бы накапливаться карбонатные и соленосные бессульфатные отложения.

При определении обстановок существования эвапоритовых бассейнов осадконакопления в архее и раннем протерозое большое значение имеет климатическая зональность и возможность установления аридных зон на континентах. Важно в этой связи отметить, что положение климатических зон на континентах зависит не только от общих закономерностей в циркуляции атмосферы и направлений морских течений в гидросфере, но и от размеров самих континентов и пространственного их положения относительно друг друга и экватора. Поскольку, как сейчас предполагается, размеры континентов в докембрии могли быть значительно меньше современных, то условия для эвапоритовой седиментации на тех из них, которые располагались в древних аридных зонах, должны были быть менее благоприятными, чем в фанерозое. Подобное допущение позволяет предположить, что геологические обстановки архея и раннего протерозоя способствовали существованию таких эвапоритовых бассейнов, которые находились преимущественно на карбонатной стадии развития. В этих бассейнах создавались благоприятные условия для формирования доломитовых отложений.

**Позднепротерозойский этап.** В настоящее время можно с достаточной уверенностью говорить о существовании бассейнов эвапоритового сульфатонакопления, начиная с 2 млрд лет, когда в водах Мирового океана, по-видимому, уже сформировался сульфатный резервуар. Однако широкое развитие эвапоритовых отложений документально зафиксировано со среднего рифея (приблизительно со времени 1,3 млрд лет). Заведомо эвапоритовые бассейны рифейского возраста выявлены сейчас во многих регионах Земли. Два из них — Маккензи и Коппермайн — находились на северо-западе Канады в Скалистых горах и на окраине Канадского щита, один — Гренвильский — на юго-востоке Канады, еще один — Баффиновский — в пределах Канадского Арктического архипелага, два — Туле и Мёркебьберг — на севере Гренландии, один — Амадиес — в Австралии. Кроме того, значительное количество сульфатопроявлений установлено во многих районах Западной, Северной и Восточной Австралии. Во всех этих бассейнах развиты мощные сульфатные толщи, имеющие региональное распространение. В бассейне Амадиес глубокими скважинами вскрыты пласты каменной соли в составе формации Биттер-Спринг, возраст которых древнее 1170 млн лет. Состав и строение сульфатоносных и соленосных рифейских толщ однозначно свидетельствуют об их эвапоритовом происхождении за счет испарения морских вод. Карбонатных эвапоритовых бассейнов в позднем протерозое существовало достаточно много. Большое их число намечается в раннем, среднем и позднем рифее по окраинам Сибирского кратона, на Южно-Китайской и Северо-Китайской платформах, в

пределах периферийных зон Северо-Американской и Африкано-Аравийской плит, в Австралии, в Южной Америке, на Урале. Можно предположить, что в этих бассейнах возникали благоприятные условия для формирования не только доломитовых, но также и магнетитовых и магнетит-доломитовых эвапоритовых отложений. Эвапоритовые бассейны позднего протерозоя, как правило, располагались на окраинах древних континентов и были широко связаны с открытыми морями, что и определяло длительное накопление в них осадков либо карбонатной, либо сульфатной стадий развития эвапоритовой седиментации. В очень редких случаях, как это имело место для бассейна Амадиес, эвапоритовый водоем находился в глубине достаточно крупного континента и соединялся с океаном протяженным промежуточным бассейном, что создавало необходимые условия для достижения в этом водоеме галитовой стадии эвапоритовой седиментации.

В целом можно отметить, что позднпротерозойская эпоха была вполне благоприятна для эвапоритового осадконакопления, но палеогеографические и палеотектонические обстановки, связанные в первую очередь с небольшими размерами континентальных плит и их расположением в пределах обширных океанских пространств, препятствовали образованию большого количества солеродных бассейнов и способствовали формированию главным образом карбонатных и сульфатных бассейнов эвапоритовой седиментации.

**Венд-палеозойский этап** фиксирует в геологической истории первый крупный цикл эвапоритового морского соленакопления, связанный с закономерными изменениями палеогеографических и палеотектонических обстановок эвапоритовой седиментации. Наиболее грандиозный по размерам эвапоритовый бассейн вендского возраста, в пределах которого преобладала карбонатная седиментация, существовал на территории Сибирской платформы, но в отдельных районах (в Иркутском амфитеатре, Ангаро-Ленском прогибе, Прианабарье, Березовской впадине) накапливались сульфатные осадки и иногда каменная соль. Серия небольших по размерам сульфатных эвапоритовых бассейнов оконтурена вдоль северных и западных окраин Канадского щита, начиная от Гренландии и кончая бассейном р. Маккензи в Скалистых горах. Эвапоритовыми были крупные бассейны Антиатласа на северо-западе Африки и Месопотамский вдоль северного склона Аравийского щита. Вендские сульфатонесные бассейны выделяются также в Австралии (Амадиес), на Южно-Китайской и Северо-Китайской платформах. Все эти эвапоритовые бассейны представляли собой эпиконтинентальные водоемы, располагавшиеся преимущественно по окраинам континентов. Они отделялись от океана системами островов и крупных поднятий, иногда протягивающихся на сотни километров вдоль древних кратонов.

В кембрийском периоде существовали такие огромные солеродные бассейны, как Восточно-Сибирский, Ирано-Пакистанский и Маккензи, которые либо занимали значительную часть континентальных плит, либо были окраинными морями на периферии крупных кратонов. Они отделялись от открытого океана промежуточными бас-

сейнами архипелагового типа, охватывавшими широкую область, состоящую из системы островов, зон мелководья, полуизолированных водоемов, соединенных между собой проливами. В ордовике, силуре и особенно отчетливо в девоне соленосные бассейны (Каннинг, Мичигано-Предаппалачский, Западно-Канадский, Гудзоновский, Восточно-Европейский, Северо-Сибирский, Чу-Сарысуйский, канадского Арктического архипелага и др.) стали занимать иное палеогеографическое положение. Они располагались хотя и в окраинных частях, но внутри континентов, и были типичными внутренними морскими водоемами. Связь их с океаном осуществлялась через промежуточные бассейны барьерного типа, которые представляли собой зоны островов, карбонатно-эвапоритовых и карбонатных плато с рифтогенными массивами и другими карбонатными сооружениями. Еще дальше в глубине континентов стали располагаться каменноугольные и пермские бассейны соленакопления, которые в своем большинстве были типичными внутренними морями. С океанами они соединялись, как правило, узкими и протяженными проливами. Такими были бассейны: Виллистонский, Маритайм, Парадокс и Игл, Амазонский, Центральноевропейский, Восточно-Европейский, Мидконтинента и др. Во второй половине палеозоя наряду с морскими соленосными бассейнами появляются континентальные, типичным примером которых является Чу-Сарысуйский.

Итак, на протяжении венд-палеозойского этапа принципиально изменялись палеогеографическое положение и конфигурация соленосных бассейнов, а также характер их связей с открытым океаном. Это зависело от того, как размещались на Земле океаны, континенты и моря и какими были размеры суши. В геологической истории от венда до перми фиксируется общее увеличение континентальных масс и последовательное объединение разрозненных материков в единый крупный континент — Пангею. Одновременно с этим процессом происходило закономерное смещение бассейнов эвапоритовой седиментации в глубь континентов, в пределы все более обширных аридных областей суши.

Подобные изменения палеогеографических и палеотектонических обстановок эвапоритового осадконакопления были причиной необратимых качественных преобразований морского соленакопления. На протяжении от венда до карбона, когда эвапоритовые бассейны, как правило, располагались на окраинах континентов и имели широкие и свободные связи с океаном, эвапоритовая седиментация во всех бассейнах сопровождалась сульфатно-кальциевым (гипсовым) осадконакоплением и хлоридным соленакоплением. В пермскую эпоху, когда существовали крупные солеродные бассейны внутри континентов, а их связи с открытыми морями были затруднены, в них впервые создались благоприятные условия для эпсомитового и гексагидритового осадконакопления, что способствовало образованию кизеритсодержащих отложений, а также накоплению бишофитовых осадков.

**Триасово-юрский этап.** С триасового периода начался новый крупный мезозойско-кайнозойский цикл эвапоритового морского солена-

копления, связанный с последовательным расколом Пангеи, образованием Тетиса и Атлантического океана и соединенных с ними обширных зон эвапоритового осадконакопления в аридных областях прилегающих континентов. В позднем триасе—ранней юре в центре Пангеи сформировалась огромная область эвапоритовой седиментации, охватывающая северо-западные и западные районы Африки, значительную территорию Западной Европы и Северной Атлантики, а также шельфовую зону Северной Америки от Ньюфаундленда до Кубы. Здесь существовала серия связанных между собой крупных, средних и мелких солеродных бассейнов, которых сейчас более 35.

Эвапоритовая область Центральной Пангеи была уникальной по своим размерам в истории фанерозоя. Она занимала площадь более 10 млн км<sup>2</sup>, которая в виде изогнутой зоны, сужающейся на юго-запад и расширяющейся на северо-восток и восток, вдавалась более чем на 5000 км в глубь континента. Солеродные бассейны, несмотря на то что некоторые из них были сильно удалены от открытого океана, по-видимому, имели хорошие связи с Тетисом через широкую область карбонатно-эвапоритового плато, где имелось значительное число достаточно глубоких проливов. Возможно, серия проливов, приуроченных к крупным трансформным разломам, таким, как Бискай-Лабрадорский и Ньюфаундленд-Гибралтарский, соединяла солеродные бассейны между собой, а также некоторые из них с открытым морем. Бассейны соленакопления представляли собой эпиконтинентальные и окраинно-континентальные моря. Промежуточная область эвапоритово-карбонатного плато занимала шельфовую зону океана Тетис, имевшую ширину свыше 1000 км. Вдоль южной и юго-западной окраин Тетиса на территории восточной периферии Африкано-Аравийского континента в позднем триасе и ранней юре находился еще один пояс эвапоритовой седиментации, в состав которого входила серия весьма значительных по размеру прибрежных сульфатоносных и соленосных бассейнов. Наиболее крупными из них были Месопотамско-Аравийский, Сомали-Эфиопский, Мандера-Лук, Сакамена, Мондава и Мозамбикский. Пояс протягивался более чем на 7000 км. Эвапоритовые бассейны были окраинно-континентальными и имели хорошие связи с океаном.

На северо-восточной окраине Тетиса в пределах Южно-Китайского кратона на протяжении длительного времени триасового периода существовал обширный Верхне-Янцзыйский солеродный бассейн, отделявшийся на юге от открытого моря зоной островов и поднятий, разделенных проливами, через которые морские воды поступали в эвапоритовый водоем. Еще одна область эвапоритовой седиментации триасово-раннеюрского времени выделяется на западе Северо-Американского континента. Она включала ряд солеродных бассейнов, приуроченных к Виллистонской впадине и Мидконтиненту и связанных морским питанием с Тихим океаном.

В целом все триасовые и раннеюрские солеродные бассейны, как выясняется, имели достаточно хорошие и свободные связи с открытым океаном, что, по-видимому, и предопределило формирование в них соленосных отложений только хлоридного состава.

Во вторую половину раннеюрского времени в связи с последовательным раскрытием Тетиса постепенно все более сокращалась эвапоритовая область Центральной Пангеи, а бассейны соленакопления смещались на запад в пределы Мексиканского залива. Позднеюрская эпоха фиксирует новый этап качественного изменения обстановок эвапоритового осадконакопления в фанерозое. В конце поздней юры после раскрытия Тетиса сформировались два глобальных пояса эвапоритовой седиментации, приуроченные к окраинным морям Гондваны и Лавразии. Вдоль широких шельфовых зон этих континентов параллельно Тетису возникла протяженная система изолированных морских водоемов, отделявшихся от океана крупными островами и областями суши, участками мелководного карбонатного, нередко рифогенного осадконакопления. Северный глобальный пояс эвапоритовой седиментации простирался почти на 12 000 км от районов Центральной и Средней Азии до Великобритании, а затем от Ньюфаундленда и Шотландии до Мексиканского залива вдоль Северной Америки.

Гораздо более протяженным был южный пояс эвапоритовой седиментации, который протягивался более чем на 20 000 км от северо-восточных районов Африки через Аравийский полуостров и Северо-Западную Африку, северо-восточные и северные районы Южной Америки в пределах Бразилии, Венесуэлы и Колумбии до Чилийских Анд и верховьев Рио-Негро в Аргентине, на западе Южной Америки. Этот пояс полукольцом охватывал прибрежные и шельфовые зоны Гондваны, прилегающие к Тетису и Тихому океану.

Перечисленные позднеюрские эвапоритовые бассейны северного и южного поясов были либо эпиконтинентальными водоемами, располагавшимися недалеко от акватории океанов, либо занимали мелководные обширные участки побережья и шельфовых зон. Они имели периодические широкие связи с открытым морем. Солеродные бассейны, как правило, отделялись от океана архипелагами островов и карбонатно-эвапоритовых плато, где формировались крупные органические карбонатные сооружения барьерного типа. Во всех бассейнах накапливались исключительно хлоридные соленосные отложения.

Кроме поясов морской эвапоритовой седиментации, в поздней юре хорошо оконтуривается в центре Южной Лавразии на территории Монголии область континентального озерного эвапоритового осадконакопления. Позднеюрские озерные водоемы, в которых накапливались гипсоносные осадки, существовали в Предальтайском и Монголо-Гобилтайском прогибах.

**Мел-палеогеновый этап.** Меловой период — важный рубеж в истории фанерозойского эвапоритового осадконакопления. Он фиксирует появление в солеродных водоемах характерных только для раннего мела тахгидритсодержащих отложений, которые почти одновременно накапливались в бассейнах Южно-Атлантическом, Кхорат и Сакон-Накхон. Центры эвапоритовой седиментации в меловом периоде сместились в Южную Атлантику, на юг и юго-восток Евразии в пределы Средней и Центральной Азии, Южно-Китайского и Индосинийского кратонов, а также на территорию протяженного пояса,

простирающегося вдоль западной окраины Южной и Северной Америки.

Особенно грандиозным по своим размерам был Южно-Атлантический солеродный бассейн, протягивающийся с юга на север более чем на 2500 км в глубь Гондваны и отделявшийся от открытого океана на юге поднятиями Рио-Гранди и Китового хребта. В настоящее время две половины этого единого солеродного бассейна отделены друг от друга, расположены в прибрежных и шельфовых зонах на противоположных окраинах Атлантического океана и выделяются в качестве самостоятельных современных Восточно-Бразильского и Габон-Ангольского бассейнов. В северной, наиболее удаленной от морского питания части Южно-Атлантического бассейна возникла благоприятная обстановка для осаждения бишофитовых и тахгидритовых осадков эвтонической стадии хлоридного соленакопления, физико-химические и палеогеографические условия седиментации которых остаются окончательно не расшифрованными.

Западно-Американский пояс меловой эвапоритовой седиментации простирался почти на 15000 км вдоль тихоокеанского побережья Южной и Северной Америки от Патагонии на юге до районов Мидконтинента в США на севере. Здесь существовала наряду с бассейнами сульфатонакопления целая серия связанных с Тихим или Атлантическим океанами солеродных бассейнов, среди которых можно отметить Неукен и Чиapas. Бассейны соленакопления, как правило, располагались в тупиковых участках крупных заливов, далеко вдающихся в сушу.

Обширный эвапоритовый пояс Южной Евразии протягивался более чем на 6000 км, простираясь параллельно северной окраине Тетиса и охватывая области континентального и прибрежного эвапоритового осадконакопления в пределах Средней Азии, Южной Монголии, Северного и Северо-Западного Китая, а также морской эвапоритовой седиментации на площадях Южно-Китайской платформы и Индокитая. В западной половине этого пояса преобладало сульфатонакопление в крупных эпиконтинентальных, прибрежно-морских и континентальных озерных водоемах. На территории Южно-Китайского кратона (включая Индокитайский субконтинент) в позднемеловое время формировалось значительное количество сравнительно небольших солеродных бассейнов, таких, как Индокитайский, в котором эвапоритовая седиментация достигала эвтонической стадии хлоридного соленакопления и где накапливались не только калийные соли, но и тахгидритовые породы. Еще один пояс эвапоритового осадконакопления в меловом периоде располагался вдоль южной окраины Тетиса, занимая прибрежные и шельфовые зоны северных частей Африки, Аравии и Индостанского полуострова, где в ряде бассейнов периодически осаждались сульфатные и сульфатно-карбонатные отложения.

На протяжении палеогенового периода принципиальное размещение эвапоритовых поясов сохранилось такими же, как и в конце мела. Для этого времени хорошо выделяется Южно-Евразийский пояс эвапоритовой седиментации, протягивающийся от Испании и Фран-

ции на западе через Кавказ, Среднюю и Центральную Азию до юго-восточных районов Китая, в пределах которого наряду с многочисленными бассейнами прибрежного морского и континентального озерного сульфатонакопления существовали крупные окраинно-континентальные и эпиконтинентальные солеродные бассейны (Эбро, Рейнский). Достаточно четко прослеживается эвапоритовый пояс вдоль Северной Африки и Аравии. На западной окраине Южной и Северной Америки обособляются две протяженные области эвапоритового озерного и прибрежно-морского осадконакопления. В Северной Америке обращают на себя внимание содоносные озерные бассейны Грин-Ривер, Уинта, Пайсинес-Крик и др.

В целом, как выясняется, местоположение и конфигурация меловых и палеогеновых эвапоритовых поясов и зон были тесно связаны с существованием широтного океана Тетис между Лавразией и Афро-Аравийским континентом, а также с формированием Южной и Северной Атлантики. В результате этих процессов на месте ранее существовавших в поздней юре двух глобальных поясов эвапоритовой седиментации возникли изолированные эвапоритовые пояса также значительной протяженности: Южно-Евразийский, Северо-Афро-Аравийский и Западно-Американский. Весьма характерно, что мел-палеогеновая история соленакопления началась с раздробления Гондваны и образования огромного Южно-Атлантического солеродного бассейна, тогда как в последующем бассейны солеобразования располагались в поясах эвапоритовой седиментации на окраинах континентов.

В этом отношении намечается принципиальное сходство палеогеографической и палеотектонической истории эвапоритового осадконакопления триасово-юрского и мел-палеогенового этапов. В первой половине каждого из них почти в центре континентов (на территории Пангеи — в позднем триасе, а на территории Гондваны — во второй половине раннего мела) сформировались грандиозные центры соленакопления, а затем в результате раскола и раздвижения континентов вдоль их окраин заложилась протяженные эвапоритовые пояса в аридных зонах.

**Неоген-современный этап.** В неогеновом периоде после закрытия мезозойского Тетиса центры эвапоритовой седиментации сместились в северное полушарие Земли на территорию Средиземного моря, Аравийского полуострова, севера Африки, Красного моря, морей Паратетиса и континентальных пространств Средней и Центральной Азии. На этой территории отчетливо выделяются три провинции: Средиземноморско-Месопотамская, Черноморско-Каспийская и Центральноазиатская.

Средиземноморско-Месопотамская провинция характеризовалась исключительно широким накоплением морских эвапоритовых отложений. Часть из них располагалась внутри континента, была сильно удалена от открытого моря, характеризовалась накоплением соленосных отложений не только хлоридного, но и калийно-сульфатного состава. Остальные солеродные бассейны имели весьма широкие и свободные периодические связи с Атлантическим или Индий-

ским океанами и в них формировались соляные толщи хлоридного состава. В пределах Черноморско-Каспийской провинции солеродные бассейны питались за счет опресненных вод, что приводило к накоплению кроме хлоридных, также и натриево-сульфатных соленосных отложений. Центральноазиатская провинция была регионом континентального озерного соленакопления. Отлагались разнообразные по составу натриево-сульфатные соляные толщи.

Современная эпоха отличается крайне ограниченной эвапоритовой седиментацией как в прибрежных зонах морей и океанов, так и в континентальных районах аридных областей. Вместе с тем, несмотря на сравнительно ограниченные масштабы эвапоритового осадконакопления, современную эпоху вполне можно считать завершающей неогеновый этап, о чем свидетельствует приуроченность эвапоритовых бассейнов к одним и тем же провинциям и разнообразие состава формирующихся в них морских и континентальных эвапоритовых осадков.

### Abstract

In the history of the geological development of the Earth established are six stages of evaporite sedimentation, each of which is characterized by their specific features of paleogeographical and paleotectonic environments of evaporite accumulation.

In Archean—Early Proterozoic carbonate evaporite basins were likely to be mainly developed due to small sizes of the continents. The proterozoic stage was favourable mainly for the appearance of carbonate and sulphate basins. The Vendian-Paleozoic stage registers the first large cycle of evaporite salt accumulation, connected with the sequential merging of isolated continents into one Pangaea. At the same time the shift of salt-bearing basins deep into the continent to the limits of more and more vast arid areas of the land occurred. The second cycle of evaporite salt accumulation covers Mesozoic-Cenozoic history. It consists of three stages: Triassic-Yurassic, Cretaceous-Paleogene and Neogene-Recent. The Triassic-Yurassic stage began with the appearance of colossal centre of salt accumulation inside Pangaea and was over with the formation of two global belts of evaporite accumulation: Laurasia and Gondwana. The Cretaceous-Paleogene stage also began with the formation of huge South-Atlantic salt-bearing basin in the centre of Gondwana, and then owing to the development of the Atlantic ocean and existence of latitudinal Tethys ocean, three belts of evaporite sedimentation: South-Eurasian, North-Afro-Aravian and West-American took shape. The Neogene Recent stage differed in the shift of evaporite accumulation centre on the territory of the Mediterranean, South Europe, South-West Asia, Middle and Central Asia. Upon the whole, Mesozoic-Cenozoic cycle again registers the gradual shift of salt-bearing basins from the margins deep into the continents after Pangaea and Gondwana split and the formation of Eurasia.

Simultaneously with such paleogeographical and paleotectonic trans-

formations during Vendian-Paleozoic and Mesozoic-Cenozoic cycles, the composition of salt bearing assemblages was changed. During the first half of the cycles in all evaporite basins only chloride salt-bearing assemblages were accumulated. The cycles were accomplished by the formation of the basins, in which salt-bearing deposits of the sulphate type were accumulated. Besides, at the end of the cycles the continental evaporite accumulation developed on an extensive scale.

УДК 553.64+576.4

*Ю.Н. Занин, В.А. Лучинина*

## **ФОСФОРИТОГЕНЕЗ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

Геологическая история фосфоритообразования рассматривалась различными авторами. Вопросы, обсуждавшиеся в литературе, касались широкого круга проблем — эволюции интенсивности фосфорито-накопления в истории Земли (выражающейся, в частности, в выделении эпох фосфоритообразования), эволюции петрографических типов фосфоритов, эволюции фосфоритообразования как функции изменения климата, интенсивности процессов химического выветривания, эволюции развития океанов с позиций плитной тектоники, связи фосфоритообразования с синхронно формируемыми эвапоритами, эволюции типов фосфоритоносных бассейнов.

Некоторыми авторами анализировалась также собственно эволюция фосфатоосаждения. Н.А. Красильникова [5] была одной из первых, кем рассматривался этот вопрос. По ее мнению, в дорифейское время выпадение фосфора в осадок осуществлялось, по-видимому, химическим путем без влияния биогенного фактора; позднее все более важную роль играло биохемогенное фосфатонакопление. Близкую позицию занимал В.Г. Сагунов [8] применительно к фосфоритам Казахстана. В то же время высказывалась и иная точка зрения — о важной роли организмов в докембрийском фосфатоосаждении.

Как хемогенный, так и биохемогенный пути фосфатонакопления подвергались ранее в литературе детальному анализу. Теория хемогенной садки фосфата в связи с апвеллингом была детально разработана А.В. Казаковым [4]. В настоящее время возможность прямого хемогенного осаждения фосфата в морском бассейне, однако, сторонников почти не находит. Роль живого вещества в фосфоритообразовании в той или иной форме обсуждалась многими исследователями, начиная уже, по крайней мере, с середины прошлого века. Наиболее четко эта роль в виде гипотезы биохемогенного фосфатонакопления была разработана Г.И. Бушинским [2]. В соответствии с этой гипотезой фосфор, растворенный в водах бассейна, концентрировался организмами, разложение отмерших останков

которых приводило к пересыщению фосфором иловых вод. Осаждение фосфатов из этих растворов осуществляется различными путями — образованием конкреций, оолитов, псевдоморфоз различного рода, осаждением в виде цемента. По Г.Н. Батурину, растворенный в морской воде фосфор усваивался фитопланктоном и осаждался в виде биогенного детрита главным образом собственно органического вещества; разложение последнего повышало содержание фосфора в иловых водах до насыщения и последующего выпадения.

Г.И. Бушинский и Г.Н. Батурин не касались проблемы связи эволюции фосфоритообразования и развития органического мира. Эта зависимость предполагалась, однако, рядом авторов. Наряду с отмеченными выше представлениями Н.А. Красильниковой следует указать работы Н.И. Юдина и А.А. Арсеньева [9], П. Кука и М. Макелхинни [6]. В частности, рассматривая эволюцию морского фосфоритообразования, среди причин, препятствующих образованию фосфоритов в интервале 3400—2200 млн лет, наряду с недостаточным развитием мелких морей и ассоциацией в это время фосфора с железом указывают также на относительно небольшой объем биомассы в морях того времени. По мнению П. Кука и М. Макелхинни, развитие в протерозое в более позднее время эукариотовой фауны, являющейся более плодотворной, имело следствием возрастание количества фосфора, связанного с живыми организмами. Этому же способствовало последующее развитие метазоя на рубеже 700—800 млн лет. Очевидно, дальнейший анализ учета роли эволюции биогенеза в фосфоритообразовании должен идти на путях уточнения вклада той или иной группы организмов в этот процесс как с точки зрения общетеоретических представлений, так и путем углубленного анализа самих фосфоритов, их текстурно-структурных признаков, в которых в первую очередь заключена генетическая информация. Применительно к древним фосфоритам этот анализ осложняется тем обстоятельством, что на уровне элементарных зерен, как показывает изучение в электронном микроскопе, они большей частью перекристаллизованы. Тем не менее нередко и в этом случае первичная природа материала устанавливается достаточно надежно.

Одними из древнейших фосфоритов, природа которых вполне определена, являются строматолитовые фосфориты Раджастхана. Возраст строматолитов определяется как нижнепротерозойский, что отвечает более ранним изотопным данным. В раннем протерозое бактерии и цианобактерии были, возможно, единственными организмами, осуществлявшими функцию разгрузки океанических бассейнов от поступающего в водную среду тем или иным путем фосфора. Нет достоверных фактов, что фосфор осаждался прямым хемогенным путем, но следует признать реальным процесс фиксации фосфора оксидами железа, достигающий в протерозое весьма крупных размеров в эпоху интенсивного отложения железных руд джеспилитового типа в интервале 2200—1800 млн лет. Этот процесс не приводит, однако, к образованию фосфоритов.

Можно думать, что в процессе строматолитового фосфатообразования бактериально-цианобактериальные маты, а возможно и остан-

ки цианобактериального планктона, также игравшего фосфатпоглощающую роль, перерабатывались гетеротрофными бактериями с возрастанием содержания фосфора в иловой воде, пока концентрация его не достигала уровня, обеспечивающего осаждение. Очевидно, жизнедеятельность цианобактерий, а возможно и фотосинтезирующих бактерий, сама способствовала осаждению фосфора путем повышения щелочности среды в процессе фотосинтеза, и сами они (или их отмершие тела) при достижении критических точек содержания фосфора в растворе подвергались фосфатизации, а не бактериальному разложению. Содержание фосфора в иловой воде падало, и начинался новый цикл его концентрации. Конечно, и хемогенную садку фосфора, и замещение им карбонатного материала нельзя полностью исключить. Эта схема соответствует в общем представлениям Б. Пратта [11] о кальцификации коккоидных синезеленых водорослей. При этом следует иметь в виду, что в условиях повышенного содержания фосфора в окружающей среде бактерии, как и цианобактерии, способны концентрировать значительно более высокие содержания фосфора, чем это требуется для их нормальной жизнедеятельности. Такой путь представляется вероятным для образования строматолитовых фосфоритов нижнего протерозоя и более молодого возраста. Следует подчеркнуть, однако, что сам факт строматолитообразования отнюдь не предопределяет обязательно связанного с ним фосфоритообразования. При общем низком содержании фосфора в океанической воде фосфатпродуцирующая способность бактериально-цианобактериального сообщества, очевидно, невелика, и поступление фосфора в иловые воды также ограничено. Даже при длительном существовании системы предел насыщения фосфатом иловых вод в количестве, достаточном для осаждения, не будет достигнут, имея в виду, что иловые воды не представляют собой замкнутую систему.

Строматолитовые фосфориты распространены и в более молодых отложениях. Они выявлены в докембрийских комплексах Малых Гималаев, широко развиты в позднекембрийских отложениях Южно-Китайского бассейна, описаны в кембрийских фосфоритах бассейнов Джорджина (Австралия) и Алтае-Саянского. Жу Шиксинг с соавторами [15] указывают, что фосфориты позднего докембрия Южного Китая на 90% состоят из продуктов жизнедеятельности водорослей, представленных строматолитами, онколитами, катаграфиями. В свою очередь, сделан вывод, что афанитовые фосфориты бассейна Каратау являются строматолитовыми, а зерна микрозернистых фосфоритов представляют собой их обломки (интракласты). Подобный же генезис имеют докембрийские и кембрийские фосфориты Алтае-Саянского и Хубсугульского бассейнов. Ранее присутствие бактериоморфных форм в фосфоритах Каратау указывалось А.Г. Вологдиным и К.Б. Кордэ [3], в пермских фосфоритах формации Фосфория — Л. Кайе [10]. К выводу о важной роли микробной деятельности при образовании кембрийских фосфоритов Австралии пришел П. Саутгейт [14]. Мы предполагаем, что в венде и кембрии основными аккумуляторами фосфора явились

вымершие в мезозое известковые цианобактерии. Эти наблюдения позволяют включить в сферу цианобактериально-бактериального генезиса обширный класс фосфоритов, рассматривающихся обычно в качестве "пластовых" или "микрoзернистых". Появление в протерозое эукариотических водорослей не сказалось, по-видимому, существенно на позднедокембрийском и кембрийском фосфатонакоплении, которое, как показывают материалы по фосфоритам этого возраста Китая, продуцировалось прокариотическими организмами.

Нетрудно видеть, что трофическая цепочка, с которой было связано древнее фосфоритообразование, в том числе позднедокембрийское и кембрийское, была короткой, и бактериальному разложению подвергались главным образом остатки первичных прокариотических автотрофных организмов. Эукариотические организмы стали играть заметную роль в фосфоритообразовании, очевидно, в послекембрийское и лишь отчасти в кембрийское время. В этой связи следует указать на появление в кембрии брахиопод, раковины которых сложены фосфатом кальция. Широкое распространение их, как принято считать, вызвано повышенным в это время содержанием фосфора в водах Мирового океана. Начиная с девона в фосфоритах появляются скелетные остатки рыб, редко достигающие заметных концентраций. Животные организмы играли большей частью роль промежуточных звеньев — посредников в фосфоритообразовании; важным, а в ряде случаев, возможно, и преобладающим поставщиком фосфора на дно бассейна явились фекальные образования, трансформировавшиеся в копролиты. Значительных масштабов может достигать и биотурбационная переработка фосфатосодержащих илов, которой сопутствует также минерализация фосфора.

В отложениях мезозоя наиболее распространенными являются желваковые (конкреционные) фосфориты; в меньшей степени они развиты в кайнозое, хотя встречаются вплоть до четвертичного времени. Проведенное в последние годы различными исследователями электронно-микроскопическое изучение фосфатных конкреций различного возраста показало, что многие из них представляют фосфатизированный бактериоморфный материал. Наряду с бактериоморфными формами в желваковых фосфоритах встречаются фосфатизированные раковины фораминифер, обломков карбонатных пород, кокколиты, копролиты и т.д. Тем не менее бактериоморфную природу многих желваковых фосфоритов, от мезозойских до четвертичных, отрицать нельзя. Образование их шло, как можно думать, несколько более сложным путем, чем рассмотренных выше пластовых фосфоритов. Фосфор, насыщавший иловую воду в результате разложения опускавшихся останков организмов, концентрировался изолированными сообществами (колониями) бактерий, образуя в конечном счете конкреции. Основой развития таких бактериальных сообществ могли быть отмершие тела макроорганизмов, явившихся источником питания гетеротрофных бактерий. Действительно, остатки макроформ в составе фосфоритовых желваков являются весьма частыми.

Основную массу палеоген-неогеновых фосфоритов, а частично и верхнемеловых, принято выделять в советской литературе в ка-

честве зернистых. По общему мнению, зернистые фосфориты в преобладающей массе являются биоморфными. В них, как и в желваковых фосфоритах, нередко наблюдаются фосфатизированные бактериальные формы. Широко развиты в этих фосфоритах остатки и более сложных организмов, а также копролитов. В первую очередь в этой связи следует указать на такие одноклеточные водоросли, как динофлагеллаты, диатомеи, кокколитофорида и такие микрофаунистические остатки, как планктонные фораминиферы. Так, исключительно высоким содержанием диатомей характеризуются миоценовые фосфориты пустыни Сечура в Перу; едва ли можно сомневаться, что именно эти организмы явились поставщиками фосфора для фосфоритообразования. Для верхнемеловых фосфоритов Парижского бассейна и палеоценовых фосфоритов района Гафсы в Тунисе эту роль играли динофлагеллаты. Часто в значительных количествах в фосфоритах присутствуют остатки кокколитофорид, фораминифер, очевидно, также игравших свою роль в поставке фосфора на дно бассейна, как и копролиты. В массе своей эти формы (или их мягкие части) разлагались бактериальным путем, как это было рассмотрено ранее для цианобактериальных сообществ, и фосфатизировались при достижении иловыми водами точки насыщения фосфором. Механизм замещения карбонатных раковин фосфатом был рассмотрен Л. Прево и Ж. Лука [12].

Появление и широкое развитие во второй половине мезозоя и в кайнозое таких одноклеточных водорослей, как динофлагеллаты, диатомеи, кокколитофорида, наряду с планктонными фораминиферами представляет, очевидно, этапный момент в эволюции фосфоритообразования, имея в виду дальнейшее расширение площадей возможного активного извлечения фосфора организмами из океанической воды и интенсивность этого процесса. Действительно, развитию этих организмов отвечает крупнейшая в истории Земли верхнемеловая—палеогеновая эпоха фосфоритообразования. Тем не менее общая схема формирования фосфоритов оставалась на всем видимом отрезке геологической истории сходной: остатки первичных концентрирующих из морской воды фосфор организмов или представителей последующих звеньев трофической цепи разлагались бактериально, обогащая иловые воды фосфором, осаждающимся затем тем или иным путем. Это, как видно, схема фосфоритообразования Г.И. Бушинского—Г.Н. Батурина с включением в нее дополнительного деструктивного бактериального звена. При этом и сами бактериально-цианобактериальные формы являлись часто важным (а для древнейших фосфоритов — единственным) первичным органическим концентратором фосфора из океанической воды, а нередко также и объектом последующей (вторичной) фосфатизации.

Развитие морской биоты способствует возрастанию возможности извлечения фосфора из морской воды. Оно не дает, однако, аргументов для обоснования существующих эпох фосфоритообразования. Реальным фактором, определившим эти эпохи, мог явиться неодинаковый уровень поступления фосфора в океанические бассейны в истории Земли. Имеется достаточно хорошо проработанный материал,

указывающий, что источником повышенных содержаний фосфора, как и ряда других рудных компонентов, в океанической воде мог быть повышенный вынос их с континентов в эпохи химического выветривания.

Таким образом, в геологической истории Земли механизм фосфоритообразования эволюционировал главным образом за счет расширения групп организмов — первичных концентраторов фосфора и удлинения трофической цепи, по которой следовал фосфор до своей минерализации. Однако принципиальная сущность процесса сохранялась по крайней мере с раннего протерозоя.

Эволюция органического мира способствовала интенсификации фосфоритообразования, но не определяла его этапности. Эпохи повышенного фосфатонакопления связываются с возрастанием поступления фосфора в океанические бассейны, что отвечало, по принятой авторами концепции, эпохам интенсификации химического выветривания.

Авторы глубоко благодарны В.А. Захарову за ценные советы, полученные при подготовке статьи.

#### Abstract

The interrelation of the evolution of sedimentary phosphorite genesis and marine biota is considered. It is shown that on the general background of the development of the latter the extension of the organism's spectrum — active original phosphorus concentrators — took place. At present the important role of the microbial organisms for phosphorite genesis from the Lower Proterozoic to the Quarternary age is revealed. In Proterozoic completely and in Cambrian mainly the phosphorite formation was related evidently to the bacterial-cyanobacterial activity. The role of the eucaryotic organisms in the process becomes distinct only in the Post-Cambrian, partly in the Upper Cambrian age. In this connection it is necessary to point the enrichment of some Ordovician and partly Upper Cambrian rocks by phosphatic brachiopod shells, and some Devonian and more young rocks by skeletal remnants. The appearance and distribution of such planctonic uni-cell forms as dinoflagellates, coccolithoforides, diatoms in the upper half of Mesozoic was remarkable for phosphorite genesis. The accumulation of the phosphatized fecal pellets became important in this process too. Nevertheless, bacteriums continue to keep their significance both as the primary phosphate concentrators and as destructors of the dead organisms mineralizing organic phosphorus. Complication of the phosphorite genesis mechanism lay therefore in the expansion of the number of the organic forms which participate in the process, and in the extension of the trophic chain, but the nature of the process did not change, at least, from Lower Proterozoic. The stages of the increased phosphorite formation were controlled by the Epoches of increased chemical weathering and the rise of phosphorus supply related to them into marine and oceanic basins.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 281 с.
2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 229 с.
3. Вологдин А.Г., Кордэ К.Б. Об одной малоизученной, но важной группе ископаемых организмов // Изв. АН СССР. 1945. N 9. С. 698—701.
4. Казаков А.В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис // Тр. НИУИФ. 1937. Вып. 139.
5. Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования // Литология и полез. ископаемые. 1967. N 5. С. 156—163.
6. Кук П.Дж., Макелхинни М.У. Переоценка пространственного и временного распределения месторождений фосфоритов в свете тектоники плит // Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир, 1983. С. 7—34.
7. Лука Ж., Прево Л. Синтез апатита. К вопросу модели генезиса осадочных фосфоритов // 27-й Международный геологический конгресс. Неметаллические полезные ископаемые: Доклады. Т. 15. М.: Наука, 1984. С. 60—68.
8. Сагунов В.Г. Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 192 с.
9. Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.
10. Saueux L. Existence de nombreuses dactéries dans les phosphates sédimentaires de tout âge // C.R. Acad. sci. 1936. T. 203, N 23. P. 1198—1200.
11. Pratt B.R. Epiphyton and Renalcis — diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae // J. Sediment. Petrol. 1984. Vol. 54, N 3. P. 948—971.
12. Prévôt L., Lucas J. Microstructure of apatite-replacing carbonate in synthesized and natural samples // Ibid. 1986. Vol. 56, N 1. P. 153—159.
13. Southgate P.N. Cambrian stromatolitic phosphorites from the Georgian Basin // Nature. 1980. Vol. 285. P. 395—397.
14. Southgate P.N. Cambrian phosphorite profiles, coated grains and microbial processes in phosphogenesis: Georgina Basin, Australia // J. Sediment. Petrol. 1986. Vol. 56, N 3. P. 429—441.
15. Zhu Shixing, Wang Yangeng, Zhang Lin. Formation of the Kaiyang phosphorites in China as related to ancient microorganisms // Symposium of the International field workshop and seminar on phosphorite. Vol. 1. Beijing: Geological Publ. House, 1984. P. 181—193.

УДК 552.143

*Н.М. Задоржная*

### К ЭВОЛЮЦИИ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Биогенные каркасные структуры, впервые возникнув более двух миллиардов лет назад в форме примитивных строматолитовых корок, широко распространились в последующую историю Земли. В настоящее время органогенные постройки выявлены практически во всех подразделениях геологической колонки. Исследователи, занимающиеся изучением ископаемых и современных рифов, неоднократно обращались к проблеме их эволюции. Идеи эти обсуждались Н.Х. Твенховелом. В результате в современной литературе оформилась концепция, согласно которой эволюция рифообразования представляется в виде линейно направленного непрерывного процесса развития от примитивных докембрийских строматолитов к сложноустроенным современным рифовым системам. При этом большинство исследователей

ограничивают проблему эволюции обсуждением двух аспектов: эволюционной изменчивости таксономического состава рифостроящих организмов во времени и эмпирически установленным чередованием периодов максимального распространения и почти полного отсутствия органогенных построек в геологических разрезах от докембрия и доныне.

Эти хорошо известные факты наиболее полно обобщены в работах Н.Д. Ньюелла. По его данным, за всю историю рифообразования обособляется шесть последовательно сменявшихся рифовых сообществ с характерным набором основных групп организмов: до карбона — синезеленые водоросли; карбон — зеленые и красные водоросли и первые животные-каркасостроители — археоцитаты; ордовик—девон — появление кишечнополостных (табуляты, ругозы, строматопораты), мшанки, кораллиновые водоросли; карбон—пермь — увеличение роли зеленых водорослей, фораминиферы, брахиоподы, криноидеи; средний триас—мел — появление склероктиний в симбиозе с зооксантеллами, рудисты, новые виды фораминифер, гидроиды, кораллиновые водоросли; кайнозой — новые роды склероктиний, фораминифер, водорослей. Без заметных нарушений установленные сообщества существовали в течение 100—130 млн лет. Причину вымирания одних сообществ и замену их новыми Н.Д. Ньюелл усматривает в проявлении планетарных диастрофических движений, сопровождавшихся переустройством земных масс, колебаниями уровня моря, изменением климатов, связанным с проявлением плитной тектоники. Он выделяет четыре крупных коллапса, повлиявших на смену рифовых сообществ: на границе кембрия и ордовика, в конце девона, в конце перми—начале триаса, на границе мезозоя и кайнозоя. В периоды перестроек продолжительностью 10—13 млн лет рифогенные образования отсутствуют почти полностью. Немногие сохранившиеся из них слагаются преимущественно водорослями.

Более широкое понимание эволюционных преобразований включает не только биологические, но и геологические аспекты изменчивости органогенных построек как особого класса геологических тел. Это направление развивается И.Т. Журавлевой, А.И. Равикович, В.Г. Кузнецовым. Эволюция рифообразования рассматривается ими как последовательное усложнение экологических и морфолого-генетических типов построек от элементарных и простых биостромов и биогермов к наиболее сложным — рифам.

При общности взглядов на эволюцию рифообразования исследователи расходятся в оценке причин и времени появления первых рифов. По представлению одних, элементарные и простые постройки (калиптры, биостромы, биогермы) существовали от докембрия и доныне, сложные — рифы мелководья — появились впервые в девоне, а рифы глубоких зон — только в юре. Эволюционное усложнение типов построек в данном варианте объясняется зависимостью от сообществ организмов-рифостроителей: чем разнообразнее комбинация организмов, тем более сложные постройки и оптимальных условий рифообразования, освоенных в определенные отрезки времени, вплоть до океанических глубин в настоящее время.

По мнению других, появление настоящих куполовидных и атолло-видных рифов приурочено к ордовику, а линейных рифовых систем — к силуру. Причина этого усматривается в эволюции тектонических процессов, в частности в увеличении темпов и амплитуды тектонических прогибаний и дифференциации глубин морских бассейнов. Весьма популярны также идеи об определяющей роли в развитии рифов первых кишечнополостных организмов (кораллов, строматопорат), появившихся в ордовике.

При противоречивости суждений относительно времени появления рифов все упомянутые авторы имеют сходную точку зрения на самые ранние этапы эволюции рифогенеза. Однозначно выделяется протерозойский этап массового развития строматолитов и кембрийский, в рифовых сообществах которого появляются первые животные-каркасостроители (археоциаты). Кембрийский период рассматривается как переходный от протерозоя к палеозою. Принято считать, что для него были характерны низкие водорослевые заросли с рассеянными животными и что ведущими формами построек продолжали оставаться биостромы и биогермы. Некоторые исследователи, допуская возможность появления в раннем кембрии примитивных рифов, все же полагают, что никогда на тех ранних этапах не возникли сложноустроенные рифовые архипелаги с характерной особенностью фаций и морфолого-экологической зональности.

При кажущейся логичности рассмотренных схем, исходящих в своих построениях из определения эволюции как процесса от простого к сложному, остается необъяснимой множественность вариаций в определении важного эволюционного рубежа по одному и тому же признаку — появлению рифов. Очевидно, в данном случае мы сталкиваемся с отсутствием универсальности в оценке причин и путей эволюционных изменений.

Анализ данных по строению органогенных построек фанерозоя, а также успехи современной науки по исследованию докембрийской биоты на клеточном уровне дают основание предложить новую модель эволюции рифообразования ранних этапов развития.

Как известно, докембрийские органогенные постройки представлены исключительно строматолитами, происхождение которых связано с жизнедеятельностью прокариотных безъядерных цианей и бактерий.

По аналогии с цианеями из современных строматолитов и сравнительно редкими ископаемыми свидетельствами сообщества синезеленых водорослей существовали в форме прикрепленных к субстрату нитевидных и клеточных форм, находящихся в симбиозе с бактериями. Биогенное карбонатоосаждение происходило в слизи всей пленочной колонии биохимическим (выпадение кальцита с изменением рН водной среды в результате поглощения  $\text{CO}_2$  водорослями) и частично физиологическим (образование известковистых чехлов вокруг водорослевых нитей вследствие клеточного метаболизма) способами. В образовании строматолитов участвовали также химические и терригенные факторы, поэтому процесс строматообразования в целом В.П. Маслов определил как смешанный или строматолитовый. В результате суточных, сезонных или климатических циклов в развитии фито-

ценозов формировались четко слоистые, обволакивающие субстрат известковые корки, состоящие из чередования светлых слоев чистого карбоната и темных, обогащенных органическим веществом мощностью в доли миллиметра. Последовательным наложением известковых корок образуется тонкослоистый жесткий каркас строматолитовых построек. Среди них обособляются пластовые, желваковые, караваеобразные, столбчатые и ветвисто-столбчатые формы. Для всех типов строматолитов характерны слойчатое строение и значительные высоты в период роста (миллиметры для пластовых, сантиметры для столбчатых и первые метры для караваеобразных и куполовидных). Распространение строматолитов ограничивалось в основном мелководными условиями в приливно-отливных зонах с ненормальной и переменной соленостью морской воды, где не могли жить обычные морские организмы.

На рубеже раннего кембрия произошли значительные изменения в развитии органического мира. Начиная с этого времени впервые приобрели массовое распространение скелетные животные организмы и известкывыделяющие водоросли с прямостоящими слоевищами. Прокариотные безъядерные цианобактерии — основные каркасостроители в докембрии — уступили свою роль эукариотным ядерным многоклеточным организмам более высокой биологической организации.

Принципиальным эволюционным изменением в развитии органического мира сопутствовал и качественно новый способ биогенного карбонатоосаждения, получивший название органического. При этом способе отложение известки происходит из клеточного сока в станках специализированных клеток непрерывно в течение всей жизни организма. Известковые выделения фиксируют не контуры общей колонки, как это происходит в строматолитах, а индивидуальные растительные или животные формы определенных таксонов. Органический способ биогенного карбонатоосаждения обусловил и принципиально иной способ формирования твердого каркаса в органических постройках. Известкывыделяющие водоросли с индивидуализированными слоевищами и колониальные скелетные организмы последовательным нарастанием вверх многих поколений создавали трехмерный жесткий каркас, ячеи которого заполнялись детритовым и биохемогенным материалом. Независимо от состава рифостроителей механизм образования трехмерного каркаса оставался неизменным в течение всего фанерозоя. Именно с этим связаны черты морфолого-литологического сходства фанерозойских органогенных построек.

Сообщества эукариотных рифостроителей обладали потенциальной возможностью беспредельного вертикального роста органогенных структур, формирование которых лимитировалось факторами внешней среды. Устойчивые и прочные каркасные сооружения могли значительно возвышаться над дном бассейна, противостоять интенсивным волнениям, обеспечивая тем самым наиболее благоприятные экологические условия для живых частей бентосных колоний. Адаптивные возможности эукариотных организмов способствовали расширению диапазона фациальных обстановок, благоприятных для распрост-

ранения рифогенных образований. Начиная с раннего кембрия, они развивались в платформенных и геосинклинальных областях в зонах с различным тектоническим режимом и типом седиментации — карбонатным, терригенным, вулканогенным. В раннекембрийскую эпоху рифогенные постройки колонизировали обширные акватории. Согласно палеобиогеографическим реконструкциям пространственное сгущение археоциато-водорослевых органогенных построек в отложениях нижнего кембрия приурочено к широкой субмеридиональной полосе, отвечающей кембрийскому экваториальному поясу. В пределах этого пояса располагались Сибирская платформа, Алтае-Саянская складчатая область, Монголия, Австралия, Антарктида, что само по себе свидетельствует о грандиозных масштабах кембрийского рифообразования. Основными каркасостроителями были разнообразные известковые водоросли, среди которых преобладали эпифитоны и подчиненные им археоциаты.

Имеющиеся в настоящее время сведения о строении рифогенных формаций Алтае-Саянской области и Сибирской платформы дают основание утверждать, что в раннекембрийскую эпоху существовали все типы органогенных построек от элементарных и простых до сложных рифовых систем. На территории Сибирской платформы известна крупнейшая органогенная полоса протяженностью 2000 км при ширине до 100 км, которая в раннем и среднем кембрии служила седиментационным барьером, разделявшим области внутренней эвапоритовой и внешней морской седиментации. По мнению В.А. Асташкина и В.Е. Савицкого, органогенная полоса в определенные стадии своего развития являлась типичным рифовым барьером, сопоставимым по размерам и особенностям строения с рифовыми системами современности. Доказательством этому служат такие признаки, как фациальная асимметрия профиля и наличие флексурообразного перегиба в сторону аккумулятивно-топографической впадины, отчетливо выраженная стадия некомпенсации и заполнения, разнообразие морфолого-генетических типов органогенных построек, обилие органогенно-обломочных пород и структур оползания.

Другой пример интенсивного кембрийского рифообразования мы находим в Алтае-Саянской складчатой области. По современным представлениям, эта территория в раннекембрийскую эпоху составляла фрагмент Азиатского палеоокеана. Максимальное рифообразование приурочено к андезит-базальтовой стадии развития складчатой области и сопряжено пространственно с островными дугами, архипелагами островов и подводных отмелей, микроконтинентами и их пассивными окраинами. Разнофациальные нижнекембрийские отложения (карбонатные, терригенные и терригенно-вулканогенные) повсеместно густо насыщены разнообразными по размеру и конфигурации телами белых массивных известняков, представляющих собой органогенные постройки. Среди них установлены биогермы, биогермные массивы и гряды, рифовые комплексы. Размеры построек варьируют от первых метров до нескольких километров протяженности и сотни метров мощности.

Для кембрийских построек характерны изометрично-выпуклая форма тел, массивность органогенных известняков, лишенных седиментационной слоистости, резкие контакты, секущие плоскости напластования вмещающих отложений, диахронность литологических границ, эколого-фациальная неоднородность внутреннего строения. По комплексу этих признаков они полностью идентифицируются с постройками фанерозоя и существенно отличаются от докембрийских строматолитов. Интенсивное развитие органогенных построек, начиная с атдабанского века раннего кембрия, продолжалось непрерывно до начала среднего кембрия. По насыщенности, разнообразию и масштабности проявления раннекембрийская эпоха рифообразования не уступает более молодым эпохам максимального развития рифов.

Таким образом, граница нижнего кембрия оказалась наиболее резко выраженной в истории рифообразования. Начиная с раннего кембрия, сосуществуют две группы органогенных построек, принципиально различных по морфолого-литологическим признакам, способу образования биогенного каркаса и внутриклеточной организации: группа строматолитов, каркасостроителями которых были прокариоты, и группа построек, созданных сообществами преимущественно эукариотных организмов разнообразного таксономического состава. Массовое развитие известковых водорослей — основных продуцентов рифовых экосистем — и животных организмов предопределило потенциальную возможность появления рифов в раннем кембрии, реализовавшуюся в конкретных условиях в сочетании с комплексом необходимых абиотических факторов.

Постройки нового типа, распространившись планетарно, практически вытеснили строматолиты, роль которых после пышного расцвета в докембрии заметно сократилась в фанерозое. Для этого типа построек по аналогии с термином строматолиты (от греческих строма — ковер, литос — камень) предложен термин герматолиты (герм — холм).

Очевидно, что эволюция данных групп органогенных построек не может рассматриваться как единый постепенный и непрерывный процесс развития. Эти группы создавались организмами с различным уровнем биологической организации, существовали одновременно и принадлежали к обособленным филетическим стволам. Для каждой группы характерен свой путь, длительность и темпы эволюции. В этой связи интересно отметить, что в настоящее время относительно изменчивости строматолитовых построек имеется гораздо больше фактов благодаря пристальному вниманию к ним палеонтологов, использующих строматолиты для стратиграфического расчленения докембрийских толщ. Таксономический состав древних строматолитообразующих водорослей почти неизвестен из-за редкой сохранности их остатков. Вследствие этого при определении возраста осадочных толщ учитываются морфология, структурные и текстурные особенности строматолитовых построек. Усилиями многих исследователей установлена достаточно выраженная во времени закономерная смена морфологических типов строматолитов. Начиная с раннего рифея, выделено семь последовательно сменяющихся стро-

матолитовых комплексов: четыре рифейских, нижнепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойско-кайнозойский. Предполагается, что существование неповторяющихся форм строматолитов в геологической летописи связано с эволюцией осадкообразования и водных растений.

Иначе обстоит дело с группой герматолитов. При хорошо известных эволюционных изменениях таксономического состава каркасообразующих организмов отсутствуют достоверные сведения об эволюционном изменении морфологии и типов построек. В этом заключается один из любопытнейших феноменов, не имеющих в настоящее время убедительных объяснений: в процессе жизнедеятельности наиболее примитивных прокариотных цианей возникали строматолиты, формы которых настолько изменчивы во времени, что сами постройки оказались пригодными для стратиграфического расчленения и определения возраста, в то время как сложные и разнообразные сообщества высокоразвитых эукариотных организмов, прогрессивно эволюционирующих, создавали постройки, формы и типы которых оставались неизменными за все время их существования. Не исключено, что эти факты могут объясниться постоянством механизмов биологических и литогенетических процессов в хорошо сбалансированных и адаптированных к определенным условиям рифогенных экосистемах. Вследствие этого на протяжении всего фанерозоя продуцировались сходные по литолого-морфологическим признакам биогенные карбонатные тела герматолитов. В этом случае эволюционные изменения следует искать, по-видимому, в изменении не столько отдельных тел, сколько всего комплекса отложений, связанных с ними парагенетически, т.е. на структурном уровне рифогенных формаций. Современные знания об эволюции герматолитов, исключая эволюцию рифостроителей, недостаточны, чтобы достоверно оценить параметры и механизм эволюции фанерозойского рифогенеза.

### Abstract

Traditionally the evolution of reef formation is viewed as a continuous process from Precambrian stromatolites to present reef systems. It has been considered that evolutionary changes may be found reflected in the variations within the systematic composition of reef-builders, in the stages of reef formation, and in the appearance of more complex types of organic constructions which evolved from biostromes to reef complexes. The entry of reefs has been attributed to various factors: a more complex composition of biocoenosis, appearance of Coelenterata, a higher rate of tectonic subsidence, and evolution of present oceans. The timing of the appearance of the reefs varies from Cambrian through Jurassic.

New interpretations of various aspects of reef genesis have become possible due to the definite progress in the studies of the organic world evolution at the cellular level. The available data on the biogenetic structure of frame-building organisms permit us to outline two groups of organic constructions that exist parallelly and represent independent evolution lines. They are the group of stro-

matolites consisting of Procaryotes, and the group of hermatolites (biostromes, bioherms and reefs) composed largely of eucaryotic organisms.

Stromatolites have been known since the end of the Archean. Their origin is associated with the life activities of procaryotic cyanobacteria. During stromatolite formation, carbonates are deposited in the mucus of sheath algal colonies biochemically, physiologically, chemically and clastogenically. Progressive overlaying of carbonate crusts produces a fine-layered rigid framework of stromatolites. As a result all stromatolites tend to have a fine-layer stratified texture of organic constructions.

Hermatolites first emerged in the Early Cambrian in response to the appearance of new frame-builders represented by multicellular eucaryotic organism of a higher biologic organization. The then appearing calcareous algae and skeletal animal organisms organically generated the carbonate material. The three-dimensional biogenic framework, which is the base of hermatolites, was formed as a result of mutual encrusting of hermatypical organisms. Hermatolites are usually massive, with bulging shapes of geologic bodies, and ecologo-facies variability. The appearance of present reef analogues is linked with the spreading of hermatypical organisms in the Early Cambrian.

УДК 552.58:551.72

*Е. М. Хабаров*

## **РИФОГЕННОЕ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ**

Докембрий — время массового развития строматолитовых органогенных построек, которые совместно с сопутствующими породами образуют крупные своеобразные рифогенные (карбостромовые) формации. Своеобразие рифогенных формаций и докембрийского карбонатакопления в целом заключается в том, что в формировании органогенных построек принимали участие только простейшие рифостроители — синезеленые водоросли и бактериальные организмы, прямо или косвенно способствующие активному накоплению карбонатов, а также в том, что на более поздних этапах геологической истории они не создавали столь крупных сооружений.

Эти особенности докембрийского рифогенного карбонатакопления, отражающие прежде всего эволюцию органического мира, хорошо известны и позволяют большинству исследователей однозначно выделять докембрийский этап рифогенного карбонатакопления. При характеристике органогенных построек докембрия обычно отмечаются их простая морфология, малые мощность и высота; подчеркивается широкое распространение строматолитовых биогермов и био-

стромов на площади; отрицаются линейность в размещении строматолитов и принципиальные различия между платформенными и геосинклинальными органогенными постройками. Имеется и альтернативная точка зрения, согласно которой докембрийские строматолиты при благоприятных условиях могли создавать крупные рифоподобные сооружения. Это свидетельствует о том, что многие вопросы докембрийского рифогенного карбоната накопления остаются нерешенными и нуждаются в дополнительном обсуждении. Основное внимание в статье уделено характеристике разнотипных формаций и обоснованию зависимости морфологии и структуры формационных тел от палеотектонического режима областей их развития.

Древнейшие строматолиты неоднократно описывались в архее, но наиболее широко распространены среди отложений афебия, рифея и венда, когда они стали формировать многочисленные и разнообразные органогенные постройки, составляющие каркас мощных (сотни метров и первые километры) карбонатных рифогенных формаций. В это же время наметилась дифференциация формаций по форме и структуре формационных тел, что позволило выделить среди них две группы. К первой относятся линзовидно-уплощенные, более или менее изометричные в плане (повторяющие контуры палеобассейнов) формации, где практически не устанавливается латеральная "рифовая" зональность, а ко второй — линейно вытянутые, в которых "рифовая" зональность выражена достаточно отчетливо. Она проявляется в смене по латерали структурно-вещественных комплексов, отвечающих зарифовым образованиям, собственно рифу и предрифовым отложениям, которые сходны с фанерозойскими рифовыми комплексами зон перехода от карбонатных плато к глубоководным бассейновым толщам.

Анализ палеотектонического и палеогеографического развития регионов распространения крупных рифогенных сооружений докембрия показал, что линейно вытянутые рифогенные формации характерны для областей с контрастным палеотектоническим режимом. Они приурочены к окраинным зонам докембрийских кратонов, интрагеосинклинальным поднятиям (в том числе и вулканическим), а также к мобильным интракратонным прогибам с некомпенсированным осадконакоплением и наличием палеогеоморфологически хорошо выраженных уступов. Рифогенные формации первой группы образовались на огромных площадях интракратонных широких докембрийских прогибов (синеклизные формы) с замедленным прогибанием, слабовыраженным рельефом и практически полной компенсацией погружения фундамента седиментацией терригенно-карбонатных осадков.

Остановимся на характеристике докембрийских рифогенных формаций и особенностях докембрийского рифогенного карбоната накопления в разных палеотектонических обстановках.

**Окраинно-кратонные рифогенные формации** известны уже в афебии и прослеживаются на более поздних этапах докембрия. В афебии они развивались вдоль архейских "малых" кратонов, в обрамляющих их геосинклинально-складчатых системах. Среди этих формаций наибо-

лее детально изучена формация Рокнест северо-запада Канады. Она устанавливается в складчато-надвиговом поясе и автохтоне орогена Уопмей, обрамляющего с запада кратон Слэйв. Формация обнажена на протяжении 250 км и интерпретируется совместно с нижележащей формацией Оджик как отложения седиментационной призмы Атлантического типа начала спрединга. Здесь в восточном направлении устанавливаются следующие комплексы: нижнесклоновый (ритмитовые брекчии, градационные доларениты, отдельные блоки осыпей, мощность 100—200 м); верхнесклоновый (градиционные доларениты и долсилтиты, массивные и слоистые дололютиты с линзами брекчий и складками оползания осадка и редкими биогермами, мощность до 500 м); рифовый (холмовидные крупные удлиненные биогермы с интракластово-ооидными доломитами каналов, мощность до 1000 м); тыльно-рифовый отмельный (мощные пачки грубослоистых интракластово-ооидных доломитов с удлиненными биогермами строматолитов и шатровыми структурами); лагунно-шельфовый (ритмично построенная толща, где выделяется последовательности пород мощностью 1—10 м, типа глинистый дололютит—строматолитовый доломит). Ширина развития рифового края и тыльно-рифового комплекса составляет 5—10 км.

Близки по строению, хотя и не столь эффектны, и сходное палеотектоническое положение занимают крупные рифогенные сооружения формации Денаулт и из группы Белчер складчатого пояса Циркум-Унгава, обрамляющего с востока и севера кратон Сьюпириор (Канада).

Позднее, в конце афебия, окраины кратона Слэйв вновь стали ареной развития рифогенных сооружений, когда сформировались формации Питей (авлакоген Атапускау) и Куувик (бассейн Килохигок). Однако в отличие от формации Рокнест они образовались на стадии остаточного (субдукционного) бассейна тектонического цикла Уилсона. В них также наблюдаются приуроченность мощных биогермных комплексов к окраинным зонам шельфа и латеральная "рифовая" зональность.

Окраинно-кратонные рифогенные формации широко распространены и среди рифейско-вендских отложений. К ним относятся, в частности, ченчинская, улунтайская и джурская формации южного и западного обрамления Сибирской платформы, а также миньярско-укская и низьвенско-быстринская формации, протягивающиеся вдоль восток-северо-восточного края Восточно-Европейской платформы. Имеющиеся материалы свидетельствуют, что эти формации образовались скорее всего в окраинных бассейнах, ограниченных поднятиями, в том числе и вулканического происхождения. Зоны интенсивного биогермообразования развивались на окраинах шельфов, занимая пограничное положение между мелководными шельфовыми и более глубоководными бассейнами и нередко протягивались на расстоянии в несколько сотен километров (ченчинская — 650 км, низьвенско-быстринская — более 1000 км). В формациях наблюдается латеральный ряд, сходный с "рифовой" зональностью фанерозойских рифовых комплексов, хотя проявляется не всегда отчет-

ливо. Так, в ченчинской формации (мощность 400—850 м) Жуинско-Патомского прогиба выделяются склоновые, биогермные (рифовые) и лагунно-шельфовые образования. Биогермный комплекс сложен разнообразными уплощенными биогермами нередко диаметром до 100 м и мощностью до 20 м, которые разделены зернистыми и кристаллическими известняками каналов и "ванн". Эти биогермные известняки сформировались в верхних частях склонов палеобассейна, в зоне ослабленного волнового воздействия. В сторону открытого моря уменьшается количество строматолитовых пород при увеличении зернистых и кристаллических, иногда со складками оползания и тонкой градационной слоистостью. Они образовались из зернисто-илистого карбонатного материала, вынесенного из зоны активного биогермообразования. Прослой грубозернистых интракластитов редки, что указывает на пологий "предрифовый" склон. По направлению к суше строматолитовые комплексы расклиниваются косо-слоистыми зернистыми известняками, представляющими собой карбонатные пески отмелей (баров) активной волновой зоны. Кроме того, здесь наблюдаются межбаровые кристаллические известняки, которые совместно со строматолитовыми и зернистыми участвуют в строении разноранговых последовательностей пород, например, известняк строматолитовый—известняк зернистый—известняк кристаллический. Ближе к береговой линии происходит замещение карбонатных пород терригенными. В целом шельфовая ченчинская окраина имеет регрессивный характер, где наблюдается постепенное выдвижение окраинно-шельфовых органогенных построек в сторону глубоководного бассейна.

Достаточно уверенно фиксируется краевая шельфовая зона в джурское время на юго-востоке Енисейского кряжа, пространственно совпадающая с Ангарским глубинным разломом. Она представлена биогермными комплексами, сложенными уплощенными холмовидными биогермами и дифференцированными биостромами, разделенными каналами, заполненными зернистыми и кристаллическими карбонатными породами. В западном и северо-западном направлениях наблюдается переход в более глубоководные бассейновые отложения. Особенно хорошо прослеживается переходная зона от нижнего строматолитового комплекса, где сначала фиксируются грубые интракластиты и турбидиты штормового происхождения с редкими строматолитовыми постройками, а затем отложения обломочных потоков и турбидиты подножия склона. В отличие от эволюции ченчинской шельфовой окраины, которая имела регрессивный характер, для джурской наблюдается ее постепенное отступление, а затем погружение, сопровождающееся накоплением черных углеродистых глинистых осадков глубоководного бассейна.

Таким образом, на окраинах древних кратонов в докембрии при устойчивом погружении относительно приподнятых блоков в сочетании с быстрым ростом строматолитовых органогенных построек и аккумуляцией сопутствующих осадков могли формироваться мощные биогермные массивы, изрезанные сетью каналов и подверженные воздействию волн и течений. Мористые склоны их в одних случаях

были относительно пологими, в других — крутыми. Соответственно этому на склонах накапливались или карбонатные илы с редкими интракластитам, или же карбонатные турбидиты и грубые интракластиты. Карбонатный материал в обоих случаях поступал с окраин рифогенных сооружений.

**Рифогенные формации интрагеосинклинальных поднятий** изучены крайне слабо в связи со сложным тектоническим строением регионов их развития. В качестве примера, по-видимому, можно назвать бакырлинскую формацию Северо-Западного Каратау (Южный Казахстан), изученную Ю.К. Советовым. Формация (мощность до 1100 м) приурочена к вулканической гряде, северо-восточнее которой располагались миогеосинклинальные флишевые прогибы Малого Каратау и Таласского хребта, а юго-западнее, в области глубокого моря, формировались глинисто-кремнистые отложения. Рифогенная формация представляет собой узкое вытянутое тело с достаточно хорошо выраженными обломочным шлейфом, рифовым плато и зарифовыми образованиями.

Рифогенные формации интракратонных мобильных прогибов известны уже в афебии. К этому типу можно отнести формацию Кулпин итракратонной геосинклинали Пайн-Крик Северной Австралии, в которой выделяются два прогиба: первичный и вторичный (восточный). Рифогенные сооружения общей мощностью до 1,5 км протягиваются вдоль западной границы восточного трога. Выделяются две зоны седиментации: биогермная, где мощность индивидуальных биогермов достигает 300 м, и склоновая, представленная ритмично слоистыми доломитами, с прослоями карбонатно-кремнистых углеродистых сланцев и силицитов, в том числе брекчиевидных.

Сходное палеотектоническое положение занимают рифогенные образования из группы Мак-Артур одноименного бассейна верхней части карпентария (нижний рифей) Австралии, калтасинской формации рифея Камской перикратонной впадины Восточно-Европейской платформы, а также некоторых формаций, установленных на территории Северо-Американской платформы. В частности, в рифее гор Маккензи (Канада) детально изучены рифогенные образования из группы Литл Дел. Они сформировались в крупном интракратонном бассейне, который западнее, возможно, переходил в окраинно-кратонные шельфовые области. В бассейне седиментации выделяются две зоны: платформенная и бассейновая. Рифогенные образования маркируют переход карбонатная платформа—бассейн и представлены строматолитовым комплексом (мощность около 200 м), образовавшимся ниже волнового базиса. В сторону бассейна комплекс выклинивается, а по направлению к суше замещается мелководными отложениями (зернистые и кристаллические карбонатные породы с отдельными биогермами и биогермными пластинами). Кроме того, строматолиты образуют крупный риф (мощностью более 300 м), который устанавливается в зоне развития относительно глубоководных бассейновых образований. Риф сложен тесно связанными между собой индивидуальными биогермами и приурочен, вероятно, к палеоструктурному поднятию. Он развивался в зоне активной волновой деятельности,

интенсивно разрушался и мог возвышаться над окружающим его обломочным шлейфом во время роста более чем на 50 м.

Приведенные данные показывают, что в пределах кратонов в докембрии могли существовать прогибы, ограниченные разломами, с интенсивным прогибанием фундамента и некомпенсированным осадконакоплением в центральных зонах. Рифогенные сооружения развивались по окраинам этих прогибов на устойчиво погружающихся уступах, а также в их центральных частях на палеоструктурных поднятиях, погружение которых практически полностью компенсировалось рифогенным карбонатакоплением.

**Рифогенные формации интракратонных широких прогибов** (синеклизные формы) характеризуются широким распространением на площади, отсутствием существенной латеральной "рифовой" зональности, преобладанием относительно простых по строению органогенных построек (биогермов, биостромов, биогермных пластов). В качестве примеров таких формаций можно назвать формацию Дак-Крик нижнего протерозоя бассейна Наллагайн (Австралия), рифейские образования серии Атар синеклизы Таудени (Северо-Западная Африка), а также некоторые формации рифея внутренних регионов Сибирской платформы (котуйканскую и юсмастахскую Анабарского поднятия, кютингдинскую Оленекского поднятия и др.). Многие из этих формаций детально описаны. Остановимся на краткой характеристике лахандинской формации. Она прослеживается на территории субмеридионального простираания Юдомо-Майского прогиба, ограниченного на востоке Кухтуйским выступом Охотского массива, и расположенной западнее Майской впадины. Формация (мощность до 1500 м) представляет собой линзовидно-уплощенное, более или менее совпадающее в плане с границами палеопрогиба тело, в котором практически не проявляется "рифовая" зональность, хотя и отмечаются внутриформационные латеральные изменения, обусловленные тем, что пояс наиболее массового образования строматолитовых построек приурочен в основном к бортовым зонам прогиба и оконтуривает в целом более глубоководные отложения его осевой зоны. В осевой зоне прогиба, фундамент которого, в общем, достаточно стабильно погружался, периодически возникали мелководные обстановки, позволяющие строматолитовым постройкам мигрировать с окружающих ее палеогеоморфологически слабовыраженных бортовых уступов и распространяться по всей территории прогиба. Для лахандинской формации, как и для других формаций этой группы, характерно ритмичное строение — чередование строматолитовых биогермных пластов и биостромов с зернистыми и кристаллическими карбонатными, а также терригенными породами. При оптимальных условиях мощность органогенных построек достигала 30—40 м. Среди основных причин, которые вызывали прерывистость в их развитии, можно назвать быстрый рост построек, которые достигали базиса действия волн и начинали интенсивно разрушаться, кратковременное, но быстрое повышение уровня моря и интенсивный принос терригенного материала.

Приведенные материалы по докембрийским рифогенным формациям позволяют сделать следующие основные выводы.

1. В докембрии развиты разнообразные органогенные строматолитовые постройки, как простые (биогермы, биостромы, биогермные пласты), так и крупные рифоподобные сооружения. Эти постройки образуют каркас докембрийских рифогенных формаций.

2. Выделяются две группы рифогенных формаций докембрия: линзовидно-уплощенные широкого площадного распространения, "рифовая" зональность в которых практически не проявляется, и линейно вытянутые, сходные по своему строению с асимметричными рифовыми комплексами фанерозоя.

3. Устанавливается связь морфологии и структуры формаций с палеотектоническим режимом областей их развития. Если линзовидно-уплощенные характерны для интракратонных обширных прогибов со слабовыраженным палеорельефом, то формации второй группы образуются в областях с контрастным палеотектоническим режимом (на окраинах кратонов, на интрагеосинклинальных поднятиях, в интракратонных прогибах с мобильным тектоническим режимом).

4. Наиболее оптимальны для развития мощных протяженных рифогенных формаций докембрия окраинно-шельфовые зоны кратонов. Именно здесь наиболее интенсивно происходило рифогенное карбонатонакопление и формировались органогенные сооружения со специфической "рифовой" зональностью.

5. Выявленная зависимость морфологии и структуры докембрийских рифогенных формаций от палеотектонических обстановок их образования позволяет использовать разнотипные формации в качестве индикаторов для детализации палеотектонических и палеогеографических особенностей развития осадочных бассейнов в докембрии.

#### Abstract

Considered are the specific features of Pre-Cambrian reefogenous carbonate accumulation in different paleotectonic environments. It is established that in the areas with contrasting paleotectonic regime (craton margins, intrageosynclinal uplifts, intracraton noncompensated depressions) in Pre-Cambrian, thick linearly stretched reefogenous formations similar in their structure with assymmetric reef Phanerozoic complexes, could be produced. In contrast to this, the creation of the formations in which the specific lateral "reef" zonation practically does not manifest itself, occurred in intracraton broad depressions with the poorly expressed paleorelief. Such differentiation of the formations is displaued in Early Proterozoic already and, as a matter of fact, coincides with the beginning of mass development of stromatolithes. The craton margins are the most optimum for the development of thick reefogenous linearly stretched Pre-Cambrian formations. Here, on steadily submerging, geomorphologically well expressed scarps, biogenous carbonate accumulation occurred intensively, and reef-like structures, cut by a network of channels and subject to waves and currents

effect may form. Their slopes directed to the open basin in some cases were relatively gentle, in other cases — steep. In agreement with this either carbonate silt with rare intraclastites or carbonate turbidites and coarse intraclastites we accumulated on the slopes. In both cases the carbonate material came from the margins of reefogenous structures.

УДК 551.263.036:552.54

*В. Г. Кузнецов*

## **СТРУКТУРА КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Одним из важнейших направлений исследований в литологии было выяснение законов, определяющих пространственное развитие пород разного состава. Вместе с тем проблема строения комплексов отложений, возникающих в тех или иных обстановках, при тех или иных процессах, их внутренней структуры оставалась, как правило, в стороне от главного направления исследований.

Ясно, что структура формации, равно как и осадочных комплексов более низкого иерархического уровня, обуславливается теми же основными причинами, которые определяют и сам ход, и специфику литогенеза — тектоникой, климатом, жизнедеятельностью организмов и пр. Вопрос, по-видимому, состоит в выяснении конкретных механизмов воздействия этих общих причин на формирование осадочных тел того или иного строения. Практическое же значение этой проблемы вполне ясно хотя бы потому, что строение толщ определяет распределение коллекторских и экранирующих пачек, строение и соотношение в пространстве природных резервуаров нефти и газа, что в немалой степени определяет направления и стратегию поисково-разведочных и во многом и геолого-промысловых работ. Знание строения формаций важно также для прогноза и поисков других полезных ископаемых.

Структура, внутренняя композиция формаций, определяется двумя главными показателями — строением их вертикального разреза, т.е. набором пород и характером их переслаивания, и их латеральными изменениями. Первый аспект — это, по сути дела, цикличность разреза разного масштаба, вопрос, который неоднократно изучался с различных позиций — литолого-генетических, системно-структурных, тектонических и т.д. Второй — это не только и не столько латеральные изменения пород, сколько изменение характера породно-слоевых ассоциаций, т.е. циклитов.

Эти аспекты рассматриваются на примере карбонатных платформенных формаций аридной и гумидной зон. Наиболее изученными и, по-видимому, наиболее распространенными среди карбонатных комплексов являются платформенные карбонатные

формации аридной климатической зоны, строение которых рассмотрим на примере венд-кембрийских отложений юга Сибирской платформы.

Распределение в разрезе вещественного состава пород, а также их структурно-генетических типов подчинено определенной цикличности.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы циклиты по главному классификационному показателю — содержанию глинистого материала — однонаправленные с убыванием его количества от подошвы к кровле, т.е. являются циклитами. Основания циклитов сложены глинистыми доломитами, мергелями, доломитовыми аргиллитами. Карбонатные породы микрозернистые однородные, иногда с послойным обогащением глинистым материалом; встречаются также водорослевые образования в виде волнистых слоев. Центральные части циклитов образованы преимущественно известняками, сложенными форменными элементами водорослевой природы (онколиты, комки, сгустки) и вторично перекристаллизованными тонко- и разнозернистой структуры, а также вторичными доломитами. В верхней части преобладают доломиты хемогенные, микрозернистые, реже фитогенные, нередко сульфатизированные вплоть до появления прослоев ангидрита. В ряде случаев в кровле циклита по керчу устанавливаются следы размывов. Мощность подобных циклитов изменяется от 4 до 35 м, при наиболее частых значениях 10—25 м.

Закономерное изменение состава пород и их характера в разрезе циклита отражает определенное изменение условий накопления осадков в течение одного цикла седиментации. Начало осадкообразования происходило, по-видимому, в обстановке мелководного водоема при достаточно интенсивном привносе глинистого материала, т.е. при сравнительно недалеком расположении низменной суши. В этих условиях при господстве аридного или семиаридного климата наряду с карбонатами кальция в существенных количествах осаждались и магниевые соли, что обусловило значительную доломитность отложений. В средние этапы циклов вряд ли произошло заметное углубление водоема, так как здесь широко развиты крайне мелководные онколитовые и строматолитовые разности. Однако развитие трансгрессии привело к установлению широких и свободных связей с Мировым океаном, что обусловило нормальную близкую к среднеокеанической соленость и преимущественную садку карбонатов кальция. На завершающем этапе вновь началось осолонение и осаждение хемогенных доломитовых, а иногда и галогенных осадков. Это могло быть связано с аридизацией климата, но скорее всего определялось обмелением, особенно восточнее расположенных районов, что вело к некоторой изоляции водоема, и как следствие этого — к его осолонению. Таким образом, генетически цикл является трансгрессивно-регрессивным. При этом начальная трансгрессивная часть цикла характеризовалась сравнительной близостью суши и повышенным привносом глинистого материала, а регрессивная — осолонением, связанным с изоляцией водоема.

Латеральная смена наборов пород и породно-слоевых ассоциаций — циклитов — с северо-востока на юго-запад связана с палео-

географической обстановкой венда—кембрия. На северо-востоке платформы и прилегающей геосинклинали располагался открытый морской бассейн нормальной солености, где формировались глинисто-карбонатные нередко битуминозные толщи. Западнее, диагонально пересекая платформу, находилась протяженная и широкая отмель (Анабаро-Синская зона), игравшая роль "шельфа сатурации", которая в определенной степени изолировала охватывающую громадную по площади западную и юго-западную части платформы (Туруханско-Иркутско-Олекминская палеогеографическая провинция), где и формировались рассматриваемые осадки водоемов повышенной солености. При этом по мере движения вод с северо-востока на юго-запад в обстановке аридного климата соленость их прогрессирующе возрастала, и известняки сменялись доломитами, а в периоды регрессий, когда в восточных районах происходило резкое обмеление и даже осушение, фиксируемое ныне перерывами в кровле циклитов, в юго-западных частях шла садка каменных, а местами даже калийных солей.

Подобное циклическое строение с эвапоритовыми образованиями в кровле циклитов и латеральная асимметрия (значительное количество известняков и неполные разрезы циклитов в пироксимальных частях формаций, расположенных во время формирования вблизи открытого моря, существенная роль эвапоритов и развитие полных циклитов с соленосными отложениями в кровле в их дистальных частях) характерны для многих карбонатных и соленосно-карбонатных платформенных формаций аридной зоны. Они отмечены в нижнепермских отложениях востока Русской платформы, верхнеюрских Восточной Туркмении, Западной Канады.

Карбонатные формации гумидной зоны известны значительно меньше; одной из них является турнейская толща Волго-Уральской области. Ее литология изучена подробно в пределах Оренбургской области, а характер цикличности в последние годы подробно описан.

На большей части Южно-Татарского и Оренбургского сводов в зоне мелководного шельфа циклиты имеют четырехчленное строение. В их основании залегают микрозернистые и пелитоморфные известняки с повышенной (до 10—15%) относительно других разновидностей пород этих разрезов глинистостью. Форменные элементы в виде комков, сгустков, мелкого детрита и шлама составляют не более 20% от объема породы. Текстура тонкослоистая, в основном горизонтально-слоистая, коэффициент пористости обычно не более 4%. Выше располагаются фораминиферово-сгустковые известняки, где содержание форменных элементов повышается до 30—50% породы. Представлены они главным образом сгустками размером около 0,1 мм и менее с неясными конгурами и раковинами фораминифер в различной степени гранулированных; в подчиненном количестве встречаются раковинки остракод, пелеципод, брахиопод. Текстура известняков прерывисто-микрослоистая за счет очень тонких глинистых прослоек. Как правило, эти породы низкопористые, хотя отдельные значения достигают 14%. Следующим элементом циклита являются сгустково-детритовые известняки, где форменные элементы

размером иногда до 1—1,5 мм составляют уже 50—80% и представлены сгустками, шламом и детритом водорослей и разнообразных животных организмов. Глинистого материала в среднем не более 1%, текстура в основном комковато-пятнистая, редко отмечается прерывистая микрослоистость. Завершается цикллит комковато-детритовыми известняками. Форменные элементы размером 0,5—1,5 мм составляют около 80% породы, обычно слабо сцементированы порово-пленочным цементом и представлены комками предположительно водорослевой природы, остатками кораллов, фораминифер, иглокожих, брахиопод, пелеципод, синезелеными водорослями. Пористость пород третьего и четвертого элементов цикллитов достигает 17—18%. В кровле цикллитов нередко отмечаются следы размывов. Мощность цикллитов изменяется от 3—11 до 20—50 м.

Судя по характеру пород и содержащихся в них остатков организмов, формирование осадков шло в обстановке мелководного морского бассейна нормальной среднеокеанической солености, причем, что очень важно, циклическое строение разреза, смена структурно-генетических типов известняков никак не связаны с изменениями солености, а отражают лишь возрастание гидродинамического потенциала водоема.

Строение и состав цикллитов весьма постоянны и выдержаны на большой площади, практически на всей или большей части мелководной зоны. Латеральные изменения цикллитов незначительны — в тех или иных пределах меняются мощности отдельных элементов, иногда в основании цикллитов наряду с микрозернистыми известняками появляются известковые брекчии и конгломераты, сцементированные темноокрашенным глинисто-карбонатным материалом, могут отсутствовать, видимо, из-за размыва, комковато-детритовые известняки верхней части разреза, и тогда цикллиты завершаются сгустково-детритовыми известняками. Существенные изменения происходят лишь при переходе в принципиально иные тектонические зоны, т.е., по сути дела, при смене формаций (ибо, несколько упрощая, формация — это комплекс отложений, парагенезис генетических типов, формировавшийся в единой тектонической обстановке). Так, в глубоководных депрессионных разрезах Камско-Кинельской впадины, по данным В.Д. Казаковой, цикллиты начинаются аргиллитами и мергелями с прослоями кремнистых пород, которые выше сменяются микрозернистыми глинистыми известняками, слагающими большую часть цикллитов. Выделены и описаны и другие наборы, образующие микроцикллиты, имеющие специфические условия образования.

Приведенные материалы по составу и строению двух карбонатных формаций, отлагавшихся в одинаковых тектонических условиях, но разных климатических обстановках, позволяют сделать некоторые сравнения.

По своей структуре цикллиты в обоих случаях однотипны и характеризуются направленным уменьшением от основания к кровле количества глинистого вещества, наличием перерыва в кровле. Вместе с тем состав их, а во многом и способы осадконакопления,

существенно различны. В гумидных турнейских отложениях состав пород достаточно однороден — абсолютно преобладают известняки, иногда глинистые, а механизм осаждения материала практически полностью биогенный. В аридных формациях набор пород значительно больший — известняки и доломиты (в том числе глинистые, вплоть до известковых и доломитовых мергелей), каменные, а местами даже калийные соли; способы седиментации биогенные и хемогенные, причем последние превалируют. Другими словами, различия состава отложений, а следовательно, и состава породно-слоевых ассоциаций, т.е. в конечном счете всего разреза формаций в целом, в громадной степени определяются климатом.

Что касается пространственных изменений разреза формаций и слагающих его циклитов, то строение гумидных толщ весьма устойчиво в пространстве и изменения связаны с переходом в другие формации, т.е. обусловлены тектоническими причинами. В аридной же зоне изменения в одной тектонической обстановке весьма существенны и определяются палеогеографическими, т.е. опять-таки климатическими причинами. При этом латеральный ряд породно-слоевых ассоциаций как бы повторяет правую (аридную) часть схемы химической осадочной дифференциации Л.В. Пустовалова: известняки—доломиты—соли. Этот набор, однако, не является точной копией схемы Л.В. Пустовалова, которая предполагала фациальное замещение одновозрастных отложений. В данном же случае синхронность относительна, так как известняки действительно замещаются доломитами, а соленосные пачки формируются во время перерывов в зоне карбонатной седиментации (в рассмотренном примере это Анабаро-Синская зона).

Таким образом, при общности тектонического режима карбонатные отложения аридной зоны построены существенно более сложно как в вертикальном разрезе, так и в пространстве.

Внутренняя структура формаций в значительной степени определяет распределение в их объеме коллекторских и экранирующих пачек, т.е. в конечном счете характер их нефтегазосности. Такое влияние устанавливается как на уровне формаций в целом, так и на уровне строения отдельных фаций (частей) единой формации.

В гумидных формациях коллекторами являются средние и особенно верхние части отдельных циклитов, а их относительно более глинистые основания обладают сравнительно невысокими коллекторскими свойствами. Отсутствие в разрезе формаций непроницаемых пачек-флюидоупоров ведет к тому, что абсолютное большинство залежей углеводородов формируется в кровле формаций непосредственно под покрывающей их региональной покрывкой, т.е. образуется один нефтегазоносный комплекс, а сама карбонатная формация представляет собой единый, часто громадный по мощности, природный резервуар. В рассмотренных выше отложениях турне (и даже шире — всей карбонатной формации верхнего девона—турне) Волго-Уральской нефтегазоносной области практически все залежи приурочены к их кровле — кизеловскому горизонту.

Наличие в аридных формациях эвапоритовых образований (микро-

зернистых доломитов, сульфатов, солей), являющихся надежными флюидоупорами, определяет формирование нескольких нефтегазоносных комплексов и соответственно образование залежей нефти и газа на нескольких стратиграфических уровнях в разрезе одной формации. Для венда—кембрия юга Сибирской платформы, например, это усольский, бельский, булайский, ангарский и литвинцевский уровни. На характер нефтегазоносности большое влияние оказывает и латеральная асимметрия аридных формаций. В их дистальных частях, где развиты полные разрезы циклитов с солевыми элементами, образуется несколько нефтегазоносных комплексов, а стратиграфический диапазон нефтегазоносности достаточно широк, и формируются многопластовые месторождения. В проксимальных частях, где соленосные пачки отсутствуют и нет в связи с этим промежуточных экранов, существует один нефтегазоносный комплекс, но со значительно более мощной резервуарной частью.

Наглядным конкретным примером является среднекаменноугольно-нижнепермская формация юго-востока Русской платформы, где в проксимальной ее части располагается Оренбургское газоконденсатное месторождение с единой залежью в среднекаменноугольно-артинских отложениях, а в дистальной на Пилюгинском, Яблоневском, Луговском, Кулешовском и других месторождениях известно 2—3 залежи в сакмарском и артинском ярусах и 2—4 — в кунгурском.

Отличается строение природных резервуаров в пределах разных фаций одной формации. Так, циклическое строение разрезов аридных формаций определяет и цикличное распределение коллекторских свойств. Наилучшими значениями пористости и проницаемости характеризуются средние элементы циклитов, где наряду с достаточно высокой матричной пористостью существуют и каверны. Нижние и верхние элементы циклитов, сложенные соответственно глинистыми разностями карбонатных пород и микрозернистыми сульфатизированными доломитами, обладают низкими коллекторскими свойствами; значения последних обычно ниже кондиционных. Вместе с тем в проксимальных частях формации отсутствуют и настоящие флюидоупоры в виде солей, и здесь проницаемые прослои чередуются с полупроницаемыми, т.е. формируется многослойный природный резервуар, где продуктивные пласты разделены слоями пород, не способных из-за низкой проницаемости отдавать флюиды в промышленных количествах. Последние, однако, не являются надежными флюидоупорами, поэтому продуктивные пласты динамически связаны между собой, что ведет к формированию единого водонефтяного или газонефтяного контакта. Средняя эффективная мощность такого многопластового резервуара составляет 30—40%.

Распространенные в той же формации холмовидные органогенные постройки рифондного типа имеют иное строение разреза и природного резервуара. Цикличность в них проявляется значительно менее четко из-за сокращения или полного отсутствия глинистых разностей основания и микрозернистых доломитов кровли циклитов. Дело в том, что в процессе роста органогенные постройки возвышались над дном окружающего моря и при регрессии, когда откла-

дывались микрозернистые доломиты верхних элементов циклитов, рифоидные массивы оказывались выше уровня моря. Здесь подобных плотных пород практически нет или мощность их весьма незначительна. В начале трансгрессий, когда шло накопление глинистых разностей, эти массивы находились еще над уровнем моря и здесь эти осадки не откладывались. В связи с этим разрез построек оказывается в целом массивным, неслоистым. Меняется поэтому и строение ПР, поскольку в результате слияния пластов чисто карбонатных преимущественно органогенных пород, являющихся коллекторами, многопластовый природный резервуар становится массивным. В целом при возрастании в пределах массива общей мощности по сравнению с окружающими фациями примерно в 1,5 раза эффективная мощность возрастает в 3—4 раза и составляет 70—75% от общей.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают природного разнообразия строения карбонатных формаций. Большой интерес представляет изучение с рассмотренных выше позиций формаций геосинклиналей, срединных массивов. Их внутренняя структура представляет, как становится все более очевидным, не только общенаучный, но и практический интерес.

#### Abstract

The structure of formations is characterized by two main indices which are formation's vertical composition, i.e. the set of rocks and the character of their interbedding, and their lateral changes. The example of carbonate platform formations of aridic and humidic zones is considered in these aspects.

The successions of aridic formations are characterized by distinct cyclic recurrence. Clays, marls or clayey dolomites are situated at the base of a cyclitises. Limestones, often organogenous as well as secondarily recrystallized and dolomitized ones are in middle part. Above them there are micrograin dolomites. The complete cyclitis is topped with sulphates and salts. Lateral changes of cyclitises both in composition and structure are considerable. Limestones predominate in those parts of formations which are proximal to normal salinity seas while the completing elements of cyclitises are missing, hiatuses being marked on tops of formations. In distal parts more complete cyclitises predominate, limestones being replaced by dolomites.

Micrograin limestones clayey to this or that degree are situated at the base of a humidic formations cyclitis; organogenous and organogenous-detrital ones are in middle and upper parts. The structure and composition of cyclitis are rather constant changes occurring in principally different tectonic zones, i.e. in other formations.

Thus the structures of separate cyclitises being similar (decrease of clay content at the top), their structure and composition in formations of different climatic zones are different. In humidic deposits their composition is relatively homogenous, the mechanics of preci-

itation is practically completely biogenic, the cyclic recurrency itself being connected with changes of hydrodynamic regime. The composition and structure of both cyclitises and formations are generally relatively steady in space. In aridic formations set of rocks is much more diverse. The mechanics of precipitation is predominantly chemogenic, rarely biogenic, cyclic recurrence being conditioned by changing salinity and to a lesser degree by the hydrodynamics of the pool. The composition and structure of cyclitises and of the formation in general are characterized by distinct lateral asymmetry.

The structure of natural oil and gas reservoirs depending on structure of carbonate formations is considered. These dependences are of big practical importance for oil and gas geology.

УДК 71.553.983(551.73)

*С. Ф. Бахтуров, М. А. Жарков*

### **ЭВОЛЮЦИЯ БАССЕЙНОВ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ**

Формирование черных и темноцветных карбонатных, карбонатно-глинистых, кремнистых, кремнисто-карбонатных, глинистых и иного состава толщ с повышенным и высоким содержанием органического вещества, объединяемых в группу черносланцевых формаций, происходило на протяжении большей части геологической истории Земли. В последние годы появилось много работ, освещающих те или иные стороны эволюции черносланцевых формаций.

В предлагаемой статье обращается внимание на некоторые особенности эволюции бассейнов черносланцевой седиментации, которые можно установить при выяснении возрастного, палеогеографического и палеотектонического размещения карбонатных, карбонатно-глинистых, кремнисто-глинистых и карбонатно-кремнистых черносланцевых формаций.

Анализ имеющегося фактического материала более чем по 80 бассейнам черносланцевой седиментации фанерозойского времени позволяет выделить среди них три большие группы: океанические, морские и континентальные. Морские черносланцевые бассейны подразделяются на пять типов: заливообразные внутрикратонные; линейновытянутые внутрикратонные рифтовые; окраинно-кратонные промежуточные; глубоководные троговые окраины кратонов; шельфовые периферийных зон кратонов. В континентальной группе установлено два типа: озерные и аллювиально-дельтовые. Океаническая группа охватывает бассейны, расположенные в пределах открытого океана.

Ниже кратко рассматриваются особенности возрастного размещения выделенных типов бассейнов черносланцевого осадконакопления в палеозое и мезокайнозое.

На протяжении палеозойской эры в связи с последовательным

объединением разрозненных континентов в единый материк Пангею существенно изменялось размещение и количество различных типов морских черносланцевых бассейнов седиментации. В кембрийском периоде преобладающее развитие получили бассейны окраинно-кратонного промежуточного типа, которые нередко занимали положение между эпиконтинентальными эвапоритовыми водоемами и шельфовыми зонами открытого океана. Среди них выделяются громадный Куонамский бассейн, располагавшийся северо-восточнее Восточно-Сибирского солеродного бассейна; Северо-Таримский, который находился к северу от Таримского эвапоритового бассейна; Цзяньсу, Восточно-Циньлинский и Цзяннаньский в Китае, которые соседствовали с огромным эвапоритовым бассейном Янцзы; Джорджина в Австралии. Такое специфическое палеогеографическое положение нашло свое отражение в составе сформированных в бассейнах толщ. Они сложены преимущественно глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, мергелями, известняками и кремнистыми породами. Формации имеют, как правило, небольшую мощность (десятки, редко первые сотни метров) и большую площадь распространения. Так, для куонамской формации она составляет более 700 тыс. км<sup>2</sup>.

Очень широко в кембрийское время были развиты шельфовые морские бассейны периферийных зон кратонов. К ним относятся Шашкунарский, Чингинский, Кивдинский, Кинтерепский, Бельсинский, Усинский и Унгутский бассейны Алтае-Саянской складчатой области, Прохоровский Ханкайского массива, Восточно- и Западно-Южно-Тянь-Шаньские в пределах Южного Тянь-Шаня. Формации, накопившиеся в этих, как правило, небольших по площади бассейнах, представлены обычно черными битуминозными известняками с подчиненным содержанием глинистых и кремнистых сланцев. Отмечаются в их составе, кроме того, терригенные, кремнистые и вулканогенно-осадочные породы. Мощность сформированных толщ достигает 1 и более км.

Весьма характерными для кембрийского периода были заливообразные внутрикратонные черносланцевые бассейны. Типичные их представители: бассейн Альм, охватывающий территорию южного обрамления Фено-Скандинавского щита, где в условиях мелководного моря отлагались глинистые и известковые осадки, обогащенные органическим веществом, а также бассейн Готланд, в котором за среднекембрийское время сформировалась маломощная (до 1000 м) толща, представленная квасцовыми сланцами и битуминозными известняками.

В кембрийском периоде выделяется своей огромной протяженностью Каратау-Сарыджаз-Бейшаньский черносланцевый бассейн, который располагался вдоль окраины континента и прослеживался более чем на 2,5 тыс. км от Байконурского синклинория через Каратау и Срединный Тянь-Шань до Бейшаньских гор в Северном Китае. Это был типичный глубоководный трог, в пределах которого на протяжении кембрия и раннего ордовика существовали благоприятные условия для накопления кремнистых, глинисто-кремнистых и карбонатно-глинистых осадков, обогащенных органическим веществом. Их мощность составляет несколько сотен метров.

В ордовике и силуре широким развитием начали пользоваться

крупные заливообразные, изометричные по форме, внутрикратонные бассейны. Таковым является Прибалтийский черносланцевый бассейн площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup>. В самом начале нижнего ордовика здесь происходила аккумуляция глинистых отложений пакерортского горизонта (диктионемовых сланцев), а в среднем ордовике — карбонатно-глинистых битуминозных осадков кукерского.

В силурийском периоде бассейны этого типа установлены на территории Восточно-Европейской, Сибирской, Африканской и Американской платформ. Самый крупный среди них — Среднесибирский бассейн, в котором в лландоверийское время на площади более 400 тыс. км<sup>2</sup> шло накопление известково-глинистых, обогащенных органическим веществом, отложений чамбинской формации.

В девоне впервые появляются линейновытянутые внутрикратонные рифтовые морские бассейны черносланцевой седиментации. Таков бассейн Припятской впадины, в западной части которой в период опреснения вод существующего здесь солеродного водоема отлагались глинистые и карбонатно-глинистые битуминозные осадки данково-лебядинского горизонта, подстилаемые и перекрываемые соленосными отложениями. К рифтовым относится и бассейн, расположенный в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

Из других типов морских бассейнов черносланцевой седиментации, широко развитых в девонском периоде, можно отметить окраиннократонные промежуточные. Они установлены к востоку от Морсовского солеродного бассейна Восточно-Европейской платформы в пределах Радаевской, Верхнекамской и Доно-Медведицкой впадин, а также территории северного борта Прикаспийской синеклизы. Следует упомянуть Доманиковский черносланцевый бассейн Восточно-Европейской платформы позднего девона и Западно-Канадский Северо-Американской платформы этого же возраста. Большим распространением пользовались и заливообразные внутрикратонные бассейны. К ним относятся обширный бассейн Чаттануга Северо-Американской платформы, охватывающий территорию штатов Теннесси, Кентукки и Алабама, и несколько меньший по размерам бассейн Вудфорд этой же платформы.

В каменноугольном периоде впервые отмечаются озерные континентальные бассейны черносланцевого осадконакопления. В раннем карбоне наиболее крупным из них был бассейн Фанди на юго-востоке Канады. Из более молодых можно упомянуть бассейн Сент-Ипполит во Франции. В обоих этих бассейнах накапливались углеродисто-глинистые сланцы с линзами песчаников и неравномерно распределенными тонкими пропластками угля.

Пермский период отличается широким разнообразием бассейнов черносланцевой седиментации, представленных как морскими, так и континентальными водоемами. Особенно значительное развитие в это время получили заливообразные внутрикратонные бассейны. Наиболее крупным из них был бассейн Парана в Южной Бразилии. Он протягивается более чем на 1700 км от штата Сан-Паулу до южной границы Бразилии и далее уходит в Уругвай, охватывая также западные районы Парагвая. В нем накопились мощные глинистые,

обогащенные органическим веществом, и карбонатные отложения, известные как формация Ирати. Несколько меньший по площади бассейн этого же типа — Калахари-Вармбед-Грейт-Кару расположен в Южной Африке. Глинистые и известковистые сланцы мощностью от 17 до 300 м, распространенные на громадной площади (300 тыс. км<sup>2</sup>), выделяются в формацию Вайт-Бенд.

На Северо-Американской платформе в пермском периоде существовал громадный окраинно-кратонный промежуточный черносланцевый бассейн Фосфория площадью примерно 340 тыс. км<sup>2</sup>, где накопилась мощная (до 210 м) толща фосфатных битуминозных глинистых и кремнистых сланцев. Аналогичный бассейн выделяется на территории Волго-Уральской области в пределах Бузулуцкой впадины для раннеказанского времени.

В пермском периоде устанавливается большое число разнообразных бассейнов черносланцевого осадконакопления континентального озерного и аллювиально-дельтового типов. Озерные водоемы подразделяются на эвапоритовые и угленосные. Среди первых можно отметить Чу-Сарысуйский в Казахстане. Из угленосных озерных бассейнов упомянем крупный Сиднейский бассейн на территории Нового Южного Уэльса в Австралии, где накопилась мощная (до 180 м) толща, включающая как угольные пласты, так и торфяники; бассейн Эрмело, расположенный в Южной Африке, и Кендерлыкский, приуроченный к Зайсанской впадине. Пермские континентальные аллювиально-дельтовые бассейны, в которых отмечается черносланцевое осадконакопление, были, как правило, небольших размеров и располагались в непосредственной близости к береговой линии. В них формировались отложения мелководных морских и низких заболоченных областей. Горючие сланцы, накопившиеся в таких бассейнах, по простиранию связаны с континентальными углями. Из крупных бассейнов следует отметить Тасманский, занимавший северо-западную часть одноименного острова, и бассейн Брукса (Северная Аляска).

Анализ закономерностей размещения на континентах и в прилегающих акваториях шельфовых зон океанов черносланцевых бассейнов седиментации в различные периоды палеозойской истории показывает, что со временем происходило закономерное перемещение областей черносланцевого осадкообразования все далее в глубь континентов, связанное, по-видимому, с тем, что в период от кембрия до перми увеличивались размеры материков. Если в кембрии, ордовике, силуре и девоне основными областями черносланцевой седиментации были заливообразные внутрикратонные и окраинно-кратонные промежуточные бассейны, а в кембрии также шельфовые зоны и троговые прогибы периферии и окраин кратонов, то уже в девоне появились рифтовые внутрикратонные водоемы, а в карбоне и перми — огромные континентальные озерные бассейны. Подобное смещение в глубь континентов отмечается и для отдельных типов бассейнов черносланцевого осадконакопления. Так, достаточно отчетливо фиксируется относительно удаленное расположение от океанов средне- и позднепалеозойских окраинно-кратонных и заливообразных

внутрикратонных бассейнов по сравнению с раннепалеозойскими (ордовикскими и кембрийскими).

Обращает на себя внимание тот факт, что на протяжении всего палеозоя благоприятные условия для черносланцевой седиментации возникали в очень разнообразных палеогеографических обстановках: и в глубоких трогах вдоль окраин континентов, и в шельфовых зонах, и в заливообразных эпиконтинентальных морях, и в промежуточных бассейнах, и во внутрикратонных рифтовых прогибах, и в эвапоритовых бассейнах, и в озерных континентальных водоемах. Вместе с тем отмечается закономерное возрастание от кембрия до перми количества и размеров областей черносланцевого осадконакопления в эвапоритовых эпиконтинентальных и озерных континентальных водоемах. Появление таких бассейнов в карбоне и особенно в перми было, видимо, также вызвано существованием огромного суперматерика Пангеи.

С мезозоя начался новый этап глобальной перестройки размещения бассейнов черносланцевого осадконакопления, связанный с расколом Пангеи, формированием Тетиса, Атлантического и Ледовитого океанов, а также с образованием Гондваны, Лавразии, а затем современных континентов. В первой половине триасового периода в связи с существованием огромного материка Пангеи сохранялись условия для возникновения крупных континентальных озерных бассейнов черносланцевой седиментации. Среди них можно назвать Стэнливилльский бассейн в Центральной Африке (Заир). Здесь, в озерных условиях, накапливались горючие сланцы, переслаивающиеся с известняками и вулканогенными породами. Небольшие по площади озерные бассейны этого возраста известны также в восточных районах США, на Аляске, в ряде стран Западной Европы.

В позднем триасе и ранней юре в центре Пангеи возникла огромная область эвапоритового осадконакопления, в ряде бассейнов которой происходило накопление черносланцевых отложений. Эти бассейны были заливообразными внутриконтинентальными, а некоторые рифтовыми. Из других заливообразных бассейнов, расположенных в Евразии, можно упомянуть Омолонский, где в раннем и среднем триасе отлагались глинистые и известковые осадки, обогащенные органическим веществом.

В юрское и меловое время после образования океана Тетис вдоль южной периферии Лавразии и северного склона Гондваны сформировалось большое число шельфовых, окраинно-кратонных и заливообразных внутрикратонных бассейнов черносланцевого осадконакопления. Отмечаются такие бассейны на территории Европы, Северного моря, на западе Северной Америки, в Альпийско-Средиземноморской области, в Африке. Сформированные в них толщи представлены черными сланцами, переслаивающимися с известняками и кремнистыми породами. В северных районах Лавразии в эти же периоды существовали громадные заливообразные бассейны, связанные с Ледовитым океаном. Среди них следует отметить Волжский бассейн Восточно-Европейской платформы площадью более 350 тыс. км<sup>2</sup>. Отложения в нем представлены сапропелевыми глинами, мергелями

и горючими сланцами. Самым большим бассейном этого типа был Баженовский бассейн Западно-Сибирской плиты. Относительно редко по сравнению с другими типами встречаются рифтовые внутрикратонные бассейны. Один из них был приурочен к трогу Бенин (Нигерия), где в туронском веке накопилась мощная (до 700 м) толща черных горючих сланцев, алевролитов и песчаников.

Широким развитием в юрское и меловое время пользовались континентальные озерные угленосные бассейны. Они отмечаются в Северной и Восточной Азии, в западных районах США и Канады. К малораспространенным относятся континентальные аллювиально-дельтовые бассейны (Доуала и Альберта). Источником органического вещества в них служила наземная растительность, привносимая водными потоками.

В поздней юре—начале мела после раскрытия Северной Атлантики твердо устанавливаются океанические бассейны черносланцевой седиментации, получившие в раннем мелу широкое распространение, особенно в баррем-среднеальбское время. Они зафиксированы на значительной территории Северной Атлантики.

Во вторую половину раннего мела (аптский и альбский века) в связи с раскрытием Южной Атлантики южнее поднятия Рио-Гранди—Китовый хребет заложилась крупные океанические бассейны черносланцевого осадконакопления: Капский и Аргентинский. Здесь за сравнительно небольшой интервал времени (5 млн лет) сформировались очень мощные пласты черных сланцев, чередующихся с массивными песчаниками, обогащенными растительными остатками. Последующее раскрытие Южной Атлантики в альбском, коньякском и сантонском веках привело к смещению областей черносланцевой седиментации на север в Ангольскую и Бразильскую котловины.

В кайнозойскую эпоху благоприятные обстановки для образования черносланцевых серий возникали во многих седиментационных бассейнах как в океанах и шельфовых зонах, так и в пределах эпиконтинентальных и окраинных морей, в озерных водоемах на континентах. Особенно разнообразны типы бассейнов черносланцевой седиментации стали формироваться начиная с неогена, когда произошло закрытие мезозойского и палеогенового Тетиса, образование Средиземного моря, морей Паратетиса и современных континентов. В палеогене широкое развитие имели заливообразные внутрикратонные и шельфовые бассейны, простиравшиеся вдоль окраин Тетиса, Атлантического, Тихого и Ледовитого океанов. В это же время отмечается большое число континентальных бассейнов, крупнейшими из которых были озерные водоемы, протягивающиеся полосой вдоль горных областей западной части Северной и Южной Америки. Наиболее известные среди них — озерные бассейны Уинта, Пайсинес-Крик, Грин-Ривер и другие в США, а также развитые в пределах Южно-Американских Анд. Подобные же бассейны установлены на Ближнем Востоке в Турции и Иране, в ряде районов Северного Китая. Уникальными среди них были эвапоритовые континентальные озера Грин-Ривер, Пайсинес-Крик и другие в США. Они занимали площадь свыше 65 тыс. км<sup>2</sup>, и в них накапливалась одна из самых

крупных в мире черносланцевых толщ, достигающая мощности 600 м и представленная глинистыми мергелями и сланцами, обогащенными органическим веществом, переслаивающимися с вулканическими пеплами алевролитами и содержащими пласты галита, троны и нахколита.

В неогеновом и современном периодах впервые образовались крупные внутрикратонные морские бассейны черносланцевой седиментации, такие, как Средиземноморский, Черноморский и Балтийский. Продолжали существовать также шельфовые бассейны вдоль Юго-Западной Африки в Атлантике, в пределах Калифорнийского, Перуанского и Чилийского шельфов Тихого океана, вдоль западной окраины Австралии и восточного склона Индии в Индийском океане. Значительное распространение в неогене имели также континентальные черносланцевые бассейны, установленные в Калифорнии, Восточной Африке, Индонезии, в ряде областей Южной Европы, юга СССР, Восточного Китая.

В целом мезозойско-кайнозойский этап, как выясняется, также характеризовался исключительно разнообразными палеогеографическими обстановками, благоприятными для формирования черносланцевых толщ. Для этого этапа отмечается даже появление принципиально новых типов бассейнов черносланцевой седиментации, таких, как Средиземноморский и ему подобные. Вместе с тем на протяжении от позднего триаса и до современности, если рассматривать континентальные массы Земли, грубо фиксируется та же, что и для палеозоя, общая направленность в перемещении областей черносланцевого осадконакопления в глубь континентов, выражающаяся в появлении в палеогене и неогене большего количества континентальных бассейнов черносланцевой седиментации, нередко очень крупных. Несмотря на эту направленность, мезозойско-кайнозойский этап существенно отличается от палеозойского главным образом тем, что в это время фиксируется широкое развитие океанических черносланцевых бассейнов. Можно, таким образом, отметить, что основная закономерность черносланцевой седиментации мезозойско-кайнозойского этапа была связана со смещением бассейнов черносланцевого осадконакопления как в пределы океанов, так и на территории континентов. Именно в этом, по-видимому, выразилась эволюция палеогеографической и палеотектонической приуроченности черносланцевых бассейнов седиментации на протяжении фанерозоя.

### Abstract

The analysis of the available actual material for more than 80 black shale basins allows to single out 3 large groups among them: oceanic, marine, and continental lacustrine and alluvial-deltaic. Five types are established in the marine group: gulflike intracratonal; linearly stretched intracratonal rift; marginal cratonal intermediate; deep water trough of craton margins; shelf of perypheral craton zones.

In the continental group two types are established: lake and alluvial-deltaic. The oceanic group includes the basins situated within the limits of the open ocean.

In the Early and Middle Paleozoic the marine basins developed exclusively. In Upper Paleozoic time the continental basins appeared for the first time. Upon the whole, in Paleozoic a regular shift of the areas of black shale sedimentation occurred further deep into the continents with the increase of the continents' sizes.

The main regularity of the black shale sedimentation of Mesozoic-Cenozoic stage was connected with the shift of black shale sedimentation basins into the limits of the oceans just as on the continents' territory.

In this the main trend of the evolution of paleogeographical and paleotectonic confinement of the basins of black shale sedimentation during Phanerozoic was likely to be expressed.

УДК 552.11:551.49.001

*А.А. Махнач*

## **КАТАГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (гидрогеологический аспект)**

Исследование гидрогеохимических и гидрогеологических аспектов постседиментационных процессов — одна из важнейших задач современной литологии. Нами предпринята попытка наметить контуры гидрогеологической концепции катагенеза.

Методологической основой концепции служит рассмотрение арен катагенеза как водоносных систем в противовес традиционному подходу к этим аренам как литологическим единицам (формациям, толщам, горизонтам). Водоносная система по Е.В. Пиннекеру — это обособленное и содержащее воду геологическое тело, характеризующееся общностью пространственного распределения, перемещения и формирования подземных вод. Существо гидрогеологической концепции катагенеза состоит в установлении природы соотношений между преобразованиями пород и генетическим типом и составом гидрогеохимической среды. Ниже суммированы основные соотношения такого рода без разбора (из-за ограниченного объема сообщений) их механизма. При этом наряду с результатами наших исследований использованы опубликованные данные многих специалистов (А.С. Анциферов, М.Н. Голубчина, Е.А. Басков, Л.М. Бирина, Т.Ф. Бойко, М.Г. Валяшко, Г.А. Каледа, А.А. Карцев, А.Г. Коссовская, Л.В. Мигунов, С.И. Парфенов, Г.Н. Перозио, З.Я. Сердюк, Н.М. Страхов, А.Е. Ходьков, В.Н. Холодов, К.Р. Чепиков, В.М. Шиманович, А.В. Щербаков, Я.Э. Юдович, Дж. Адамс, Дж. Алан, Х. Бадиозамани, Дж. Болс, У. Банди, Д. Кларк, У. Фишер, Р. Фолк, А. Фосколос, С. Франкс, Г. Фридман, Л. Лэнд, М. Лонгман, Ф. Люсиа, Дж. Маршалл, Б. Маттес, Р. Мэттьюз, Т. Макхагью, П. Менч, Э. Маунтджой, Т. Пауэлл, М. Пауэрс, Р. Прайс, М. Родес, П. Родда, С. Сирс, Дж. Шарман, Р. Сучецки, Р. Уоллс, Р. Вырвицки, А. Вевюра и др.).

С учетом весьма значительной роли галогенеза в формировании подземной гидросферы водоносные системы как объекты исследования катагенеза целесообразно разделить на безэвапоритовые и эвапоритсодержащие. Среди первых существенно различны элизионные и инфильтрационные, среди вторых — с одной стороны, под- и межэвапоритовые, с другой — над- и околоэвапоритовые части водоносных систем.

**В безэвапоритовых элизионных системах**, сложенных морскими образованиями, изучение катагенеза которых было начато В.Н. Холодовым, процессы постдиагенетического минералообразования протекают с участием соленых талассогенных, а при относительно высоких (свыше 100—140°С) температурах, обеспечивающих гидрослюдизацию монтмориллонита, — с добавкой петрогенных (возрожденных) подземных вод. В системах с талассогенными водами (девон Припятского прогиба и бассейна Альберта, мезозой Западной Сибири и Великобритании, палеозой Мидконтинента и др.) катагенетические процессы приводят к образованию кальцита, сидерита, доломита, карбонатов сложного катионного состава, кварца, полевого шпата, каолинита, хлорита, монтмориллонита, сульфидных и других минералов. Важными чертами генезиса, морфологии и локализации минералов являются нематасоматический характер и спорадичность выделений доломита, волокнистая и фунгиковая текстура кальцитовых прожилков, преимущественное развитие глинистых минералов по пирокластическому материалу.

Из типоморфно-геохимических особенностей минерализации следует отметить бедность кальцита примесными катионами в комплексах, сложенных глинами без вулканокластического вещества, и мономинеральными кварцевыми песчаниками в условиях отсутствия глубинных инъекций в осадочный чехол; содержание Sr и Na в кальцитах большее, чем в кальцитах, образованных с участием пресных атмосферных вод; близкие к единице отношения концентраций Sr и Mn в кальцитах к их содержаниям во вмещающих карбонатных породах.

В обстановках, где преобразования пород происходят под влиянием талассогенных вод с добавкой петрогенного растворителя (мезозойские и кайнозойские отложения Северного Кавказа, Горного Крыма, Западной Сибири, Северной Калифорнии, бассейнов Свердруп и Мексиканского залива, девонский комплекс провинции Альберта и др.), набор катагенетических минеральных продуктов в целом довольно близок к тому, который присущ системам с сугубо талассогенными водами. Это кальцит, сидерит, анкерит, доломит, карбонаты сложного катионного состава, кварц, полевой шпат, хлорит, серицит, гидрослюда, каолинит, сульфиды. Для описываемых обстановок свойствен метасоматический характер доломитности, приуроченной к зонам контакта карбонатных тел и глинистых комплексов (например, зальбандно-кольцевая доломитизация рифов). Интересными проявлениями катагенеза в системах с петрогенно-талассогенными растворами служат также "песчаный диапиризм" и сульфидно-карбонатная цементация созданных им дислокаций, карбонатные и каолиновые "столбы",

генетически связанные с переработкой "промежуточного" комплекса молодых платформ.

Из типоморфно-геохимических особенностей катагенетической минерализации следует отметить, во-первых, возможную обогащенность кальцита примесными катионами (Fe, Mg) в комплексах, сложенных глинами без вулканокластического материала и мономинеральными кварцевыми песчаниками при отсутствии глубинных инъекций вещества в осадочный чехол, во-вторых — изотопно-кислородное утяжеление кальцита относительно значений, регламентированных стандартной температурой кривой, и, в-третьих, отмечаемое превышение концентраций Sr в кальцитах над таковыми во вмещающей карбонатной матрице.

Катагенез морских отложений и фильтрационных систем обусловлен постепенной сменой воздействующих на породы соленых талассогенных подземных вод пресными атмосферными. При этом имеет место комплекс разнообразных постдиагенетических явлений, наиболее изучены из которых карстовые, а также окислительно-восстановительные, приводящие к формированию редкометалльных месторождений. Здесь мы на примере карбонатных разрезов (верхний и средний девон Припятского прогиба, Белорусской антеклизы, Латвийской и Жлобинской седловин, Оршанской впадины, ордовик Висконсинского свода, силур Мичигана, мел Техаса, плейстоцен о-ва Барбадос и др.) осветим другой аспект катагенеза в инфильтрационных системах. Для тех из них, где преобразования пород идут в смешанной талассогенно-атмосферной гидрогеохимической среде, характерна метасоматическая доломитизация, приуроченная к положительным структурам и/или их сводам, а также к зонам перерывов в осадконакоплении. Кальцит в таких системах преимущественно неметасоматической, его кристаллам присущи относительно крупный размер и морфологическое совершенство. Для этого минерала, сформировавшегося с участием атмосферных вод, свойственна пониженная концентрация Sr, Na, в некоторых регионах и Mn по сравнению с разностями, кристаллизовавшимися в сугубо талассогенной среде. Отношения содержания стронция и марганца в кальцитах к их концентрациям во вмещающих породах меньше единицы. Для новообразованных карбонатов рассматриваемых систем характерна прямая корреляция  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ .

В инфильтрационных водоносных системах с пресными атмосферными водами карбонатная минерализация развивается на фоне активного карстообразования. Кальцит здесь бывает метасоматическим (в результате дедоломитизации), однако чаще агрегаты кальцитового цемента, крустификационного и порового, пассивно повторяют форму пустотного пространства в отличие от кальцитов гипергенной (вадозной) зоны, где характерны менисковая и микросталактитовая цементация. Доломит в рассматриваемом случае, по нашим данным, неметасоматический, возможны также "пассивная доломитизация" и образование доломитовой муки.

Из типоморфных геохимических черт минерализации следует назвать большую дисперсию  $\delta^{13}\text{C}$  и малую —  $\delta^{18}\text{O}$  в новообразованных

карбонатах. Заметим также, что  $\delta^{13}\text{C}$  в этих объектах выше, чем для карбонатов зоны аэрации.

**Эвапоритсодержащие** водоносные системы по гидродинамической характеристике весьма сложны: им часто присуще одновременное проявление и гравитационного (в том числе инфильтрационного), и элизионного режимов движения вод и рассолов. Вместе с тем в этих системах характер катагенеза нормально-морских образований существенно зависит от их расположения относительно эвапоритовых толщ.

Наиболее характерный режим катагенеза подэвапоритовых и межэвапоритовых комплексов водоносных систем с выдержанными сульфатными и хлоридными толщами обусловлен заменой первичных соленых вод морского происхождения талассогенными седиментогенными рассолами и возможной добавкой к последним в обстановке высоких температур петрогенного растворителя. Этот режим установлен во многих регионах мира (девон Припятского прогиба, верхний протерозой—кембрий Иркутского амфитеатра, палеозой Урало-Поволжья, цехштейн Северо-Западной Европы, силур Мичигана и др.). Продуктами такого рода катагенеза являются доломит, ангидрит, гипс, галит, кварц, полевой шпат, гидрослюда, Mg-хлорит, турмалин, другие силикаты и прочие минералы. Важнейшие особенности морфологии и локализации минерализации следующие. Выделения доломита присущ как метасоматический характер, так и пассивно-цементационный. Нередко отмечается рост метасоматической доломитности по мере приближения к перекрывающей галогенной формации. Интересна бимодальность распределения содержания доломита в породах. Важно подчеркнуть необязательность доломитизации отложений под влиянием рассолов. Отсутствие доломитизации известняков может быть зафиксировано в толщах, подстилающих гипсо-ангидритовые комплексы хлоридного типа галогенеза. Катагенетические сульфатные минералы и галит встречаются в породах с остатками нормально-морской фауны и относительно глубоководных подэвапоритовых отложениях. Галит здесь, как правило, не агрессивен по отношению к вмещающей матрице. Ангидрит — как пассивно выполняющий пустотное пространство, так и желваковый и метасоматический (по карбонатам).

Для распознавания продуктов катагенеза и выяснения механизма их образования важно коснуться вопроса о геохимическом типоморфизме описываемых минералов. Устанавливается превышение концентраций Na и Mn в цементационном доломите над таковыми в кальците, образованном в нормально-соленой талассогенной среде. Гидрогеохимическим признаком доломитизации в седиментогенно-рассольной обстановке служат большие значения отношения  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  в современных подэвапоритовых рассолах, чем в первичной рапе (включениях в седиментационном галите вышележащей соленосной толщи). Содержание Sr в катагенетических сульфатах кальция, кристаллизовавшихся в седиментогенно-рассольной среде, значимо выше, чем в тех же минералах, образованных с участием десцендентных рассолов. В отсутствие привноса магматогенной серы, а также свежих порций

$\text{SO}_4$  из солеродного водоема  $\delta^{34}\text{S}$  в новообразованных сульфатных минералах превышает этот показатель для пластовых сульфатов того же бассейна. Отношение  $\text{Br}/\text{Cl}$  в катагенетических галитах, исследованных на примере Припятского прогиба, идентично таковому в каменной соли галогенных формаций. Вместе с тем характерно стадийное несоответствие  $\text{Br}/\text{Cl}$  во вторичных галитах и современных рассолах. Флуктуации значений  $\text{Br}/\text{Cl}$  и  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  в галитах большие, чем в рассолах. Распределение отношения  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  в катагенетических галитах и современных рассолах Припятского прогиба, имеющее важное значение для реконструкции истории доломитизации, характеризуется следующей структурой:  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  галитов карбонатных и терригенных комплексов идентичны;  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  рассолов из карбонатных отложений существенно выше, чем рассолов из терригенных; в карбонатных толщах  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  галитов гораздо ниже, чем рассолов; в терригенных отложениях  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  галитов и рассолов тождественны.

При неглубоком и фрагментарном залегании эвапоритов катагенез нормально-морских подэвапоритовых отложений может идти в гидрогеохимической среде, представленной смесью атмосферных десцендентных и талассогенных седиментогенных рассолов. Этот процесс изучен нами на примере перекрытых среднедевонской (наровской) эвапоритовой толщей карбонатных и терригенных отложений среднего девона, ордовика, кембрия, венда и рифея в пределах Северной и Средней Белоруссии. Едва ли не единственным продуктом катагенеза здесь является гипс, которому присущ пассивно-цементационный реже желваковый характер выделений. Содержание тяжелой серы в нем оказалось больше, чем в вышезалегающих пластовых сульфатах, концентрация  $\text{Sr}$  промежуточная между его содержанием в сульфатах кальция, кристаллизовавшихся в седиментогенно- и десцендентно-рассольной обстановке.

Катагенез над- и околоэвапоритовых комплексов водоносных систем с солевыми формациями состоит в перестройке пород при замещении седиментогенных талассогенных вод (и рассолов) десцендентными талассогенными и атмосферными рассолами. Преобразования над- и околоэвапоритовых толщ систем с гипсо-ангидритовым составом эвапоритов протекают в ходе трансформации гидрогеохимической среды из талассогенной соленой (и рассольной) в соленую атмосферную. Продуктами рассматриваемой группы катагенетических процессов, изученных в девонских отложениях Припятского бассейна, пермских — Соликамской впадины, Токмовского свода и юго-запада Индианы, неогеновых — Польши и др., являются гипс, редко — галит, целестин, барит, халцедон, гидрослюда и др. Гипс здесь пассивно-цементационный и метасоматический (по ангидриту). Его прожилки часто обладают поперечно-волокнутой текстурой. Развитие гидрослюды по монтмориллониту отмечается вблизи соляных куполов.

Содержание  $\text{Sr}$  в катагенетическом гипсе над- и околоэвапоритовых комплексов меньше, чем в сульфатах, сформировавшихся с участием седиментогенных талассогенных рассолов. Значение  $\delta^{34}\text{S}$  в ново-

образованном гипсе в условиях отсутствия сильно обогащенных керогеном вмещающих отложений такое же, как в пластовых ангидридах эвапоритовых формаций.

В пределах отдельно взятых бассейна, формации, комплекса описанные катагенетические преобразования могут весьма сложно сменять друг друга во времени и пространстве.

Теоретическое значение гидрогеологической концепции катагенеза заключается в том, что она является ареной синтеза литологии и гидрогеологии. Важнейшим научным следствием концепции выступает метод ретроспективных оценок, основанный на минералого-геохимических критериях процессов и разрешающий палеогидрогеологические, палеогеографические, палеотектонические, палеогеохимические реконструкции, которые являются необходимой базой для поисково-разведочных работ.

### **Abstract**

Basing on the synthesis of a vast number of lithologic, hydrogeological and geochemical data on sedimentary rock basins of the USSR and foreign countries, a problem of catagenetic transformations of polyfacies sedimentary deposits under the influence of underground waters of different composition and genesis is examined. This problem forms the core of the hydrogeological concept of catagenesis developed by the Author. Catagenetic mineralization formed in the environment of meteogenic and talassogenic fresh and salt solutions sedimentogenic and descendent brines and their mixtures including those with the addition of petrogenic waters is investigated. Elements of hydrogeochemical typomorphism of catagenetic minerals of nonevaporite and evaporite-containing water-bearing systems are revealed. This elements permit to widen the possibilities of the method of palaeogeological and palaeohydrogeological reconstructions by discovering reliable and informative mineralogical and geochemical criteria of processes. Such indices are contents of microcomponents, their ionic correlations, as well as concentrations of sulphur and carbon isotopes.

УДК 553.068.36

*П.Т. Тажубаева, А.П. Слюсарев, И.Б. Саматов*

## **ГИПЕРГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

Коры выветривания, являющиеся особым типом геологических образований, пользуются широким распространением на территории Казахстана. Определенный интерес представляют коры выветривания интрузивных пород, с которыми пространственно и генетически связаны гипергенные месторождения никеля, кобальта, железа, алюминия и других ценных металлов.

В продуктах выветривания содержатся как гипогенные, так и ги-

пергенные минералы. Количественные соотношения их в коре выветривания определяются степенью устойчивости минералов, характером и интенсивностью процессов выветривания, положением минералов в профиле коры.

Минералы, возникающие в коре выветривания как промежуточные — стадийные, могут сохраняться длительное время или быстро разрушаться и исчезать. Сначала возникают глинистые минералы сложного химического состава, затем происходит распад и возникновение за их счет минералов простого химического состава.

Гипогенные минералы, являющиеся реликтами, встречаются в средних и особенно в нижних зонах кор выветривания. Они имеют подчиненное значение. Гипергенные минералы по способу своего образования делятся на 2 группы: минералы, возникшие в результате метасоматического замещения гипогенных минералов гипергенными и стадийного преобразования; минералы, образовавшиеся при осаждении из нисходящих растворов, которые насыщаются теми или иными компонентами при процессах выветривания, т.е. типичные инфильтрационные минералы.

Образования, возникшие в зоне гипергенеза, имеют сложный минеральный и химический состав, переменные свойства и различаются как по содержанию рудных компонентов, так и по типоморфным особенностям. Изучению этих проблем посвящено большое число работ. Однако вопросы устойчивости и последовательности разрушения минералов, связанных с различием их кристаллохимической структуры, освещены недостаточно. Эти проблемы не решены из-за ограниченных возможностей методов классической минералогии.

В наших исследованиях, кроме традиционных методов минералогии, использовался комплекс физических методов, включая кристаллохимический анализ. Проведенное нами исследование гипергенных минералов кор выветривания основных, ультраосновных и кислых пород с помощью современных физических методов представило новые данные по минералогической зональности, упорядоченности структуры гипергенных минералов, приуроченности концентрации никеля, кобальта, железа, алюминия и других компонентов к определенным зонам. Для отдельных минералов установлены взаимоотношения между особенностями кристаллической структуры и условиями образования. Такие исследования легли в основу использования кристаллохимии этих минералов при решении генетических вопросов.

Разнообразие тонких кристаллохимических особенностей структуры слоистых силикатов несет информацию о стадиях образования и изменения этих минералов в коре выветривания. Эти стадии могут быть выявлены по вариации типа и состава минеральной ассоциации и по изменению структурных характеристик наиболее распространенных минералов.

Особое внимание было уделено наиболее распространенным минералам кор выветривания — серпентинам, слагающим основную массу серпентинитов, образовавшихся в результате серпентинизации исходных пород (дунитов, пироксенитов, перидотитов).

Кора выветривания по серпентинитам имеет сложное зональное

строение. Особый интерес представляет рудная зона, возникшая в результате нонтронитизации серпентинитов. Основная масса никеля концентрируется в выщелоченных нонтронитизированных серпентинитах и нонтронитовых глинах. В зоне выщелоченных (или керолитизированных) серпентинитов происходит не только вынос — выщелачивание, но и привнос вещества и вторичная минерализация. В результате этих процессов возникают следующие разности: выщелоченные нонтронитизированные серпентиниты; выщелоченные серпентиниты; серпентиниты, минерализованные кремнеземом; серпентиниты в ассоциации с карбонатами магния и кальция.

Между этими разностями существуют постепенные переходы. В серпентинитах этой зоны практически во всех массивах обнаруживается керолит, что указывает на большое значение процесса керолитизации серпентинитов с образованием диспергированного и гидратированного хризотила по неизменным серпентинитам. Наибольшим распространением в корах выветривания пользуются хризотил-антигоритовые серпентиниты с колеблющимися количествами хризотила и антигорита, но с преобладанием первого.

Средняя зона коры выветривания сложена продуктами более глубокого разрушения серпентинитов — нонтронитовыми образованиями. Ободривание и распад нонтронитов завершаются формированием зоны окремненных охр.

Процесс гипергенного превращения минералов сопровождается изменением соотношений химических элементов в их структуре и замещением одних элементов другими. Однако на всех этапах превращения минерала в его элементарной ячейке сохраняется вода. Количество воды и форма упаковки в кристаллической решетке контролируются развивающейся структурой. Этим обстоятельством объясняется большая информативность термоаналитических методов при изучении гипергенных преобразований серпентинитов.

На основе полученных данных можно дифференцировать серпентиниты, выделяя этапы начала изменения химического состава и соотношения минералов в ассоциации, по смене политипа, вариации совершенства структуры и размеров кристаллической ячейки.

Использование термоаналитических кривых серпентина, керолита и Ni-содержащего керолита и их рентгенометрических характеристик уточняет вертикальную зональность распределения водных силикатов магния и никеля. Никеленосность кор выветривания определяется процессами гипергенного преобразования серпентинитов с формированием рудных зон. Количество никеля увеличивается в зоне выщелоченных серпентинитов и резко падает в зоне охр. Часто его наибольшая концентрация отмечается в ассоциации керолита, обладающего разупорядоченной структурой, с нонтронитовыми образованиями.

Установлено, что в трещинно-линейной коре выветривания на больших глубинах преобладают магниезиальные керолиты, а выше — никельсодержащие. В нижних зонах площадной и смешанной кор выветривания встречаются преимущественно никельсодержащие керолиты, а также тонкие смеси гидросиликатов магния и никеля. Такая зональ-

ность вызвана условиями выпадения минералов из растворов, прежде всего повышением рН среды по мере углубления. Геологические условия нахождения, агрегатное состояние, физические свойства исследованных гидросиликатов магния и никеля доказывают, что они образовались из нисходящих, преимущественно коллоидных растворов.

Зона нонtronитовых образований сложена водными алюмосиликатами—ферримонтмориллонитами и феррибейделитами. Образование их соответствует этапу превращения главной массы гипогенных минералов ультраосновных пород в гипергенные. Нонtronитовые образования формируются при замещении антигорита, хризотила или при замещении промежуточных минералов типа керолита. В верхней части нонtronитовой зоны развиты обохренные разности нонtronитов, указывающие на начальные стадии его распада. По мере развития этого процесса на чешуйках нонtronита появляются гидроокислы железа в виде мельчайшей сыпи и хлопьев. Химический состав нонtronитов, очищенных от примеси других минералов, показывает, что отношение содержаний окиси железа и глинозема у обохренных разностей превышает 2, в то время как у нонtronитов без признаков распада — менее 2. При обохривании нонtronитов высвобождались кремнезем, магний и никель, и происходила их инфильтрация в нижние горизонты коры.

Исследование смектитов из кор выветривания ультраосновных пород выявило сильную разупорядоченность упаковки слоев их структуры. Установлено, что смектиты, образующиеся на различных этапах развития коры Златогорского массива, отличаются степенью диоктаэдризации, содержанием и валентностью железа, дисперсностью и упорядоченностью структуры.

**Минералы кремнезема.** Никель накапливается не только в результате изоморфного вхождения в структуру минералов, но и в процессе сорбции рентгеноаморфной фазой. Заметные концентрации никеля связаны с различными формами кремнезема. В коре выветривания минералы кремнезема представлены опалом, халцедоном и кварцем. На стадии силификации, отвечающей возникновению халцедонов и опалов, отмечается частичная раскристаллизация кремнезема.

Последняя стадия силификации характеризуется опализацией всего разреза коры выветривания с дальнейшим образованием никеленосных празопалов при опализации никелевых минералов. Остатки реликтовых минералов позволяют различать опалы различных генераций.

Таким образом, степень совершенства кристаллической структуры опалов может служить одним из индикаторов их генезиса и в комплексе с данными других методов анализа способствовать решению вопроса о поведении никеля на последовательных стадиях силификации в процессе выветривания.

**Каолиниты.** Ценные полезные ископаемые связаны с корами выветривания пород кислого состава. Из массивов кислых пород, по которым развиты мощные каолиновые коры выветривания, наибольший интерес представляют месторождения Союзное и Алексеевское. Профиль коры содержит зону дезинтегрированных трещиноватых коренных пород (граниты, гранодиориты), промежуточную зону (зона

дресвы), сложенную глинистыми минералами, замещающими минералы коренных пород (монтмориллониты, галлуазиты, каолиниты), и зону собственно каолинов, представленную подзонами отбеленных каолинов и пестроцветных ожелезненных каолинов. Главным компонентом этой зоны является первичный каолин, примеси — кварц, гидрослюда, монтмориллонит, рудные минералы.

Интенсивная каолинизация полевых шпатов плагиогранитов начинается в зоне дресвы. Частицы их полностью пелитизированы, зачастую на зернах наблюдаются регенерационные каемки. В зоне каолинов структура исходных пород исчезает. Основная масса верхних горизонтов коры слагается тонко- и мелкочешуйчатым, реже волокнистым каолинитом. Каолиновым корам свойственна постепенная аккумуляция глинозема — от 14—18 до 19—24%. Остальные элементы исходных алюмосиликатов подвергаются интенсивному выщелачиванию. Вынос этих элементов определяется не только их химической активностью, но и устойчивостью тех или иных минералов. Особенности химизма образования каолиновой коры оказывают влияние на характеристики структурного мотива и степень упорядоченности каолинитов. По разрезу коры наблюдается переход от минералов с беспорядочным взаимным расположением слоев и псевдомоноклинной симметрией к триклинным структурно-упорядоченным минералам. Каолиниты зоны начального разложения и дезинтеграции имеют низкую степень совершенства структуры с псевдомоноклинной ячейкой.

Присутствие метagalлуазита в зоне начального разложения указывает на то, что каолинизация полевых шпатов происходила через стадию образования гидратированных форм каолинита. В образцах этой зоны отмечается значительное количество аморфного вещества, проявляющегося в виде сильного сплошного фона на электронограммах. Содержание аморфной фазы в образцах зоны частичной каолинизации уменьшается одновременно с улучшением окристаллизованности каолинита.

**Распределение полезных ископаемых в корях выветривания.** Интерпретация данных химического анализа и результатов термических исследований показала, что рудные компоненты в корях выветривания распределяются по определенным законам. Так, на примере Кемпирсайского массива по всем изученным профилям прослеживается зависимость содержания никеля от степени выветривания исходных пород и характера стадийных изменений. Количество никеля в породах тем больше, чем выше активность гипергенного изменения серпентина. Установленная закономерность позволяет определять в различных типах кор выветривания градиент концентрации этого элемента. Для площадных кор (полный профиль), граничащих с минеральными зонами серпентина и охр, количество никеля растет в направлении снизу вверх. В целом по профилю такое увеличение связано с глубиной нелинейно.

В неизмененных серпентинитах на изученных участках концентрация никеля не превышает 0,3%. По мере выщелачивания породы это значение увеличивается до 0,5%. Выше по разрезу в зоне керолитизированных серпентинитов количество никеля возрастает до 1,0%, а

в зоне нонтронитизированных керолитов — до 1,5%. Максимальная его концентрация отмечается на верхних уровнях зоны нонтронитов (около 2,2%). Выше по разрезу количество его падает до 1,2%, а в зоне конечного гидролиза оно не превышает 0,5%. Таким образом, уже на начальной стадии выветривания в процессе разупорядочивания структуры серпентина происходит накопление никеля. С разрушением кристаллической решетки серпентина образуются новые фазы: керолит, клинохризотил, начинает появляться нонтронит. С этой ассоциацией связано накопление никеля.

В период конечной нонтронитизации керолита аккумуляция никеля сопровождается частичным выносом его из породы. В зонах конечного гидролиза, где нонтронит разлагается до простых окислов, миграционные свойства никеля усиливаются, вследствие чего концентрация его в охрах падает до 0,2%.

Главными факторами, способствующими аккумуляции никеля и других рудных элементов в продуктах выветривания, являются количество начальной массы субстрата (серпентинитов), подвергшегося гипергенным преобразованиям, и сорбционные свойства новообразований. Весьма вероятно, что не все количество рассматриваемого элемента, освобождаемое при выветривании серпентинитов, удерживается в кристаллической структуре вновь образованных минералов. Часть никеля вместе с циркулирующими грунтовыми водами выносится в другие, менее насыщенные им породы. Эти процессы циклические. Они протекают до тех пор, пока концентрация никеля в минеральных ассоциациях не достигнет уровня, отвечающего равновесному состоянию системы при фиксированных гидрогеохимических условиях среды.

Распределение кобальта в продуктах гипергенеза в меньшей мере зависит от степени выветривания исходных пород. Количество его в породах из разных горизонтов профиля коры выветривания в основном постоянно: 0,02—0,04%. Исключение составляют некоторые уровни зон нонтронитов, где содержание кобальта варьирует в интервале 0,05—0,12%. Геохимическим барьером, на котором происходит осаждение кобальта, в данном случае является комплекс образований, сложенных минералами смектитовой группы. Здесь подвижность данного микрокомпонента, так же как и никеля, падает. Выше по разрезу нонтронитов в приграничных с охрами горизонтах проявляются различия в миграционных свойствах данных элементов. Содержание никеля резко убывает, кобальт еще сохраняет прежнюю плотность рассеяния. И только в продуктах конечного гидролиза, где нонтронит полностью разлагается на простые окислы, концентрация кобальта также падает.

Среднее содержание магния в минеральных зонах кор выветривания ультраосновных пород подчинено степени гипергенного превращения серпентина в новые фазы. По мере выветривания серпентина количество Mg в его кристаллической структуре уменьшается. Это ведет к перераспределению зарядов между элементами структуры и изменению массового баланса конституционной и молекулярной воды.

В пределах зоны нонтронитов вынос магния еще не компенсируется привнесом железа. Однако в зоне охр он прямо связан с накоплением  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 70% и выше. Изменение количества  $\text{SiO}_2$  по профилю коры в зависимости от содержания железа подчинено тем же закономерностям, что и для магния. Накопление трехвалентного железа сопровождается уменьшением содержания кремнезема.

В корях выветривания, развитых по ультрабазитам, концентрация алюминия составляет 2—6%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Количество его возрастает от горизонтов серпентинитовых пород к зонам конечного гидролиза. Наибольшая концентрация его обнаруживается в верхних слоях нонтронитовых толщ. Из анализа динамики изменения количества данного компонента в породах выявлено, что он наиболее устойчив к растворению в грунтовых водах. На всех этапах трансформации минералов алюминий остается инертным, что является одной из главных причин его накопления в продуктах конечного разложения.

На основе вышеизложенного можно сказать, что накопление Ni и Co в минералах тяготеет только к керолит-нонтронитовым ассоциациям, где содержание никеля достигает значений выше кларковых. Количество никеля в них зависит от упорядоченности кристаллических структур. Никель и кобальт фиксируются в решетке как изоморфная примесь, кремний и магний — как главные элементы структуры. Количество никеля особенно увеличивается в стадии разупорядочивания керолита и образования нонтронита. Кобальт тяготеет к гидроокислам марганца и находится в средней и верхней зонах коры выветривания.

Количество железа по всем охристым горизонтам значительно выше, чем в наиболее богатых этим элементом зонах нонтронитов. По ряду разрезов это превышение достигает порядка 2—2,5 раза.

Отмеченные закономерности распределения элементов могут быть использованы как критерии при поисках гипергенных месторождений никеля, кобальта и других полезных компонентов.

### Abstract

Mineral composition of weathering crusts zone and alteration in mineral complex, during the crusts formation, was studied. On the basis of successive stages of mineral transformational investigation connection between relationships of useful minerals distribution and accumulation with evacuation intensity of ore-forming components and ore-component migration is established. Separation of individual development stages and verification of marginal zone of weathering crusts was carried out in accordance with the results of the structural and thermochemical mineral peculiarities, such as polytype composition, cell parameters, energetic parameters of weathering products in thermal decay. The dependence of Ni, Co, Mg, Al and Fe concentration alteration in crusts profile on weathering stages and structural mineral stage was determined.

## К ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Среди разнообразных типов марганцевых руд крупнейшие накопления весьма богатых разностей встречаются в гипергенных обстановках, в частности в латеритных корах выветривания, зонах окисления и карстообразования. Этот твердо установленный эмпирический факт подчеркивает справедливость положения, высказанного В.И. Вернадским в начале века о том, что наиболее высокие концентрации марганца наблюдаются в зоне свободного кислорода [9]. Однако многие классификации месторождений недостаточно полно отражают реальное многообразие генетических типов руд в зоне гипергенеза [2, 4, 7, 11, 12, 21, 26]. Подобных недостатков в значительной мере лишена общая схема Паттерсона [22], использованная П.К. Банерджи [1] для ряда полезных ископаемых, связанных с выветриванием. В нашей работе эта классификация несколько модифицирована, для того чтобы с большей адекватностью отразить специфику марганцевых руд, формирующихся в результате гипергенных процессов.

1. Месторождения Mn, ассоциирующиеся с латеритами и сапролитами. Например, залежи марганцевых руд влажных тропиков.

2. Марганцевые руды зоны окисления или вторично обогащенные рудные залежи. К этому типу принадлежат окисленные марганцевые образования, широко развитые по крупнейшим седиментационно-диагенетическим, гидротермально-осадочным рудным накоплениям. Например, в Южно-Украинском и Грузинском олигоценовых бассейнах, по позднедевонским окисно-карбонатным рудам Центрального Казахстана и т.д.

3. Месторождения Mn, связанные с гипергенными явлениями выщелачивания, инфильтрации, переотложения. Масштабы их рудоносности могут резко различаться. Например, крупнейшие накопления в карстовых полостях района Постмасбург, Южная Африка (запасы: сотни млн т) и относительно небольшие залежи в месторождениях: Порожинское (Енисейский край), Уркут (горы Бакони, Венгрия), Бурштынское (Западная Украина) и др. Если марганцевые месторождения латеритных кор являются типичными образованиями влажных тропических областей, то 2-й и 3-й типы могут формироваться в условиях умеренного или реже — семиаридного климата.

**Контролирующие факторы.** Основой образования марганцевых руд в зоне выветривания являются процессы взаимодействия природных (метеорных) вод с горными породами при оптимальном соотношении ряда главных факторов: климатического, геоморфологического и структурного, литолого-геохимического и благоприятной геологической истории развития территории. Необходимо подчеркнуть, что ни один из этих факторов не функционирует изолиро-

ванно. Критическая роль принадлежит их сочетанию, отвечающему каждому определенному типу марганцевых руд.

Наиболее значительные месторождения Mn и других металлов кор выветривания связаны главным образом с крупными относительно приподнятыми и обычно геоморфологически расчлененными, тектонически стабильными участками земной коры.

Сочетание соответствующих, в частности тропических, влажных обстановок с оптимальными структурно-геоморфологическими условиями обуславливает высокую дренируемость, промываемость пород — интенсивность водообмена, что значительно повышает скорость растворения, накопления рудных компонентов и главных породообразующих составляющих. Установлено, что для активного развития латеритных кор выветривания благоприятны сезонное, или, по крайней мере, нерегулярное выпадение дождей в количестве более 2000 мм в год, среднегодовая температура около 30°С с незначительными перепадами в летний и зимний периоды, рН грунтовых вод в интервале 3—4, окислительные условия [1, 3, 25].

В подобных обстановках химический, минеральный состав марганцевых руд в значительной мере определяется типом исходных пород, в особенности степенью их обогащенности аккумуляруемым компонентом. Если формирование бокситовых залежей может развиваться по широкому набору коренных пород, за исключением, вероятно, кварцитов, эвалоритов и других разностей, в которых содержание Al существенно ниже кларка то для марганцевых руд рассматриваемого типа роль предварительно обогащенного Mn и ассоциирующими металлами субстрата (проторы) является доминирующей. Это положение ярко проявляется во многих регионах Австралии, Индии, Африки и Южной Америки, где латеритные марганцевые руды развиваются по проторам различного состава (карбонатным, силикатным, окисным).

С некоторой условностью к категории протора могут быть отнесены и ультрабазиты. В корах выветривания по этим породам накапливаются окисные минералы Mn, отличающиеся высокими концентрациями Ni, Co и других тяжелых металлов [10, 15, 27]. Однако в отличие от Ni и Co рудные накопления Mn редко достигают крупных промышленных масштабов.

По сравнению с другими рудоносными кора́ми выветривания геохимия процессов минералообразования в марганцевоносных корах изучена до настоящего времени относительно слабо. Тем не менее для построения геохимической модели профиля выветривания этого типа существенны следующие положения.

1. Крупные латеритные марганцевые месторождения связаны с площадными кора́ми выветривания и в значительно меньшей мере с линейными кора́ми.

2. Такие коры обычно отличаются зональным строением. Причем каждая зона характеризуется типоморфным минеральным парагенезом — определенным минеральным, химическим составом.

3. Изменение типоморфных минеральных парагенезов отражает наряду с особенностями пород субстрата и химизм просачивающихся,

фильтрующихся грунтовых растворов с определенным режимом рН и Eh. Как правило, в вертикальном разрезе коры рН меняется от кислых до слабощелочных (от ~3—5 до 9), Eh от слабо восстановительных, умеренно окислительных до сильно окислительных (зона свободного O<sub>2</sub>).

4. Как и в каждой рудообразующей системе, в коре выветривания могут быть выделены три главных звена-стадии, нередко пространственно слабо разобщенных: источник, среда переноса, обстановка рудоотложения. В результате воздействия растворов, содержащих углекислоту, гумусовые и другие кислоты и, вероятно, с участием биохимических, бактериальных явлений происходит растворение, гидролиз исходных минералов; миграция и автохтонное или с некоторым переносом новообразование соединений Mn, Fe и других рудных компонентов. Таким образом, процесс марганцевого рудообразования в коре выветривания контролируется механизмами растворения—осаждения элементов.

5. В процессах аутигенного образования окисных минералов — руд Mn и ассоциирующих металлов существенная роль принадлежит сорбционным явлениям, нередко сопровождающимся автокаталитическим накоплением переходных металлов и некоторых редкоземельных элементов (РЗЭ).

6. Поскольку минерало- и рудообразование в современных корах выветривания характеризуются крайне низкими скоростями, их можно отнести к ненаблюдаемым процессам. В подобных обстоятельствах особое значение приобретают данные экспериментальных исследований, моделирующих природные процессы. В качестве естественной модели могут быть приняты марганцевые месторождения в латеритных корах Австралии и Западной Африки, автохтонная и переотложенная природа которых в большинстве случаев достаточно обоснованна. Существенно также, что минералогия и геохимия этих кор сравнительно хорошо изучены [5, 8, 14, 16—18, 23, 24].

**О геохимической модели.** Данные по химии Mn и результаты экспериментов лишь схематично отражают общую направленность процессов, протекающих в природных корах выветривания. В них учтены сравнительно простые и очевидные особенности поведения Mn в различных режимах окисления на примерах несложных модельных систем, в которых крайне слабо принимались во внимание сорбционные взаимодействия в разбавленных растворах. Тем не менее эти материалы позволяют без противоречий объяснить наблюдаемые в природных объектах минеральные соотношения.

Общая последовательность окислительного преобразования силикатной и карбонатной протор описывается рядами [6, 8, 14, 16—20, 23, 24], изображенными на рисунке. В этих рядах с определенностью отражена геохимическая направленность изменений в развитии профиля латеритной коры выветривания от нейтральных слабоокисленных обстановок к кислым с нормальным режимом O<sub>2</sub> (Eh) среды и различным участием таких компонентов, как Al<sup>3+</sup>, K<sup>+</sup>, H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>, Ba<sup>2+</sup> и др. На примере образования манганита [5, 7, 19] показано, что химический состав этого минерала в автохтонном или без значитель-

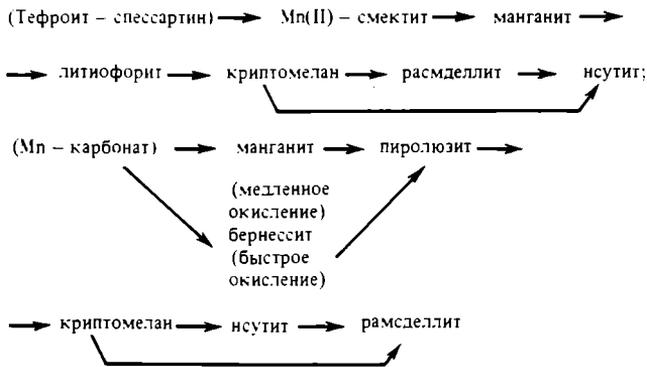
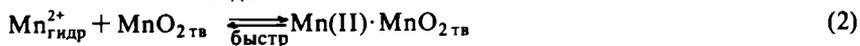


Схема последовательности формирования марганцевых окисных минералов в зоне гипергенеза

ного переноса нахождения заметно различается в зависимости от типа исходного вещества. Изначальные минералообразующие растворы (слабощелочные с мягким окислительным режимом) обогащены помимо Mn также Si, Ca, Mg и рядом переходных металлов, которые сорбируются формирующейся твердой фазой. Равномерное, однородное распределение этих элементов в структуре манганита, по данным электронного микронзондового сканирования, свидетельствует о подобном механизме. Более чистые, без примесей кристаллы  $\gamma$ -MnOOH встречаются в прожилках, выполнении трещин, пустот, т.е. в образованиях, связанных с переносом Mn.

В более высоких горизонтах марганцевоносной коры выветривания при продолжительной, интенсивной циркуляции кислых грунтовых растворов с окислительными значениями Eh происходит накопление ряда соединений Mn(IV). Для формирующихся в этой зоне минералов (литофорит, бернессит, криптомелан, пиролюзит и др.) также характерно, что их состав отражает геохимические особенности исходных пород — протор [24]. Важно подчеркнуть, что сорбционные процессы являются главным механизмом их формирования.

В целом обсуждаемый процесс может быть описан следующими последовательно протекающими реакциями окисления Mn (II), в которых существенная роль принадлежит сорбционным автокаталитическим явлениям [28]:



Следует отметить, что в природных условиях, где весьма часто встречаются растворы, воды с относительно низкими до умеренных концентрациями Mn и других переходных металлов, с наибольшей вероятностью могут протекать реакции (1), (2), сорбционная, автоката-

литическая природа которых очевидна при пульсационном, циклическом их повторении. Причем в растворе наряду с ионами  $Mn_{гидр}^{2+}$  (или  $[Mn(H_2O_6)^{2+}]$ ) с близкими функциями в реакции (2) могут участвовать ионы переходных, щелочных металлов, в меньшей мере щелочных земель и РЗЭ. Это положение особенно справедливо для формирования  $Co(III)$ -,  $Ni(II)$ -содержащих окисных минералов марганца — асболонов в корях выветривания по ультраосновным породам [10, 13]. Несмотря на то что для  $Mn$  в подобных корях выветривания характерен абсолютный вынос, этот металл относительно накапливается в верхних зонах: в нонтронитовых глинах — на один порядок, в охрах — на два порядка. Поведение  $Mn$  и ассоциирующих  $Co$ ,  $Ni$  в рассматриваемом профиле коры выветривания может быть проиллюстрировано на примере латеритных кор выветривания по ультрабазитовым комплексам Сибериа и Булонт, район Калгурли, Западная Австралия [15], где максимальные содержания этих элементов ( $MnO_2$  до 61,35;  $NiO$  до 14,77;  $CoO$  до 10,87%) отмечаются в зоне глин, располагающейся в основании лимонитовой (гетитовой) зоны. Наиболее распространенными формами накопления марганца являются различного рода стяжения, в составе которых преобладают относительно ранние продукты:  $Ni$ -,  $Co$ -асболоны, в меньшей мере  $\delta$ - $MnO_2$  и  $\beta$ - $MnO_2$ . Более поздние генерации представлены  $Ni$ -,  $Co$ -асболонами, минералами группы криптомелана—голландита, романешитом, коронадитом, рансеитом, тодорокитом,  $Ni$ -литофоритом [10]. Витовской и др. подчеркивается, что в процессе формирования профиля коры выветривания по серпентинитам может происходить многократное переотложение марганца. Состав образующихся минералов отражает химизм среды.

Таким образом, в рассматриваемых минеральных преобразованиях, сущность которых в целом сводится к механизму растворения—переотложения, важная роль принадлежит явлениям сорбционного накопления ряда металлов ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $Ba$ ,  $K$  и др.), которые отражают химизм как циркулирующих растворов, так и исходных пород. Существенной частью этого процесса является распределение  $Mn$  и  $Fe$ , которое контролируется режимом  $pH$ ,  $Eh$ , общим химизмом растворов и кинетическими параметрами.

Экспериментальные данные, использованные в статье, дают основание для интерпретации главных, наблюдаемых в природных обстановках фактов, хотя и не охватывают явления во всей их реальной сложности.

### Abstract

Geochemistry of mineral transformations within the zone of hypergenesis is considered. Their essence could be presented by the mechanisms of dissolution-redeposition. It is shown that the significant role in these interactions belong to sorption accumulation of certain elements ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $Ba$ ,  $K$ , REE and others), which reflect the chemistry of circulating solutions and the parent rocks as well.

1. *Банерджи П.К.* О современном состоянии знаний по вопросу формирования руд в процессе латеризации // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 106—115.
2. *Бетехтин А.Г.* Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
3. *Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Слукин А.Д.* Закономерности формирования оруденения в коре выветривания // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 56—60.
4. *Варенцов И.М.* О главнейших марганценосных формациях // Осадочные руды железа и марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 119—173. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 70).
5. *Варенцов И.М.* Месторождения марганца Грут-Эйландт, Австралия // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 66—83.
6. *Варенцов И.М., Базилевская Е.С., Белова И.В., Семенова М.Г.* Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 179—198.
7. *Варенцов И.М., Рахманов В.П.* Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 1. С. 109—167.
8. *Варенцов И.М., Головин Д.И.* Марганцевое месторождение Грут-Эйландт, Северная Австралия: К-Аг возраст крипомелановых руд и аспекты генезиса // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, N 1. С. 203—207.
9. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии, история марганца // Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 74—89.
10. *Витовская И.В., Капусткин Г.Р., Сивцов А.В.* Распределение и формы нахождения марганца в корах выветривания серпентинитов // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 45—56.
11. *Страхов Н.М.* Проблемы осадочного марганцеворудного процесса // Избр. тр.: Пробл. осадоч. рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 533—555.
12. *Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 185).
13. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Березовская В.В., Сивцов А.В.* К минералогии латеритных кор выветривания // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 7. С. 108—125.
14. *Bouladon J., Weber F., Veysser C., Favre-Mercuret R.* Sur la situation géologique et la type métallogénique du gisement de manganèse de Moanda, pres de Franceville (République Gabonaise) // Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. Strassbourg. 1965. Т. 18, N 4. P. 253—276.
15. *Ellias M., Donaldson E.M., Giorgetta N.* Geology, mineralogy and chemistry of lateritic nickel-cobalt deposits near Kalgoorlie, Western Australia // Econ. Geol. 1981. Vol. 76. P. 1775—1783.
16. *Grandin G., Perseil E.A.* Le gisement de manganèse de Mokta (Côte d'Ivoire): Transformations mineralogiques des minerals par action météorique // Bull. Soc. géol. France. 1977. Т. 19, N 2. P. 309—317.
17. *Grandin G., Perseil E.A.* Les minéralisations manganésitères volcano-sédimentaires du Blafo-Guêto (Côte d'Ivoire) — paragenèses — altération climatique // Miner. deposita. 1983. Vol. 18. P. 99—111.
18. *Leclerc J., Weber F.* Geology and genesis of the Moanda manganese deposits, Republic of Gabon // Geology and geochemistry of manganese. Budapest: Publ. House of Hung. Acad. of Sci., 1980. Vol. 11: Manganese deposits on continents. P. 89—109.
19. *Nahon D., Beavais A., Boeglin J.-L.* et al. Manganite formation in the first stage of the lateritic manganese ores in Africa // Chem. Geol. 1983. Vol. 40. P. 25—42.
20. *Nahon D., Colin F., Tardy Y.* Formation and distribution of Mg-, Fe-, Mn-smectites in the first stages of the lateritic weathering of forsterite and tephroite // Clay Miner. 1982. Vol. 17. P. 339—348.
21. *Park C.F.* On the origin of manganese // XX Intern. geol. congr.: Symp. manganese. Mexico, 1956. Vol. 1. P. 75—98.
22. *Patterson S.H.* Investigations of ferruginous bauxite and other mineral resources on

- Kausi and a reconnaissance of ferruginous bauxite deposits on Main Hawaii. Washington, D.C., 1971. 71 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 656).
23. *Perseil E.A., Grandin G.* Evolution minéralogique du manganèse dans trois gisements d'Afrique de l'Ouest: Mokta, Tambao, Nsuta // Miner. deposita. 1978. Vol. 13. P. 295—311.
24. *Perseil E.A., Grandin G.* Altération supergène des protores à grenats manganésifères dans quelques gisements d'Afrique de l'Ouest // Ibid. 1985. Vol. 20. P. 211—219.
25. Progress of IGCP project: N 129. Lateritization processes // Geol. correlation. 1984. N 12. P. 30—37.
26. *Supriya R.* Manganese deposits. L. etc.: Acad. press, 1981. 458 p.
27. *Sehellmann W.* Behaviour of nickel, cobalt and chromium in ferruginous lateritic nickel ores // Bull. Bur. rech. géol. et minières. Ser. 2. 1978. N 3. P. 275—282.
28. *Stumm W., Morgan J.J.* Aquatic chemistry. 2nd ed. N.Y. etc.: Wiley, 1970. 583 p.

УДК 551.35:552.323

*Г.Ю. Бутузова*

## К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

(об источнике рудообразующих металлов)

Открытие многочисленных рудопоявлений в пределах глобальной системы рифтовых зон Мирового океана послужило стимулом для их разносторонних исследований, включая экспериментальные работы и создание генетических моделей, в которых важное место отводится проблеме источников рудного вещества.

Выявление этих источников имеет принципиальное значение для понимания генезиса как современных гидротермально-осадочных рудных накоплений, так и ряда колчеданных месторождений геологического прошлого.

Прежде чем обсуждать существующие представления об источниках конкретных элементов, участвующих в формировании океанских рудопоявлений, необходимо охарактеризовать основные особенности их геохимии, а также рассмотреть данные по содержанию рудных элементов в современных высокотемпературных гидротермах.

Геохимическая специфика океанской коры наиболее ярко проявляется в характере сульфидной минерализации, где концентрируется большая часть металлов, поступающих в составе гидротерм, и наиболее слабо проявлено влияние экзогенных, в частности сорбционных процессов на химический состав отложений; минимальна также роль биогенно-терригенной седиментации.

При широком разнообразии минерального состава сульфидных образований и различных их типах (массивные тела на дне океана, пластовые залежи в Красном море, прожилково-вкрапленная минерализация в базальтах) повсеместно преобладающими являются сульфиды Fe, Cu и Zn, которые при значительно варьирующих соотношениях составляют основную массу сульфидных накоплений. Это подтверждается данными целого ряда исследователей, приведен-

ными в табл. 1, из которой также следует, что наиболее характерные элементы-примеси, в разной степени обогащающие сульфидные рудопроявления, представлены Pb, Cd, Ag, As и Au. Возможно, что при дальнейших исследованиях комплекс гидротермальных элементов будет расширен. Важная геохимическая особенность океанских сульфидов заключается в постоянно низких содержаниях в них Ni и Cr; Co также, как правило, не дает повышенных концентраций и лишь в единичных пробах возрастает до сотых долей % (см. табл. 1).

Прожилково-вкрапленная вторичная сульфидная минерализация, развитая в толще базальтов и образованная при разгрузке гидротерм в ходе их миграции, представлена в основном сульфидами Fe и Cu [1, 8, 11, 14, 18 и др.]. Существенно иной состав характерен для первично магматогенных сульфидов, рассеянных в основной массе базальтов. Типичная их особенность заключается в обогащенности Ni и практически полном отсутствии соединений Pb и Zn [10,22 и др.].

Таким образом, в составе гидротермальной составляющей сульфидных отложений дна океана преобладают следующие металлы: Fe, Cu, Zn, наиболее типичные сопутствующие элементы — Pb, Ag, Cd, As, Au, такие металлы, как Ni, Co, Cr и Ti, содержатся в количествах, как правило, на 1—3 порядка ниже их средних концентраций в базальтах. Среди несльфидных фаз для металлоносных осадков характерно широкое развитие окислов и гидроокислов Fe и Mn, обогащенных той же группой металлов (если исключить элементы, сорбированные из морской воды).

Содержания и ассоциация металлов в современных гидротермах в целом соответствуют геохимическим особенностям гидротермальных и гидротермально-осадочных рудопоявлений океанской коры (табл. 2). Наблюдаемые вариации химического состава гидротерм связаны прежде всего с их температурой, дебитом и условиями разгрузки. Последовательность выпадения металлов из раствора, определяющая вертикальную и латеральную минералого-геохимическую зональность рудопоявлений в первую очередь определяется как растворимостью сульфидных фаз, так и устойчивостью тех комплексных соединений (в данном случае преимущественно хлоридных), в составе которых происходит миграция металлов.

Рассмотренные выше фактические данные позволяют достаточно определенно судить об основном комплексе металлов, поступающих в составе высокотемпературных гидротерм рифтовых зон Мирового океана, при разгрузке которых формируются разные типы металлоносных и рудных образований.

Очевидно, что обсуждая проблему источников рудного вещества, необходимо в первую очередь опираться на реальный характер распределения элементов в природных образованиях и, исходя из твердо установленных фактов, пытаться выявить возможные процессы, определяющие их геохимическую специфику.

В настоящее время наметилось два основных направления в решении проблемы источников металлов в океанском рудогенезе.

Таблица 1

## Содержания элементов в сульфидных отложениях рифтовых зон\*

Объект исследования	Номер пробы	Fe	Zn	Cu	Pb
21° с.ш., Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) [17, 27]	1	14,7	34,9	0,23	0,61
	2	26,2	20,3	1,3	0,07
	3	16,7	41,8	0,89	0,29
Хребет Хуан-де-Фука [17, 27]	1	2,19	61,0	0,08	0,20
	2	41,4	2,27	0,04	0,27
	3	15,6	46,9	0,35	0,30
13° с.ш., ВТП [23]	1	30,6	0,04	31,6	0,002
	2	15,0	0,25	2,6	0,003
	3	26,4	14,0	2,9	0,09
	4	14,7	41,7	0,32	0,24
Галапагосская рифтовая зона [15, 17, 29]	1	44,1	0,14	4,98	0,07
	2	38,0	1,0	6,50	0,02
	3	— 45	0,05—50	0,3—11	0—0,1
Красное море (впадина Атлантик-II)	1	34,1	17,4	0,42	0,11
	2	12,6	15,0	0,9	0,21
	3	25,9	1,58	1,3	0,03
Офиолиты Кипра [20]	1	32,1	11,8	5,3	0,22
Базальты спрединговых зон океана [19, 25]	1	6,5	0,0078	0,0081	0,0002

\* Содержания Fe, Zn, Cu, Pb приведены в %, остальных элементов — в  $10^{-4}\%$ .

Таблица 2

## Концентрация металлов в термальных растворах рифтовых зон\*

Объект исследования	Номер пробы	Mn	Fe
21° с.ш., ВТП [33]	1	52,7	92,93
	2	48,2	135,6
	3	38,4	41,9
	4	55,05	48,65
Калифорнийский залив, бассейн Гуаймас [32]	1	7,6	3,1
	2	12,2	2,7
	3	12,9	10,0
	4	7,6	4,3
	5	7,0	1,8
	6	8,1	0,95
	7	7,6	2,1
	8	7,2	4,6
Красное море [3]	1	90	94
	2	86	87
	3	87	90
Морская вода [21, 28]	1	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$

\* Содержания Mn, Fe, Cu, Zn приведены в миллиграммах на килограмм; Pb, Cd, Ag, Co — в микрограммах на килограмм.

Cd	Ag	Au	As	Co	Ni	Cr
120	241	He опр.	483	2	2	8
890	34	0,17	770	2,5	5	16
790	202	0,2	215	6	2	30
1060	230	0,1	235	6,4	8	8
8	15	0,1	430	1,2	8	12
490	290	0,13	411	24	He опр.	8
4	He обн.	He опр.	He обн.	160	40	He опр.
12	6	"	45	500	10	"
815	79	"	1253	30	50	"
557	186	"	184	50	90	"
32	10	0,05	125	482	3,1	55
He опр.	21	0,2	45	250	He опр.	He опр.
0—700	0—480	He опр.	He опр.	0—500	"	"
He опр.	He опр.	"	"	132	18	"
150	60	"	"	He опр.	He опр.	"
He опр.	20	"	"	"	30	"
500	75	"	"	"	He опр.	"
0,128	0,03	0,0012	2,0	65	144	317

Cu	Zn	Pb	Cd	Ag	Co
2,3	6,9	63,8	17,4	4,1	12,5
2,8	6,8	74,4	20,2	4,0	13,3
0,6	5,8	40,2	16,2	2,8	3,9
0,001	2,6	37,9	1,9	0,1	1,3
0,001	0,3	54,9	1	24,8	0,3
0,001	0,1	63,0	1	0,1	0,3
0,001	2,6	135,1	1	2,6	0,3
0,06	1,2	47,6	5,2	0,2	0,3
0,006	0,14	4	3,0	0,1	0,3
0,001	0,06	4	1	0,1	0,3
0,001	0,14	4	1	0,1	0,3
0,001	1,4	4	1	0,1	0,3
0,23	7,84	230	He опр.	He опр.	7,8
0,33	9,2	320	"	"	4
0,14	5,36	190	"	"	3
$(1-3) \cdot 10^{-3}$	$(5-20) \cdot 10^{-3}$	$(3-8) \cdot 10^{-3}$	$(3-7) \cdot 10^{-5}$	$(1-3) \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$

Таблица 3

Средние содержания химических элементов  
в свежих и гидротермально измененных базальтах  
Срединно-Атлантического хребта, pp<sub>m</sub> [26]

Базальты	V	Cr	Co	Ni	Cu
Свежие (среднее из 8 обр.)	270	349	44,7	124	77
Гидротермально измененные (среднее из 28 обр.)	260	283	44,5	125	91 (57*)

\* Исключая аномально высокие содержания (более 200), возможно связанные с вторичной сульфидной минерализацией в базальтах.

Одно из них развивает традиционные представления геологов-рудников о важной роли магматогенных процессов в переносе металлов флюидной фазой, другое отдает предпочтение процессам взаимодействия термальных растворов с породами океанской коры. Последняя гипотеза широкую популярность приобрела в последние годы в связи с развитием океанических исследований, в том числе глубоководного бурения, когда была получена возможность непосредственного изучения гидротермально измененных пород дна океана. Эти работы послужили стимулом для постановки серии лабораторных экспериментов, результатам которых придается большое значение при обосновании ведущей роли процессов гидротермального выщелачивания базальтов в океаническом рудообразовании.

Действительно, многочисленные лабораторные эксперименты по взаимодействию морской воды с базальтами показали принципиальную возможность извлечения из базальтов целого ряда химических элементов, однако анализ конкретных результатов и выводов показывает их большую неопределенность и противоречивость, особенно при оценке поведения в этом процессе тяжелых металлов.

Так, например, в работе Бишоффа и Диксона [16] показано, что при температуре 220°С, давлении 500 бар и соотношении вода—порода 10:1 из базальтов наряду с Fe и Mn активно извлекаются только Ni и Cu, которые на 2—3 порядка обогащают раствор по сравнению с исходной морской водой, тогда как Zn, Pb и Al в этом процессе практически неподвижны. Согласно результатам экспериментов, проведенных в аналогичных условиях и опубликованных в работе Сейфрида и Бишоффа [30], те же Ni и Cu во всех пробах раствора независимо от времени его взаимодействия с базальтами остаются на уровне их содержаний в исходном растворе (0,01·10<sup>-4</sup>%). Некоторые исследователи обращают внимание на важную роль лабораторной аппаратуры, детали которой иногда существенно влияют на результаты экспериментальных работ. Так, например, Сейфрид и Моттл [31] убедительно показали, что обогащение растворов никелем происходит только при использовании в эксперименте тефлоновых лент, хотя причина этого явления осталась невыясненной, а отсутствие меди в эксперимен-

тах с использованием золотых деталей может быть вызвано образованием Cu—Au-сплавов.

Неоднозначность и противоречивость целого ряда выводов, следующих из анализа экспериментальных работ, свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что в настоящее время результаты лабораторных опытов не проясняют картины поведения конкретных металлов при гидротермальном выщелачивании базальтов и не могут служить основой для построения четкой концепции.

Помимо лабораторных опытов, сторонники гипотезы выщелачивания базальтов широко привлекают данные по вторичным гидротермальным изменениям пород океанической коры.

К сожалению, приходится признать, что если минералогическая сторона процесса изучена весьма основательно, то материалы по геохимии не выявляют четко выраженных закономерностей поведения отдельных элементов и в первую очередь металлов при взаимодействии растворов с базальтами. Проиллюстрируем это некоторыми примерами. В табл. 3, составленной по данным, опубликованным в работе Немфриз и Томсон [26], приведены средние содержания некоторых элементов в свежих и гидротермально измененных базальтах, драгированных в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта. Из приведенных цифр следует, в частности, что Ni и Co малоподвижны при выщелачивании пород.

В работе В.Б. Курносова [6] на основании сопоставления свежих и в разной степени измененных базальтов некоторых рифтовых зон был рассчитан вынос элементов из базальтов в процессе их взаимодействия с термальными растворами. Так, по его оценке, из максимально измененных базальтов Коста-Риканского рифта было вынесено (в г/м<sup>3</sup>): Ni — 415 (60%); Co — 69 (32%); Cu — 115 (35%); Zn — 205 (43%); из базальтов со средним уровнем их изменений: Ni — 193 (30%); Co — 34 (16%); Cu — 55 (17%); Zn — 100 (21%). Представленные данные свидетельствуют о более интенсивном выносе Ni по сравнению с Cu и Zn. Если учесть, что Ni, как было показано выше, в гидротермально-осадочных отложениях не накапливается, а Cu и Zn — одни из основных рудообразующих элементов, трудно понять, какую роль играют базальты в гидротермальной поставке металлов.

Таким образом, геохимический анализ базальтов не позволяет, на наш взгляд, однозначно оценивать миграционную подвижность элементов в ходе гидротермального выщелачивания пород и не дает основания рассматривать базальты океанической коры как основной, а тем более единственный источник металлов в процессе океанского рудогенеза.

Отметим также, что при региональных петролого-геохимических исследованиях как гидротермально измененных базальтов современной океанической коры, так и рудовмещающих пород в областях развития колчеданных месторождений геологического прошлого многие авторы отмечают отсутствие явных признаков выноса рудообразующих элементов из магматических пород, пространственно связанных с гидротермально-осадочными рудами [12, 14].

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что идея о

главенствующей роли процесса выщелачивания базальтов в океанском гидротермально-осадочном рудообразовании не подкреплена строгими геологическими, петрохимическими и экспериментальными доказательствами. С позиций этой гипотезы также трудно интерпретировать те особенности химического состава гидротерм и рудных накоплений океанической коры, о которых было сказано выше. Так, например, остается неясной причина крайне низких концентраций Ni  $((1-90) \cdot 10^{-4} \%)$  и постоянно повышенных содержаний Cd (до 0,05—0,1%) в сульфидах дна океана, если учесть, что в базальтах никеля на 3 порядка больше кадмия, при этом ни в одном из экспериментально полученных растворов Cd обнаружен не был.

В целом важно отметить полное отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах рифтовых зон, с одной стороны, и в гидротермах и рудных накоплениях дна океана — с другой (см. табл. 1). Так, в массивных сульфидах рифтовых зон концентрация таких элементов, как Zn, Cu, Pb, Ag, Au на 1—3 порядка выше, а Ni и Cr на 1—2 порядка ниже, чем в океанических базальтах.

Итак, не отрицая участия в гидротермально-осадочном рудогенезе корового (базальтового) источника, приходится признать, что оценка его роли в этом процессе, конкретная геохимическая специфика и количественный вклад в образование металлоносных и рудных отложений остаются пока весьма неопределенными.

Обсуждая проблему источников рудных элементов, необходимо рассмотреть представления большей группы исследователей, развивающих идею магматогенной поставки вещества в рудообразующие гидротермальные системы, и попытаться оценить геохимическую роль этого источника.

Общеизвестно, что основная часть современных подводных гидротермально-осадочных металлоносных и рудоносных образований приурочена к областям тектономагматической активности, и прежде всего к рифтовым зонам, где отмечаются максимальные значения теплового потока и проявляются признаки интенсивной дегазации мантийного вещества, одним из доказательств чего служат многочисленные данные по составу, количеству и изотопным характеристикам газовой фазы высокотемпературных гидротерм [4].

Известно также, что в пределах рифтовых зон существует сложная система циркуляции термальных растворов, выделяются отдельные конвективные ячейки, где морская вода погружается в океаническую кору на большие (2—5 км) глубины, нагревается, метаморфизуется, обогащается рудными компонентами и, разгружаясь, приводит к формированию широкой гаммы металлоносных отложений на дне океана и рудной минерализации в приповерхностных зонах океанической коры.

Важно отметить, что гидротермальные системы и связанные с ними рудопроявления распределены вдоль рифтовых зон локально и крайне неравномерно, а характерная особенность их деятельности заключается в пульсационности рудообразующего процесса, что отчетливо проявляется как в современную эпоху, так и при образо-

вании гидротермально-осадочных месторождений геологического прошлого [13]. В многочисленных работах показано, что магматический режим срединно-океанических хребтов также носит пульсационный характер.

Расчет теплового баланса некоторых гидротермальных систем показал, что для обеспечения их прогрева требуется приток глубинного тепла, возможно связанного с поступлением парагазового флюида [5].

Все приведенные выше факты (дискретность распределения гидротермальных ячеек, пульсационный характер рудообразующего процесса и магматического режима, наличие локальных тепломассопотоков, обеспечивающих тепловую мощность геотермальных систем, газовый состав термальных растворов) свидетельствуют о существовании пространственно-временной связи современного гидротермально-осадочного рудогенеза с внутрикоровым базальтовым магматизмом.

В последние годы наличие такой связи было подтверждено конкретными данными по локализации магматических очагов, установленных с помощью геофизических методов в отдельных районах океанических рифтов на, как правило, небольших глубинах.

Связь гидротермальной деятельности с внутрикоровыми магматическими очагами, возникающими в результате локального плавления мантии, позволяет, на наш взгляд, рассмотреть вопрос об их роли в формировании состава и геохимической специфики как термальных растворов, так и образующихся при их разгрузке гидротермально-осадочных рудопроявлений в рифтовых зонах Мирового океана.

В рамках концепции магматогенных источников элементов наиболее широко признана гипотеза отделения водно-хлоридных флюидов в ходе кристаллизации и остывания магматических расплавов и переноса металлов в составе этих флюидов. Изучение поведения и распределения элементов между расплавами и надкритическими флюидами сопровождается многочисленными лабораторными экспериментами, критический анализ и обобщение которых проведены С.Д. Малининым и Н.И. Хитаровым [7]. В работе подчеркивается важная роль хлора и хлоридных комплексов в процессе перехода рудных компонентов во флюидную фазу и их дальнейшей миграции. Хлор, образуя со многими металлами комплексные соединения различной устойчивости, обладает по отношению к расплаву сильным экстрагирующим действием. Предполагается, что основной формой нахождения металлов (Zn, Cu, Pb) в расплаве являются  $Me^{2+}$ , а во флюиде — гидроксохлоридные комплексы типа  $Me(OH)Cl$ .

Перенос металлов в высокотемпературных условиях хлоридными комплексами подтверждается серией экспериментальных работ и термодинамическими расчетами [9, 24 и др.]. Об этом же свидетельствуют многочисленные находки хлоридов и оксихлоридов металлов среди продуктов фумарольной деятельности современных вулканов. Более того, известно, что в высокотемпературных возгонах хлориды являются основными минералами-носителями рудных элементов. Изложенное выше показывает важную роль летучих компо-

нентов, и прежде всего хлора, в процессе извлечения из магмы и переноса рудного вещества.

Одним из наиболее сложных и слабо разработанных аспектов рудообразующего процесса представляется оценка химического состава и свойств постмагматических флюидов. С этой точки зрения трудно переоценить результаты детальных и всесторонних исследований Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) (1975—1976 г.), проведенных большим коллективом авторов [2].

Правомочность использования данных по наземному вулканизму для установления геохимических особенностей магматогенных растворов в рамках проблемы источников вещества в океанском рудогенезе основана на характере данного извержения, в ходе которого влияние ассимиляции корового материала практически исключено, что убедительно показано детальными исследованиями петрологических особенностей разных типов базальтов БТТИ [2].

Особую ценность для разработки проблем источников рудных компонентов имеют уникальные данные по составу газов, выделяющихся при дегазации базальтового расплава и газовых конденсатов из слабо дегазированной магмы, которые можно рассматривать как магматогенные (мантийные) растворы, не измененные взаимодействием с вмещающими породами и отражающие основные особенности первичного состава, температуры и кислотности газоводных магматических флюидов.

Они представляют собой ультракислые (рН 0,25—1,76) перегретые (930—1020°С) воды хлоридно-натриево-калиевого состава с очень высокими содержаниями целого ряда микроэлементов. Сравнение концентраций элементов в газовой фазе и в базальтах позволило авторам ориентировочно оценить долю их выноса из первичной магмы и тем самым выявить степень летучести или подвижности элементов при их переходе из расплава в газовую фазу.

Анализ опубликованных данных показывает, что среди металлов максимальной летучестью обладают Sb, Cd, As, Hg, Zn, Pb, Au, достаточно летучи также Cu, Sn и Ag; к числу малоподвижных элементов в магматическом процессе относятся Co, Ni, Cr, Ti.

Близость ассоциаций химических элементов, обогащающих газоконденсаты базальтовых извержений, их вулканические возгоны, термальные растворы и сульфидные накопления рифтовых зон, дают основание предполагать важную роль магматогенного (флюидного) источника металлов в гидротермально-осадочном рудогенезе.

В рамках этой гипотезы многие особенности геохимии рудных накоплений океанского дна находят достаточно удовлетворительное объяснение. Так, например, выше было отмечено, что никель при относительно высоких его содержаниях в базальтах, термальных растворах и гидротермально-осадочных сульфидах не накапливается, в магматогенных флюидах его концентрация также незначительна. В ходе извержения вулкана Большой Толбачик никеля было вынесено почти на два порядка меньше цинка, примерно в 18 раз меньше меди, в 3 раза меньше кадмия.

В целом обогащение рудных осадков тяжелыми металлами и

геохимическая зональность как в современных сульфидных рудопроявлениях, так и в колчеданных месторождениях геологического прошлого контролируется соотношением летучести элементов и устойчивостью их миграционных комплексов.

Важная роль магматогенного источника в формировании сульфидного оруденения рифтовых зон Мирового океана ни в коей мере не отрицает возможности поставки химических элементов из базальтов при их взаимодействии с морской водой.

К сожалению, современный уровень наших знаний не позволяет на количественной основе оценить вклад разных источников в поставку конкретных элементов, образующих гидротермально-осадочные металлоносные и рудные накопления, и расшифровать все факторы, влияющие на рудообразующий процесс. Однако приведенные данные позволяют достаточно уверенно предполагать активное участие глубинного (мантийного, магматогенного) вещества в формировании высокотемпературных гидротерм и рудных накоплений в областях высокой тектономагматической активности земной коры.

### Abstract

There are now two major approaches to a possible source of ore-forming metals. One develops traditional concepts of ore experts on the role of magmatic processes for the fluid-transported metals; the other gives preference to interaction between thermal solutions and oceanic crust rocks. Apparently the solution to the source problem must be based on the existing patterns of the distribution of sources in natural objects.

The following metals predominate in the composition of the hydrothermal component of ocean-floor sulphides: Fe, Cu, Zn; the most typical accessory elements are Pb, Ag, Cd, As and Au. Concentrations of Ni, Co, Cr and Ti are usually one to three orders of magnitude less than their average concentrations in oceanic basalts. Non-sulphide phases are dominated by Fe and Mn oxides. In general, there is no relation between metal concentrations in the basalts of rift zones, on the one hand, and hydrotherms and ore deposits on the ocean floor, on the other.

At the same time, there is a close affinity between chemical associations in gas condensates of basalt eruptions, their volcanic sublimes, and in the rift zone hydrotherms and sulphide deposits, controlled generally by the volatility of the elements. This, together with the reliable space-time relations of hydrothermal sedimentary ore genesis and intra-crustal basaltic magmatism, suggests the importance of the magma phase for the metal content in thermal solutions, not excluding though a possible input of the elements in the course of basaltic leaching. Ore-forming metals in hydrotherms apparently have a polygenous origin. Unfortunately, our present knowledge is not sufficient for a quantitative assessment of the share of the genetically variable components that contribute to the hydrothermal sedimentary ore genesis.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Сульфидные руды в Аравийско-Индийском хребте // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 259—265.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.
3. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 79—96.
4. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 5 С. 3—18.
5. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.
6. Курносое В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения: (По материалам глубоковод. бурения). М.: Наука, 1986, 252 с.
7. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав—флюид // Геохимия. 1984. N 2. С. 183—197.
8. Розанова Т.В., Батурин Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1971. Т. 11. С. 874—879.
9. Рябчиков И.Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 165—177.
10. Смирнов В.И. О металлогении океана // Геология руд. месторождений. 1975. N 1. С. 3—13.
11. Смирнов В.И., Богданов Ю.А., Бородаев Ю.С. и др. Сульфидная минерализация в основных породах Тихого океана // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, N 1. С. 250—254.
12. Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З. Генезис стратиформных колчеданных месторождений. М.: Недра, 1981. 131 с.
13. Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39—253.
14. Фролова Т.И., Жарикова Э.Н., Золотарев Б.П. и др. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 48—72.
15. Bornhold R.D., McLeod C.R., Passho D.W. Polymetallic sulfide deposits of ocean ridges // C.J.M. Bull. 1982. Vol. 75, N 41. P. 24—28.
16. Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25, N 3. P. 385—398.
17. Bischoff J.L., Rosenbauer R.G., Aruscavage P.J. et al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21°N East Pacific Rise Juan de Fuca Ridge and Galapagos Rift: Bulk chemical complications // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N 8. P. 931—943.
18. Bonatti E., Querstein-Honnorez B.M., Honnorez J. Copper-iron sulfide mineralizations from the equatorial Mid-Atlantic Ridge // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 8. P. 1515—1525.
19. Clauge D.A., Frey F.A., Tompson G., Rindge S. Minor and trace element geochemistry of volcanic rock dredged from the Galapagos Spreading center: Role of crystal fractionation and mantle heterogeneity // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 9469—9482.
20. Constantinou G., Govett G.J.S. Genesis of sulphide deposits, ochre and amber of Cyprus // Trans. Inst. Mining and Met. B. 1972. Vol. 8. P. B34—B46.
21. Goldberg E. The oceans as a chemical system // The Sea. N.Y.: Interscience, 1963. Chap. 1.
22. Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J.L. et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N: A mineralogical and geochemical study // Science. 1980. Vol. 207, N 4438. P. 1433—1452.
23. Hekinian R., Fouquet J. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial stru-

- ctures on the East Pacific Rise near 13°N // *Econ. Geol.* 1985. Vol. 80, N 2. P. 221—255.
24. *Helgeson H.C.* Complexing and hydrothermal ore deposition. N.Y.: Pergamon press, 1964. 128 p.
25. *Hertogen J., Janssens M.J., Palme H.* Trace elements in oceanic ridge basalt glasses implication during mantle evolution and petrogenesis // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1980. Vol. 44. P. 2125—2143.
26. *Humphris S.E., Thompson G.* Trace elements mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // *Ibid.* 1978. Vol. 42, N 1. P. 127—136.
27. *Koski R.A., Claque D.A., Oudin E.* Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95. P. 930—945.
28. *Krauskopf K.B.* Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1956. Vol. 9, N 1/2. P. 1—32.
29. *Malachoff A.* A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos Rift with some continental deposits // *Mar. Technol. Soc. J.* 1982. Vol. 16, N 3. P. 39—45.
30. *Seyfried W.E., Bischoff J.L.* Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45, N 2. P. 135—149.
31. *Seyfried W.E., Mottle M.J.* Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions // *Ibid.* 1982. Vol. 46, N 6. P. 985—1003.
32. *Von Damm K.L., Edmond G.M., Measures C.J., Grant B.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guavmas Basin, Gulf of California // *Ibid.* 1985. Vol. 49, N 11. P. 2221—2238.
33. *Von Damm K.L., Edmond G.M., Grant B., Measures C.J.* Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N, East Pacific Rise // *Ibid.* P. 2197—2220.

УДК 552.577:551.7

*Л.И. Боголюбова*

## ОСОБЕННОСТИ ПРЕВРАЩЕНИЯ ТКАНЕЙ РАСТЕНИЙ-ТОРФООБРАЗОВАТЕЛЕЙ В ПРИМОРСКИХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОБЛАСТЯХ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ И МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ТОРФОВ

В истории происхождения осадочных биогенных образований, к которым относятся торф и уголь, по общему признанию четко выделяется два этапа, характеризующихся действием комплекса различных факторов [4,5,7,11,14,17]. Как видно из предложенной нами схемы (табл. 1), первый этап связан с генезисом торфа, который включает три стадии: 1) рост растений-торфообразователей и накопление за счет фотосинтеза живой биомассы в виде болотного растительного покрова; 2) отмирание, мобилизация и накопление отмершего растительного и поступление извне минерального материала; 3) оторфление<sup>1</sup> отмерших растений-торфообразователей, переработка

<sup>1</sup> Термин заимствован из работы Ю.А. Жемчужникова [5], и в нашем понимании предполагает разложение исходных торфообразователей как в процессе гелефикации, так и гелефузенизации, включая и синтез гумусовых веществ.

Таблица 1

## Схема процессов седиментогенеза и раннего литогенеза торфа

Превращение растительного материала		Место и условия течения процессов превращения	Характер основных процессов и агенты превращения	Среда превращения	Глубина в осадочной толще, м	Стадии осадочного процесса	Бассейны	Накопление углерода
Этап	Стадия							
Происхождение осадочных образований	Генезис	Рост растений-торфообразователей и развитие болотного покрова	Биосфера. Накопление живой биомассы	Фотосинтез	Анаэробная	Поверхность стратисферы. Контакт с атмосферой	Седиментогенез (торфогенез)	Торфообразование
		Отмирание и мобилизация растительного и поступление минерального материала	Биосфера-стратисфера. Накопление отмершей биомассы					
	Апогенезис	Оторфенение отмерших торфообразователей, переработка минерального материала, формирование микрокомпонентов и генетических типов торфов	Стратисфера	Образование торфогенного слоя и накопление торфа	Биохимический. Аэробные бактерии, плесени, грибы, актиномицеты	Анаэробная	До 0,20-0,25 иногда - 0,60-0,75 м (зависимость от уровня грунтовых вод)	Литогенез (углегенез)
	Углефикация вещества торфа без изменения его микрокомпонентного состава и генетической природы. Диагenez		Начало превращения торфа в уголь. Углеобразование	Физико-химический (уплотнение, дегидратация, декарбонизация, лигнификация). коллоидный, частично биохимический (анаэробные бактерии)	Анаэробная	Ниже торфогенного слоя		

минерального материала и формирование генетических типов торфов определенного микрокомпонентного состава. По аналогии с минеральными осадками этот этап может быть отнесен к стадии седиментогенеза вообще [12] и торфогенеза в частности. Второй этап — апогенезис — связан с углефикацией возникшего торфяного вещества. Он начинается, как известно, с момента захоронения торфогенного слоя под вновь образовавшиеся слои торфа или минеральных осадков. Этот период рассматривается как постседиментационный. По аналогии с осадочными породами он относится к стадии литогенеза [12] (углегенеза), включающего диагenez, катагенез и метаморфизм органического вещества, последовательная смена которых обуславливает образование углей от землистых бурых до твердых бурых и каменных, а также антрацитов включительно.

Не останавливаясь в деталях на всех подразделениях предложенной схемы общего хода развития процесса торфогенеза и углегенеза в целом, здесь мы рассмотрим лишь наиболее ответствен-

ную часть генезиса торфа, связанную с оторфлением отмершего растительного материала и формированием его микроскопического состава на примере приморских голоценовых областей торфонакопления — Колхиды, Южной Прибалтики, Западной Кубы и Флориды.

Исследование микроструктуры торфов по стратиграфическому разрезу залежей изученных нами областей торфонакопления [1], а также результаты других исследователей торфа [2] согласуются с выводами Н.М. Курбатовой-Беликовой [8] о том, что образование торфа — кратковременный биохимический процесс, происходящий в торфогенном слое, насыщенном (в 1 грамме сотни тысяч, иногда миллионы) аэробными микроорганизмами (бактерии, плесени, грибы, актиномицеты), участвующими в разложении и превращении отмерших исходных фитоценозов. Это подтверждается тем, что с глубиной торфяной залежи не наблюдается изменений в микрокомпонентном составе генетического типа торфа, сформированного в торфогенном слое этой залежи. По данным Н.М. Курбатовой-Беликовой, М.П. Воляровича и В.П. Тропинина [3, 8], мощность торфогенного слоя меняется от 0,2,—0,25 до 0,60—0,75 м. Она регулируется уровнем грунтовых вод в торфяном болоте, ниже которого отмечаются затухание деятельности микроорганизмов и смена их состава на более анаэробных представителей (анаэробные бактерии, дрожжи), которых вообще мало [8]. Стадию оторфенения отмершего растительного материала, сопровождающуюся активной деятельностью микроорганизмов, Х. Якоб [18, 19] и М. Тайхмюллер [11] называют биохимической фазой углефикации, что следует считать неверным [5]. Известно, что термин "углефикация" употребляется для обозначения совокупности процессов постседиментационного этапа в происхождении осадочных биогенных образований, резко отличных от тех, которые присущи стадии оторфенения растительного материала в торфогенезе (см. табл. 1). В связи с этим результатом первых процессов является уголь, а результатом вторых — торф. Следовательно, под одним и тем же термином нецелесообразно понимать столь различные процессы. Также неверно термин "углеобразование" распространять на стадию торфообразования, как это принято в настоящее время и как мы считали ранее, вслед за Ю.А. Жемчужниковым [5], так как уголь начинает образовываться только с момента углефикации торфа. Следовательно, торфообразование является не частью процесса углеобразования, а самостоятельной стадией в происхождении биогенных образований. Поэтому хотя термины "углефикация" и "углеобразование" равнозначны по объему, они не исключают друг друга, как неравноценные по сути. Термин "углефикация" скорее более химический, а термин "углеобразование" — более геологический.

Детальное исследование микроструктуры торфов Колхиды, Западной Кубы, Флориды и Южной Прибалтики показало, что оторфенение отмершего растительного материала, характерное для стадии торфогенеза, протекает как по линии определенной направленности процессов превращения лигнино-целлюлозных тканей (гелефикация, гелефюзенизация, фюзенизация), обусловивших тип вещества возник-

Таблица 2

Классификация и номенклатура микрокомпонентов торфов Колхиды, Южной Прибалтики, Западной Кубы и Флориды

Направленность процесса превращения лигниноцеллюлозных тканей. Тип вещества	По типу вещества. Класс	По степени сохранности структуры и измельчения (биохимического и механического) лигниноцеллюлозных тканей			По ботаническому составу торфообразователей	
		Тип	Вид			
				По степени сохранности структуры	По степени измельчения	Разновидность
1	2	3	4		5	6
Гелефикация	Гелефицированное	Гелиниты (бурые)	Геленитотеленит	Ксилен, ксиловитрен, ксиловитрен с полузапывшими и запывшими клетками, витрен структурный и бесструктурный	Фрагментарный	Ткани древесных, травяных и моховых растений
			Гелинитопосттелинит	Ксиловитрен комковатый, витрен бесструктурный, витрен "В"	Крупноатритовый и атритовый	
			Гелинито-преколлинит	Состоит из мелких бесструктурных частичек с расплывшимися контурами. В целом вещество имеет губчатое или неясно комковатое строение	Неясно мелкоатритовый	
			Гелинитоколлинит	Прозрачная, неясно тонкозернистая, однородная "основная масса"	Коллоидный	
Гелефузификация	Слабо гелефузифицированное	Семигелиниты (коричнево-бурые)	Семигелинитотеленит	Семиксилен, семиксиловитрен, семивитрен структурный и бесструктурный	Фрагментарный	Ткани древесных и травяных растений
			Семигелинитопосттелинит	Семиксилитрен комковатый, семивитрен бесструктурный, семивитрен "В"	Крупноатритовый и атритовый	
			Семигелинито-преколлинит	Состоит из мелких бесструктурных частичек с расплывшимися контурами. В целом вещество имеет губчатое или неясно комковатое строение	Неясно мелкоатритовый	
			Семигелинитоколлинит	Прозрачная тонкозернистая однородная "основная масса"	Коллоидный	
Гелефузификация	Гелефузифицированное	Семигелифузиниты (черно-бурые)	Семигелифузителенит	Семиксилено-фузен, семиксилитрено-фузен, семивитрено-фузен	Фрагментарный	В основном ткани древесных растений
			Семигелефузитопосттелинит	Ксиловитрено-фузен, витрено-фузен	Крупноатритовый и атритовый	
			Семигелифузито-преколлинит	Состоит из мелких черно-бурых бесструктурных частичек. В целом вещество имеет неясно комковатое строение	Неясно мелкоатритовый	
			Семигелифузитоколлинит	Полупрозрачная однородная "основная масса"	Коллоидный	
						В основном ткани травяных растений (тростник, рогоз)

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	
Гелефузенизация Гелефузенизированное	Гелефузициты (буро-черные)	Гелифузинитотелинит	Ксилоно-фузен, ксиловитрено-фузен, витрено-фузен.	Фрагмен - тарный	В основном ткани древесных растений	
		Гелифузинитопосттелинит	Ксиловитрено-фузен, витрено-фузен	Крупноат - ритовый и атритовый		
		Гелифузинитопреколлинит	Состоит из мелких бесструктурных гранулированных частичек с расплывшимися контурами. В целом вещество имеет неясно комковатое строение	Неясно мелкоатритовый	В основном ткани травяных растений (рогоз, тростник)	
		Гелифузинитоколлинит	Непрозрачная неясно тонкозернистая однородная "основная масса"	Коллоид - ный		
Фузенизация Фузенизированное	Фузициты (черные)	Фузинитотелинит	Фузен	Фрагмен - тарный	Ткани древесных растений	
		Фузинитопосттелинит	Фузен	Крупноат - ритовый и атритовый		
Лейтинтизация Лейтинитовое	Субериниты (бурые, желтые, малиновые)	Суберинитотелинит	Субериноксилен	Фрагментарный	Ткани древесных растений	
		Суберинитопосттелинит	Состоит из скопления отдельных таблеччатых клеток и групп клеток (субериноат - рит)	Крупноат - ритовый и атритовый		
	Лейтиниты (желтые)	Кутиниты	-	-	-	Кутикула
		Спориниты	-	-	-	Пыльца, споры
Резиниты		-	-	-	Смоляные тела, секреторные выделения	
Склеротинитовое	Склеротиниты (бурые, черно-бурые)	-	-	-	Споры грибов, мицелы	

ших классов микрокомпонентов (табл. 2), так и по линии их разложения и измельчения с образованием типов и видов микрокомпонентов с той или иной степенью сохранности клеточной структуры и размерности исходных тканей.

Исследования показывают, что в веществе изученных нами торфов, так же как и в других областях торфонакопления, образуются микрокомпоненты, аналогичные встречающимся в углях всей гаммы углефикации [1,2,9,16], а поэтому для их обозначения и идентификации мы использовали углепетрографическую номенклатуру и классификацию, разработанную нами ранее для углей [13].

Под микрокомпонентами мы понимаем различные индивидуальные составляющие торфа (угля), обладающие комплексом характерных первичных морфологических и структурных признаков, возник-

ших в процессе оторфенения тканей отмершего растительного материала.

В ходе исследования вещественного состава торфов, отмеченных выше регионов, выяснилось (см. табл. 2), что ткани отмерших растений в них независимо от принадлежности к тем или иным ботаническим видам и группам растений, находясь в торфогенном слое, изменяются главным образом в направлении процесса гелефикации [1,2]. Процессы гелефюзенизации (гелефикации с последующей фюзенизацией) и фюзенизации занимают резко подчиненное положение в формировании вещества изученных торфов. В связи с этим только гелефицированные микрокомпоненты, относящиеся к классу гелинитов, оказываются торфообразующими, в то время как гелефюзенизированные, включающие в различной степени окисленные микрокомпоненты классов семигелифюзинитов, гелифюзинитов и фюзинитов, редко слагают торфы. Они, как правило, играют аксессуарную роль в их веществе или отсутствуют полностью. В этом особенность не только торфов Колхиды, Западной Кубы, Флориды и Южной Прибалтики, но и торфов всего земного шара по сравнению со многими древними их аналогами различных эпох торфонакопления, преобразованными в ископаемые угли.

В зависимости от степени биохимического разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелефикации, фюзенизации и гелефюзенизации встреченные в торфах микрокомпоненты классов гелинитов, семигелифюзинитов или гелифюзинитов и фюзинитов (см. табл. 2) характеризуются различной сохранностью формы и первоначального клеточного строения исходных остатков тканей в них. Это определило типы структуры вещества микрокомпонентов и их размерность. Выделено 4 типа структур: телинитовая, посттелинитовая, преколлинитовая и коллинитовая, являющиеся следующими друг за другом стадиями разложения и измельчения исходных тканей растений при их оторфенении [1].

Телинитовая структура микрокомпонентов предполагает сохранность формы остатков тканей исходных растений, имеющих то более, то менее отчетливо выраженное клеточное строение и фрагментарную размерность.

Посттелинитовая структура микрокомпонентов выражает следующую за телинитовой структурой степень разложения лигнино-целлюлозных тканей. Ее характеризуют в целом обрывки тканей размерности крупного аттрита и аттрита с неотчетливой клеточной структурой и то более, то менее расплывшимися контурами.

Преколлинитовая структура микрокомпонентов определяется сочетанием очень мелких (размерности мелкого аттрита) гранулированных с нечеткими и неясными контурами частичек различных оттенков бурого цвета, возникших при достаточно сильном разложении лигнино-целлюлозных тканей, с образованием вещества, имеющего в целом неясный мелкозернистый, а иногда и губчатый характер. Преколлинитовая структура отражает переходную ступень в степени разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей от посттелинитовой к коллинитовой.

Коллинитовая структура микрокомпонентов является результатом сильного разложения лигнино-целлюлозных тканей, а также и коагуляции гуминовых кислот с образованием однородного или хлопьевидного вещества, соответствующего пониманию однородной "основной массы" разной степени окисленности Ю.А. Жемчужниковым и А.И. Гинзбургом [6].

Все четыре описанных структуры проявляются почти в любом классе микрокомпонентов, подразделяя их на типы, виды и разновидности (см. табл. 2). Таким образом, типы микрокомпонентов определяются типом вещества и типом структуры, возникшими в процессе оторфенения растительного материала. Например, основой микрокомпонентов типа гелинито-телинит является гелефицированное вещество, имеющее телинитовую структуру, а микрокомпонентов типа гелифюзинито-посттелинит — гелифюзенизированное вещество с посттелинитовой структурой.

Типы микрокомпонентов объединяют или несколько видов микрокомпонентов, таких, как гелинито-телинит, включающий ксилен, ксиловитрен, витрен структурный и витрен бесструктурный, или как гелинито-коллинит или гелифюзинито-коллинит, представленные всего лишь одним видом микрокомпонентов соответственно прозрачной или непрозрачной основной массой. Это зависит от степени разложения исходных торфообразователей, и по мере ее увеличения количество видов в типах микрокомпонентов уменьшается за счет постепенного прогрессирующего остудневания, а в ряде случаев последующего окисления лигнино-целлюлозных тканей при их оторфенении. Мы не будем характеризовать виды микрокомпонентов, перечисленные в таблице, так как они в принципе описаны в литературе и являются основой петрологии углей и торфов. Остановимся подробно на особенностях их генезиса, которые выявились при наших детальном исследовании торфов перечисленных выше областей голоценового торфонакопления.

Намечается закономерная связь генезиса типов и видов микрокомпонентов с морфологическими и анатомическими частями растений-торфообразователей того или иного ботанического состава. Однако эта зависимость реализуется в действии различных факторов, регулирующих направленность процесса превращения тканей торфообразователей и степень их биохимического разложения в стадию торфогенеза. Так, процессу гелефикации, как видно из табл. 2, подвергаются все ткани древесных, травяных и моховых торфообразователей, в то время как гелефюзенизации и фюзенизации — только ткани древесных и травяных растений, поэтому среди верхних моховых торфов до сих пор еще не встречены автохтонные микрокомпоненты классов "семигелифюзиниты", "гелифюзиниты". Очевидно, это связано с сильной обводненностью среды, характерной для верхних моховых болот, а также с влагоемкостью самого исходного мохового материала, в связи с чем процессы окисления не могут иметь места. Отмеченные И.Э. Вальц [2] находки в торфах обугленных мхов, по ее представлению, обусловлены пожарным их происхождением. Также намечается более тесная связь гелефюзе-

низированных телинитовых и посттелинитовых микрокомпонентов с тканями древесины, редко листьев, а с тканями травяных растений, в частности тростника и рогоза, как правило, связаны гелефузенизированные микрокомпоненты с преколлинитовой и коллинитовой структурой, хотя отдельные фрагменты тканей тростника и рогоза редко, но встречаются в виде ксилено-фузена. Об этом сказано и в работе С.А. Мусьял [9].

Из анализа данных микроскопического изучения степени разложения тканей торфообразователей при оторфенении и продуктов их деструкции нетрудно убедиться в том, что возникновение структуры отдельных видов микрокомпонентов торфа и их морфологическое выражение зависят от ботанического состава торфообразователей, связаны в достаточной мере с их частями, а также тканями различной анатомической и физиологической принадлежности в составе одного и того же растения. Так, из древесины стволов ольхи формируются все без исключения типы и виды микрокомпонентов класса "гелиниты" (см. табл.2). Однако характерными продуктами ее распада в процессе гелефикации являются гелинито-преколлинит или компоненты, переходные к гелинито-коллиниту.

Гелинито-преколлинит состоит из сочетания то более, то менее остудневших комков, имеющих часто реликтовую щепочную форму с неправильными очертаниями. В целом они образуют неясно мелкоатритовое с точечной поляризацией вещество, обусловленное сохранившимися осколками клеточных стенок древесины, еще содержащих какое-то количество целлюлозы. Гелинито-коллинит представляет собой однородное, очень тонко-, иногда неяснозернистое, а местами колломорфное вещество, не реагирующее на поляризованный свет, что подчеркивает почти полную гелефикацию исходного растительного материала и отсутствие целлюлозы в нем. Интенсивный распад древесины ольхи обусловлен большим содержанием (45—55%) в ее химическом составе лабильной и незащищенной целлюлозы, которая при разложении разрушается одна из первых и обычно полностью [10].

Характерным микрокомпонентом листовой паренхимы ольхи является также гелинито-преколлинит, который четко диагностируется в торфах по изометрической форме сильно расплывчатых комочков размерности мелкого аттрита, которые в сочетании образуют нередко в целом гелефицированное вещество губчатой структуры. В отличие от древесины и листовой паренхимы ольхи пробковые ткани ее в исследованных торфах хорошо сохраняются. Они принадлежат к микрокомпонентам типа суберинито-телинита, по прямоугольной или серповидной форме сохранившихся клеток которого узнается его принадлежность к тканям пробки не только в торфах, но даже в углях. Такая устойчивость пробковых тканей объясняется защищенностью целлюлозы в них, благодаря ее суберинизации. Еще устойчивее пробковых тканей по отношению к разложению являются некоторые механические ткани ольхи, такие, как склеренхима, которая превращается исключительно в форму ксилена. В нем унаследуются полностью присущие этой ткани вы-

тянутые, веретенообразной формы клетки, с сильно утолщенными стенками, упакованными в биохимически устойчивое вещество — лигнин, защищающее целлюлозу, полная сохранность которой подтверждается ярким эффектом анизотропии в скрещенных николях.

Несмотря на защищенность целлюлозы смолистыми и фенольными веществами, в древесине хвойных торфообразователей она может быть превращена при оторфенении в любой тип микрокомпонентов класса гелинитов, как показали исследования сосновых торфов Южной Прибалтики и кипарисовых во Флориде. Торфообразующим среди них является гелинито-преколлинит, так же как и у ольховых торфов, однако имеющий другое выражение морфологической структуры. В отличие от возникшего из древесины ольхи он характеризуется ярко выраженной зернистостью, которая определяется сочетанием то более мелких, то более крупных гранул и зерен почти без признаков остудневания и поэтому с достаточно резкими очертаниями, погруженных в желтоватую однородную "основную массу" — гелинито-коллинит. Зернистый характер распада древесины хвойных подметила И.Э. Вальц [2]. В.Е. Раковский и Л.В. Пигулевская [10], имея в виду высокую степень разложения елового торфа (50%), подчеркнули, что закономерности изменения степени разложения еще не достаточно у него изучены. Однако исследования также показывают, что несмотря на преобладающее превращение в торфогенезе древесины лиственных и хвойных пород в гелинито-преколлинит, все-таки гелинито-телинитовые микрокомпоненты из последних, хотя и не являются торфообразующими, более значимы в сложении торфов, чем возникшие из древесины лиственных торфообразователей. Так, в кипарисовых торфяниках Флориды встречаются слои, обогащенные крупными фрагментами тканей кипарисов, превращенных в ксилен, ксиловитрен и витрен. Структурно-морфологическая характеристика их близка к соответствующим микрокомпонентам из лиственных пород, за исключением присутствия в первых смоляных тел и секреторных выделений. Интересен факт разрушения сердцевинной паренхимы стеблей кипарисов роющими организмами и грибами, которые многочисленны в кипарисовых торфяниках Флориды. Ими выедаются прежде всего легко усвояемая целлюлоза, а защищенная суберином пробковая ткань чаще всего сохраняется совершенно нетронутой и редко обнаруживает следы разрушения. Свидетелем деятельности этих организмов являются их ходы, а также масса копролитов, заполняющих пустоты от съеденной ткани. Различный размер, форма и структура копролитов говорят о видовых различиях этих организмов, живущих в торфогенном слое формирующегося кипарисового торфа.

Исследования мангровых торфов Флориды и Западной Кубы показали, что превращение древесины мангровых деревьев в отличие от древесины лиственных пород не тропического пояса и хвойных чаще заканчивается главным образом стадией микрокомпонентов гелинито-телинита и практически дальше не идет. Поэтому гелинито-телинитовые микрокомпоненты в мангровых торфах являются в основном и торфообразующими. Они представлены различ-

ными видами от ксилена и ксиловитрена до бесструктурного витрена включительно, в которых проявляются особенности превращения тканей древесины мангров, выражающиеся в "волокнуто-перистом" характере их структуры, не встреченной пока еще у других растений. Возможно, что эти структуры связаны с древесиной многочисленных ходульных корней, образующих шатровидную систему над поверхностью почвы, которым отводится основная часть в исходном материале мангового торфа. Микрокомпоненты типов "гелинито-посттелинит", "гелинито-преколлинит" и "гелинито-коллинит" не характерны для превращения древесины мангров. Устойчивости древесины мангров при оторфенении способствует обогащающий ее танин, который обладает сильными защитными свойствами. Вытяжки танина используются для пропитывания рыбацких сетей, предохраняя их от гниения [15].

Листовая паренхима мангров обнаруживается с различной степенью сохранности клеточной структуры, но чаще всего встречаются микрокомпоненты с телинитовой и преколлинитовой структурой, морфологическое выражение которой близко к наблюдаемой при превращении листовой паренхимы ольхи.

Продукты распада тканей вегетативных органов травянистых торфообразователей в отличие от древесных, описанных выше, имеют свои характерные признаки. Исследования показывают, что ткани надземных частей различных видов осок, кортадеры, рогоза, тростника, камыша, пушицы, шейхцерии, являющихся основными торфообразователями изученных нами торфов указанных ранее областей торфонакопления, почти никогда не бывают представлены микрокомпонентами типа гелинито-телинита (см. табл. 2). Они быстро в процессе разложения превращаются в гелинито-преколлинит и гелинито-коллинит, минуя даже стадию гелинито-посттелинита. Это обусловлено наличием в этих тканях значительного содержания (от 25% и более) не защищенной, а поэтому микробиологически неустойчивой и лабильной целлюлозы. Однако несмотря на общность формирующихся типов микрокомпонентов, таких, как гелинито-преколлинит и гелинито-коллинит, при разложении стеблей и листьев перечисленных выше торфообразователей, они все-таки имеют свои морфологические особенности, тесно связанные с ботаническим составом растений, из тканей которых они произошли.

Ткани стеблей и листьев различных видов осок в процессе разложения распадаются на довольно крупные бесструктурные плотные комки чаще с отчетливыми, но неровными очертаниями. Комки имеют округлую, неправильную, иногда узловатую форму и темно-коричневый цвет. Они иногда обнаруживают зернистость за счет присутствия зерен различных оттенков коричневого цвета. По структурному признаку комки относятся к гелинито-коллиниту. В сочетании они определяют его комковатую, реже слабокомковатую структуру.

Продукты распада стеблей и листьев кортадеры не обнаруживают серьезных морфологических отличий от тех, которые присущи осокам. Очевидно, это происходит, потому что кортадера является

одним из видов семейства осоковых, вегетативным органам которых в целом присущи свой собственный и не повторяемый в других растениях, охарактеризованных выше, распад и морфология типов микрокомпонентов. Гелинито-коллинит как осокового, так и коротерового происхождения очень редко бывает торфообразующим микрокомпонентом.

Ткани стеблей и листьев тростника, так же как и растений семейства осоковых, не сохраняют не только остатков своего клеточного строения, но даже и фрагментарной формы, а поэтому гелинитовые компоненты в широком понимании (включая и постгелинитовые) для них тоже являются почти исключением. Характерны для них микрокомпоненты типа гелинито-преколлинита и гелинито-коллинита, но особого морфологического выражения. Сильное разложение тканей вегетативных органов тростника обусловлено обогащенностью их лабильной целлюлозой (до 37%), и, кроме того, в нем много ауксинов и азота, стимулирующих рост и размножение микроорганизмов [10].

Гелинито-преколлинит из тканей надземных частей тростника легко диагностируется по его очень тонкозернистому строению вещества и характерной равномерно рассеянной черной точечной вкрапленности. Его структура определяется сочетанием мельчайших изотропных, коричнево-бурых, буровато-оливковых гранул, комочков и хлопьев с расплывшимися контурами, погруженных в небольшое количество однородного лимонно-желтого гелинито-коллинита.

При более сильном разложении стеблей и листьев тростника образуется гелинито-коллинит, основной фон которого близок к гелинито-преколлиниту (это обнаруживается во Флориде и Западной Кубе). Хотя он отличается бесструктурностью и большой однородностью вещества, черная точечная вкрапленность для него также характерна.

Характер распада тканей стеблей и листьев рогоза и камыша напоминает наблюдаемый у тростника во Флориде. Такое сходство, очевидно, объясняется близкими экологическими условиями произрастания этих растений, что обусловило единство особенностей структуры тканей и их химического состава. Описанные гелинито-преколлинит и гелинито-коллинит, возникшие из тканей вегетативных органов перечисленных растений, являются основными торфообразующими микрокомпонентами.

Особенно сильно в процессе оторфенения разлагаются вегетативные органы пушицы с образованием однородного бесструктурного или слабоструктурного торфообразующего микрокомпонента гелинито-коллинита, имеющего присущий ему красно-оранжевый цвет. Другие микрокомпоненты класса гелинита для них не характерны, за исключением редких включений бесструктурного витрена.

Паренхимные ткани стеблей шейхцерии достаточно сильно остудневают. Они чаще всего превращаются в однородный витрен и коллоидную основную массу, которые отчетливо выделяются по характерному оранжево-желтому цвету. Остатки шейхцерии в изученных областях торфонакопления не образуют самостоятельных

торфов. Они встречаются в сфагновых торфах в качестве второй степени примеси.

Если ткани вегетативных органов травянистых торфообразователей, как мы видели, подвергаются сильному распаду при оторфенении, то ткани их корневой системы обнаруживают несравнимую сохранность фрагментарной формы и деталей клеточной структуры, по признакам которых они легко диагностируются как микрокомпоненты типа гелинито-телинита и значительно реже — гелинито-посттелинита. Консервация тканей корневой системы травянистых торфообразователей связана, очевидно, с их первичным прижизненным местонахождением после отмирания ниже торфогенного слоя, где, как известно, процессы микробиологического разложения в достаточной мере затруднены. В связи с этим ткани корневой системы различных травянистых торфообразователей принадлежат в основном по степени разложения к ксиленам. В форме ксилонитрена ткани корневых остатков очень редки, а в форме витрена являются почти исключением. Вследствие ксиленовой структуры, присущей тканям корешков осок, они имеют резкие контуры, почти не измененный желтый цвет и волокнистое строение в продольных срезах. Они ярко поляризуют свет в скрещенных николях в связи с ненарушенной целлюлозой в них. Ткани корней кортадеры обнаруживают ту же сохранность, что и у различных видов осок. Микрокомпоненты типа гелинито-телинита, возникшие из тканей корневой системы осок и кортадеры, являются в основном торфообразующими.

Ткани корневищ и корневищных листьев тростника, так же как и осок, чаще всего преобразуются в ксилен, значительно реже в структурный, а тем более бесструктурный витрен, т.е. в микрокомпоненты в основном типа гелинито-телинита. Интересно отметить тот факт, что, несмотря на большую степень разложения вегетативных органов тростника во Флориде по сравнению с Колхидой и Прибалтикой, разложение тканей корневищ и корневищных листьев тростника при оторфенении также останавливается на стадии ксилена. Ксиленовые микрокомпоненты отчетливо выделяются среди других по характерному для них желтовато-зеленоватому, иногда оранжевому цвету и ясно выраженной тонкой полосчатости в продольных и отчетливой клетчатой структуре в поперечных срезах. Благодаря почти полному сохранению целлюлозы в тканях в форме ксилена они обладают ярким эффектом анизотропии. В разрушении тканей подземных органов тростника, очевидно, принимают активное участие роющие организмы, что особенно характерно для Флориды. Их остатками являются многочисленные копролиты в участках съеденных тканей и ходы, иногда также с копролитами.

Относительно характера и степени разложения тканей подземных органов камыша, рогоза, пушицы и других травянистых торфообразователей у нас нет достаточного фактического материала.

Ткани вегетативных органов большинства видов сфагновых мхов в отличие от аналогичных тканей травянистых и древесных торфо-

образователей очень слабо разлагаются, а поэтому характерными для них являются различные виды микрокомпонентов типа гелинито-телинита и значительно реже — типа гелинито-посттелинита. Это объясняется, во-первых, тем, что ткани сфагновых мхов содержат в своем составе значительно больше гемицеллюлозы (30,6—38,6%), более химически устойчивого компонента, чем целлюлоза (16,55—20,84%), считающейся наиболее лабильной [10]. Во-вторых, тканям сфагновых мхов присущи фенолы, являющиеся активными анти-септиками, тормозящими микробиологическую деятельность и препятствующими течению ценных реакций окисления [10]. Однако исследования показывают, что не все ткани сфагновых мхов в одинаковой степени изменяются при оторфенении, что также увидела И.Э. Вальц [2]. Так, паренхимные ткани сердцевины стебля очень легко разрушаются и почти никогда не сохраняются. Прозенхимные ткани центрального цилиндра в достаточной степени гелефицируются и превращаются в ксиловитрен. Они бурые, характеризуются чаще всего оранжево-красным цветом эффекта анизотропии, которая в случае ослабления становится еле заметной. Кора стебля — гиалодермис — обычно достигает лишь стадии ксилена, имеющего бесцветные или буроватые стенки клеток с сильным сероватым двупреломлением.

Паренхима листьев сфагнов обнаруживает предельную сохранность деталей клеточного строения и по этому признаку ее остатки безошибочно диагностируются ксиленом. Стенки клеток в ксиленизированной паренхиме имеют желтую окраску и лишь там, где затронуты процессом гелефикации, они буроватые. Неожиданно они оказываются изотропны или обнаруживают характерную для них мерцательную анизотропию. Как низкая степень разложения, так и слабая анизотропия паренхимных тканей листа, очевидно, обусловлена тем, что в них мало лабильной целлюлозы (4,3—10,0%) и значительно больше устойчивых к разложению компонентов, которые не обладают достаточным эффектом двупреломления. Превращение паренхимы листьев в ксиловитрен и витрен является для большинства сфагновых мхов редким исключением. Микрокомпоненты типа гелинито-преколлинита и гелинито-коллинита практически не возникают из тканей большинства сфагновых мхов. Однако ткани вегетативных органов сфагнума фускум, как показывают исследования верховых торфов Южной Прибалтики, разлагаются значительно сильнее с образованием из них микрокомпонентов типа гелинито-посттелинита и даже гелинито-преколлинита, что можно отчасти объяснить значительно меньшим содержанием в них более устойчивого компонента гемицеллюлозы (23,67 против 29,75—34,55%) при почти том же содержании лабильной целлюлозы (17,08 против 16,55—20,84%).

Вегетативные органы зеленых (гипновых) мхов при оторфенении превращаются главным образом в микрокомпоненты типа гелинито-посттелинита, состоящего из отдельных обрывков тканей размерности крупного аттрита.

По наблюдениям И.Э. Вальц [2], ткани гипновых мхов по мере

разложения не подвергаются прогрессирующему остудновению, а лишь измельчаются, почти не теряя своего строения и первоначальной оливковой окраски.

Из всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. В областях приморского голоценового торфонакопления основным процессом превращения лигнино-целлюлозных тканей независимо от их ботанической, морфологической и анатомической принадлежности является гелефикация с образованием микрокомпонентов торфа класса "гелиниты".

2. Лигнино-целлюлозные ткани стволов, стеблей, паренхимных тканей листьев большинства древесных растений, а также надземных частей травянистых растений разлагаются, как правило, достаточно сильно с образованием микрокомпонентов типа гелинито-преколлинита и гелинито-коллинита, морфологическое выражение структуры которых является индикатором ботанического состава исходных торфообразователей. Следовательно, по характеру продуктов деструкции тканей исходных торфообразователей можно безошибочно судить об их ботаническом составе, что особенно важно для сильноразложённых, т.е. гелинито-преколлинитовых и гелинито-коллинитовых торфов, в которых определенные остатки тканей сохраняются лишь в очень малом количестве.

3. Лигнино-целлюлозные и целлюлозные ткани корней древесных и травяных растений, как правило, сохраняются в форме ксилена и ксиловитрена и относятся к микрокомпонентам типа гелинито-телинита. Хорошая сохранность тканей корневой системы торфообразователей связана с их разложением после отмирания, в условиях с дефицитом кислорода, в которых процессы микробиологического оторфенения резко заторможены. Случаи исчезновения сердцевинной паренхимы в корнях древесины и травяных растений связаны, скорее всего, с потреблением ее роющими организмами в качестве легкоусвояемого продукта питания.

4. Хорошая сохранность клеточной структуры пробковых и склеренхимных тканей, по признакам которой они относятся к фрагментарным ксилену и ксиловитрену — микрокомпонентам типа гелинито-телинита, обусловлена защищенностью целлюлозы в них соответственно суберином и лигнином, веществами, достаточно устойчивыми по отношению к разложению.

5. Ткани стеблей и листьев сфагновых мхов сохраняются в целом в форме фрагментарных ксилена и ксиловитрена, относящихся к микрокомпонентам типа гелинито-телинита, благодаря консервирующему действию фенолов, находящихся в их составе.

6. Сохранение тканей древесины и паренхимы листьев мангров на стадии микрокомпонентов гелинито-телинита, состоящих из фрагментарных ксиловитрена, витрена и ксилена, объясняется антисептическим действием находящегося в них танина, который подобно фенолам в тканях сфагнов, является консервантом.

7. Процессы фюзенизации и гелефюзенизации не имеют широкого распространения при оторфенении исходных торфообразователей, но в случаях их проявления намечается закономерная связь форми-

рования микрокомпонентов типа гелифюзинито-преколлинита и гелифюзинито-коллинита с тканями травяных тонатоценозов, а типа гелинито-телинита и гелинито-посттелинита с тканями древесных тонатоценозов. При этом первые являются торфообразующими, а вторые выступают в качестве примеси в гелинитовых торфах то в большем, то в меньшем количестве.

8. Формирование микрокомпонентного состава торфов не исчерпывается зависимостью от особенностей самого исходного материала, рассмотренного нами, а регулируется и множеством других геологических факторов (палеогеографическим, структурно-тектоническим, климатическим, определение роли каждого из которых заслуживает самостоятельной статьи).

### Abstract

The proposed scheme of peat sedimentation and early lithogenesis processes is to show the products of peat genesis and apogenesis. Sites, environments and character of the processes going at various depths in peats are discussed. Transformation of plant tissues in peat has been shown to include both directional processes of lignin-cellulose tissues alteration (gelefication, gelefusenization and fuse-nization), responsible for the type of peat microcomposition, and their decomposition and decay with resulting types and species of the matter with varying degrees of preservation of cellular texture and original tissue size. A classification is proposed of peat micro-components on the basis of the studied composition of coastal peat layers in Kolkhida, Southeastern Baltic region, Western Cuba and Florida. A relation is outlined between the genetic types of peat microcomponents, and the morphology and anatomy of peat-forming plant parts, as well as their botanical composition.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессе углеобразования // Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 93—105.
2. Вальц И.Э. Первичные и диагенетические изменения микроструктуры растительного материала на торфяной и буроугольной стадиях // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1968. С. 15—24.
3. Волярович М.П., Тропинин В.П. Электронно-микроскопические исследования микрофлоры в различных видах торфа. Тр. Ин-та торфа. 1963. Т. 13. С. 5—19.
4. Ергольская З.В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации // Тр. ЦНИГРИ. 1939. Вып. 128. 49 с.
5. Жемчужников Ю.А. Об углефикации и метаморфизме углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. N 1. С. 51—62.
6. Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.Н. Основная масса в углях // Изв. АН СССР. Отд. мат. и естеств. наук. 1936. N 6. С. 825—868.
7. Жемчужников Ю.А. Общая геология каустобнолитов. М.: ОНТИ, 1935. 547 с.
8. Курбатова-Беликова Н.М. Итоги изучения микробиологической деятельности в естественных торфяных залежах. Тр. Ин-та торфа. 1954. Т. 3. С. 133—145.
9. Мусял С.А. О методике петрографического изучения торфов с целью познания генезиса углей. Материалы к совещ. работников лаб. геол. орг. Л.: Недра, 1965. С. 154—160.

10. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М.: Недра, 1978. 230 с.
11. Тайхмюллер М. и Р. Катагенез угля (углефикация) // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 359—373.
12. Тимофеев П.П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17—24.
13. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. N 2. С. 49—62.
14. Тимофеев П.П., Косовская А.Г., Шубов В.Д. и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 3. С. 58—80.
15. Given P.H. Biological aspects of the geochemistry of coal // Adv. Org. Geochem. 1971. Vol. 33. P. 62—92.
16. Koch J. Micropetrographische Untersuchungen an einigen organischen Komponenten jungpleistozäner und holozäner Torfe Süddeutschlands und Schweiz // Geol. Jb. 1969. Bd. 87. S. 333—360.
17. Timofeev P.P., Bogoliubova L.I. Diagenesis organic substance in peatbogs of the Pioni intermontane depression, Transcaucasian // Act. VI Congr. intern. géochim. organique, sept. 1973, France. P.: Ed. techniq., 1975. P. 571—585.
18. Jacob H. Die biochemische Inkohlungsphase und das Weichbraunkohlenstadium // Chem. Erde. 1956. Bd. 18, H. 13. S. 138—166.
19. Jacob H. Die Bildung der Kohlen unter besonderer Berücksichtigung der biochemischen Phase // Geol. Jb. 1961. Bd. 78. S. 103—122.

УДК 552.143:551.41:551.76/77

*А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, А.Н. Балуховский*

## АТЛАС

### ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ МИРА

#### Мезозой и кайнозой континентов и океанов

Атлас завершает издание многотомной серии атласов литолого-палеогеографических карт, в создании которых творческое участие принимали А.Б. Ронов и В.Е. Хаин. Первый из атласов был составлен для Русской платформы более 30 лет назад, второй — для Русской платформы и ее геосинклиального обрамления [11], третий, наиболее известный и крупный из всей серии, составлен большим коллективом геологов Советского Союза — это четырехтомный "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР" (гл. редактор А.П. Виноградов, зам. гл. редактора В.Н. Верещагин, В.Д. Наливкин, А.Б. Ронов, А.В. Хабаков, В.Е. Хаин), опубликованный вместе с четырехтомной объяснительной запиской к нему "Палеогеография СССР" и изданный в течение 1967—1973 гг. [12]. В 1984 г. был опубликован "Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов", открывший новую серию обобщений, включающих все континенты планеты [7].

Настоящий атлас построен на еще более широкой основе. Его отличительная особенность состоит в охвате всей площади планеты: континентов, их подводных окраин, окраинных и внутренних морей и ложа Мирового океана. Такой глобальный подход потре-

бывал разработки оригинальной легенды, учитывающей широкий спектр комплексов отложений от континентальных и наземно-вулканогенных до глубоководных океанских. Сочетание литологических, палеогеографических и палеотектонических цветовых и штриховых обозначений позволило показать смену палеогеографических обстановок, изменений литологического состава отложений, время появления новых палеогеографических элементов на континентальном и океанском блоках литосферы в течение последовательно сменявших друг друга 13 эпох мезозоя и кайнозоя от раннего триаса до плиоцена включительно, т.е. от 245 до 2 млн лет радиометрической шкалы. Цифровые обозначения и изопахы содержат информацию о мощности осадков в различных структурных зонах и о положении главных депоцентров.

**Методика составления карт.** Исходными макетами при подготовке к изданию основных карт атласа масштаба 1:48 000 000 послужили карты литологических формаций континентов и их окраин, составленные в масштабе 1:25 000 000, и карты литологических формаций океанов масштаба 1:35 000 000. Подготовка карт континентов была начата в 1970 г., а карт их окраин и ложа океанов в 1978 г.

При составлении карт наносились контуры распределения различных типов литологических формаций, комплексов отложений и осадков, их мощности, границы главных структурных зон континентального и океанского блоков, областей суши, континентального и морского, осадочного и вулканогенного типов накопления. Были использованы доступные опубликованные материалы по территориям СССР, зарубежных стран и акваторий океанов и морей, для которых приведены сведения по стратиграфии, литологии, вулканизму и магматизму мезозоя и кайнозоя. Фактический материал обработан и обобщен нами при составлении карт-макетов.

Среди работ, использованных при составлении карт-макетов и подготовке объяснительного текста, следует особо отметить "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР" (т. III, IV), палеогеографические атласы, составленные для отдельных континентов и стран (Северной Америки, Западной Европы, США, Турции, Китая), и палеотектонические карты Гондванских континентов.

При подготовке литолого-палеогеографических карт океанов в первую очередь были учтены фактические материалы, полученные при глубоководном бурении дна океанов по проектам DSDP и IPOD, а также геологические карты дна океана серии *Geologique du Monde*.

Серия карт континентов, их окраин и океанов частично опубликована в весьма мелком масштабе в наших статьях в журнале "Советская геология" в качестве иллюстрации к сравнительному количественному анализу площадей и объемов главных групп осадочных формаций [4,8]. В ходе работы по количественному анализу литологических формаций континентов и океанов авторами была разработана рабочая классификация литологических формаций океанов на основе обобщения литературных данных [4]. Она положена в

основу при разработке легенды для океанских осадков настоящего атласа.

На картах атласа выделены области с платформенным, геосинклинальным, орогенным и океанским режимами, каждая определенной цветовой гаммой. К платформам отнесены области со стабильным тектоническим режимом, со слабыми деформациями осадочного чехла и отсутствием метаморфизма. Условно к ним отнесены также некоторые области на океанской коре (Мексиканский залив, Канадская или Амеразийская котловина), ограниченные преимущественно континентальными платформами с пассивным тектоническим режимом.

Геосинклинальные области отличаются более сложной геологической историей, линейной или треугольной формой, мощным и неравномерно проявившимся на площади и во времени вулканизмом, рифтовым, островодужным или внутриплитным интрузивным магматизмом, региональным метаморфизмом, многофазными деформациями разного рода.

Орогенные области на основных картах атласа выделены без деления на эпигеосинклинальные и эпиплатформенные. Зоны рифтогенеза типа Восточно-Африканской рифтовой системы или рифтовых окраин молодых океанов на ранних стадиях их формирования рассматривались как активные зоны платформ или как части орогенных областей без выделения их в самостоятельную группу. Они отличаются наличием протяженных, сложных и узких систем грабенов, полуграбенов и осадочных клиньев (на рифтовых окраинах океанов). Выделение рифтовых орогенов для более древних, чем кайнозой, эпох сопряжено с определенными трудностями, поэтому они показаны условно на мелкомасштабных палинспастических схемах, серий которых дополнены основные карты атласа. Орогенам присущи известково-щелочной магматизм и метаморфизм различной интенсивности от почти полного отсутствия их проявления до мощных вулканоплутонических окраинно-континентальных поясов, простирающихся на тысячи километров. Наиболее сложным оказалось определение режима остаточных орогенных областей, сохранивших, судя по молассовым осадкам, в значительной степени свое гипсометрическое выражение, часто слабый вулканизм, но уже прошедших наиболее активный этап орогенеза и находящихся в стадии разрушения, т.е. областей с переходным к платформенному режимом (Урал, Центральная Азия, Аппалачи и др. в раннем и среднем триасе). Наличие таких зон породило некоторую условность при проведении их границ с соседними платформами.

Океанский режим с образованием глубоководных впадин выделяется достаточно четко для этапа современного океанообразования, на котором возникли молодые океаны — Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Трудности возникают при трактовке режима начальных рифтовых стадий океанообразования или стадии образования зачаточных или неразвившихся в более крупные океаны структур. Они отнесены нами в одних случаях к платформам (как было сказано выше по поводу Мексиканского залива), в дру-

гих — к геосинклиналям (окраинные моря запада Пацифики, Индийского океана, Карибского региона) или орогенам (структуры внутренних морей типа Средиземного, Черного или южной части Каспийского моря).

В конце атласа после основных карт, выполненных с фиксированным современным положением материков, помещены палинспастические схематические карты-реконструкции в масштабе 1:130 000 000. Основа для них рассчитана и выполнена в 1986 г. по нашей просьбе Л. Гахагоном, Х.Р. Скотизом и Р.Л. Ларсоном по геологической карте ложа Мирового океана в Институте геофизики Техасского университета в Остине (США). Все палинспастические карты построены на конец соответствующих эпох, начиная с позднего триаса и до плиоцена, и, таким образом, практически полностью отвечают нагрузке основных карт.

**О некоторых особенностях легенды.** Границы континентальных блоков (с континентальной и промежуточной корой) и океанских блоков литосферы, а также границы глубоководных впадин окраинных и внутренних морей с установленной океанской корой (фиксируемой по линейным магнитным аномалиям) или предполагаемой океанской корой обозначены синей линией. Она также является условной границей (особенно на основных картах раннего мезозоя) континентального блока, отделяющей его от областей, где до настоящего времени отложения данного возраста не установлены или сложены более молодой океанской корой в пределах океанов. Области суши и размыва или области с преобладанием процессов эрозии и денудации устанавливались по границам распространения морских, континентальных и вулканогенных отложений и корректировались по данным анализа фациальной зональности. Для мезозоя и кайнозоя области размыва на платформах и в орогенах выделяются довольно надежно. В то же время можно полагать, что области накопления континентальных осадков в прошлом были более широкими.

Палеогеографические обстановки накопления разделены на картах на морские, континентальные и вулканогенные. Области с устойчивым морским режимом дифференцированы на мелководные и более глубоководные зоны как в геосинклиналях и океанских бассейнах, так и на платформах и в орогенах. Кроме шельфовых мелководных (литоральных и неритовых) обстановок выделены глубоководные области пассивных окраин континентов, обозначенные тем же цветом, что и глубоководные окраинные моря (Мексиканский залив, Амеразийская котловина). В орогенах к глубоководным зонам отнесены осевые части прогибов, глубоководные впадины внутренних морей и склоны этих структур. В геосинклиналях глубоководные области разделены с некоторой условностью на две группы. Одна из них включает глубоководные части склонов и прогибов активных окраин, развивавшихся на коре континентального или промежуточного типов. Вторая охватывает наиболее глубоководные области — окраинные моря и бассейны островодужных систем, т.е. области с океанской и промежуточной корой.

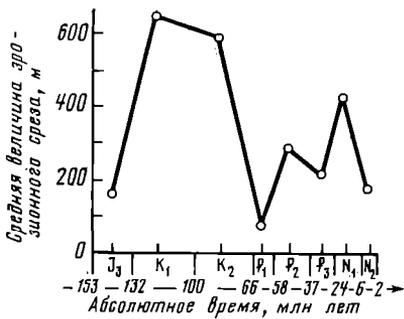


Рис. 1. Изменение средней величины эрозии и поднятия континентального блока в течение позднего мезозоя и кайнозоя

В океанах выделены глубоководные желоба, абиссальные котловины, склоны срединных хребтов и глубоководных котловин и осевые зоны срединных хребтов в пределах распространения синхронных океанских толентов базальтов.

Вулканогенные комплексы океанов дифференцированы на толентовые и щелочные базальты океанского типа. Они покрывают океанское ложе, включая срединные и внутриплитные хребты и океанские плато. За площади развития древней океанской коры приняты площади распространения офиолитовых комплексов в структурах континентального блока. Поскольку офиолитовые комплексы аллохтонны (аккреционные призмы и клинья и др.), границы распространения предполагаемой древней океанской коры на картах весьма приблизительны. Если возраст превращения таких областей с океанской корой в области с корой промежуточного типа неизвестен, на следующей карте эти территории условно рассматриваются в составе континентального блока. Для областей континентального блока в атласе сделана попытка выделить толентовые, щелочные и известково-щелочные вулканы. Введен знак для обозначения относительно небольших по площади вулканических областей на континентах и подводных вулканов в океанах.

Палеогеографическая обстановка, изображенная на каждой из карт, в целом представляет суммарный эффект глобальных тектонических и палеогеографических процессов, совершившихся на земной поверхности в течение данной эпохи. Соответственно на картах отражена палеогеографическая модель предполагаемых условий в данную эпоху на фоне тектонической обстановки.

Кроме того, карты-макеты атласа использованы в качестве основы для подсчета объемов, площадей и масс отложений. Количественная сторона результатов наших исследований для позднего мезозоя и кайнозоя в сжатом виде изображена на рис. 1, 2 и 3. Полученные данные позволили нам впервые, пользуясь методикой, разработанной А.Б. Роновым [1,2], оценить в первом приближении среднюю величину эрозионного среза ( $h$ ) и средние скорости денудации ( $V_d$ ) континентов. Расчет проводится по уравнению  $h = V_{\text{тер}}/S_{\text{разм}}$ , где  $S_{\text{разм}}$  — суммарная площадь областей размыва в млн км<sup>2</sup> для данного стратиграфического интервала, а  $V_{\text{тер}}$  — общий объем снесенных с нее терригенных пород в млн км<sup>3</sup>, накопившихся за

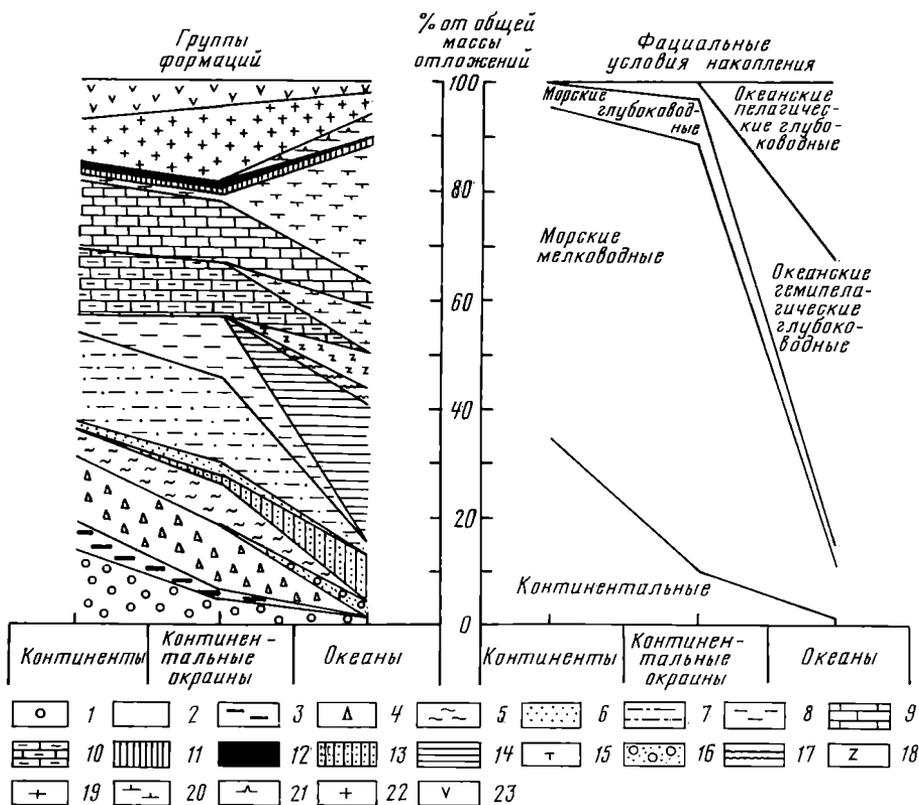


Рис. 2. Средняя распространенность важнейших типов формаций верхнего мезозоя и кайнозоя и фациальных условий их накопления в пределах континентов, их окраин и океанов. Континентальные: 1 — песчано-глинистые, 2 — ледниковые, 3 — угленосные, 4 — молассовые. Морские мелководные: 5 — флишевые, 6 — песчаные, 7 — песчано-глинистые, 8 — глинистые, 9 — карбонатные, 10 — карбонатно-обломочные, 11 — эвапориты, 12 — кремнистые. Океанские: 13 — турбидиты, 14 — гемипелагические глины, 15 — глубоководные карбонатные илы, 16 — гляциально-морские, 17 — пелагические "серо-зеленые" глины, 18 — красные глубоководные глины, 19 — карбонатные глины, 20 — карбонатно-глинистые илы, 21 — кремнистые илы. 22 — подводно-вулканогенные, 23 — наземно-вулканогенные

это время в областях седиментации континентов, шельфов и океанов. Оценки этих величин получены нами для каждой из эпох от  $J_3$  по  $N_2$ . Зная абсолютную длительность эпох в млн лет ( $t$ ), нетрудно было подсчитать среднюю скорость эрозии ( $V_d$ ) для каждого интервала времени по уравнению  $V_d = h/t$  м/ $10^6$  лет. Полученная в результате подсчетов средняя величина эрозионного среза (см. рис. 1) дает минимальное значение, поскольку не могли быть учтены растворенные продукты размыва континентов, выносившиеся в океаны и пополнявшие солевые ресурсы морской воды.

Суммарный денудационный срез континентов составил за 150 млн лет 2,5 км, причем значительная денудация происходила в течение мела и миоцена (см. рис. 1).

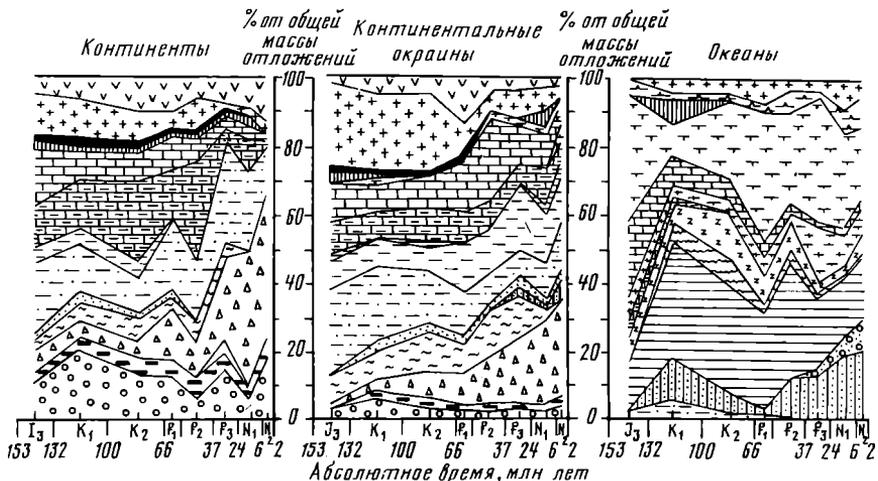


Рис. 3. Изменение во времени распространенности важнейших типов формаций на континентах, шельфах и материковом склоне и в океанах за последние 150 млн лет истории осадочной оболочки Земли

Условные обозначения см. рис. 2

Интересны и следующие два графика (см. рис. 2 и 3), построенные в сравнимых друг с другом единицах — в процентах от общей массы отложений. На первом из них (см. рис. 2) в левой его половине рассмотрен общий баланс седиментации на континентах, их подводных окраинах и океанах с  $J_3$  по  $N_2$ , а в правой его половине оценивается средняя распространенность фациальных обстановок седиментации в пределах тех же структур. График впервые количественно отражает ясно выраженную тенденцию к выклиниванию грубообломочных континентальных и мелководных морских формаций и к замещению их глубоководными, преимущественно глинистыми и карбонатными гемипелагическими и пелагическими осадками в направлении от континентов к океанам.

На следующем графике (см. рис. 3) количественно сопоставлена смена формаций в ходе времени в пределах трех главных структурных зон осадочной оболочки. Левая его колонка, построенная для континентов, демонстрирует нарастание терригенной, в частности молассовой, седиментации и усиление наземного вулканизма, которые сопровождалась резким ослаблением карбонатакопления и интенсивности подводного вулканизма к концу альпийского цикла. Средняя колонка, отвечающая шельфам и материковым склонам, показывает, что поток терригенного материала с континентов также усиливался в ходе времени, но среди отлагавшихся осадков преобладали морские, а не континентальные формации. Карбонатакопление оставалось здесь в течение всего периода времени практически неизменным, тогда как подводный вулканизм, более мощный, чем на континентах в начале этапа, заметно ослабел к концу цикла, а наземный вулканизм почти полностью прекра-

тился. Правая колонка графика, представляющая историю седиментации в океанах, показывает, что на всех стадиях океанской седиментации роль грубых терригенных продуктов разрушения континентов была ничтожна. Впервые на это обратил внимание в своих работах А.П. Лисицын [9,10]. Господствующими типами осадков на всех стадиях развития были карбонатные и глинистые илы, причем вклад красных глубоководных глин по своей массе был сравнительно невелик. Следует отметить, что к концу этапа существенную роль в океанской седиментации приобрели турбидиты, гляциально-морские осадки и кремнистые илы, что, с одной стороны, указывает на усиление выноса продуктов разрушения континентов, а с другой — на изменение климатических условий и общее похолодание.

Таким образом, составленные карты-макеты послужили как основой для карт настоящего атласа, так и надежным фундаментом для количественной оценки изменений во времени основных параметров осадочной оболочки Земли — объемов, масс, скоростей накопления различных формаций раздельно для главных структурных зон: континентов, их подводных окраин и океанов. Однако нами не могли быть учтены факторы, влияющие на последующую сохранность отложений, их размыв, метаморфизм и гранитизацию, а также субдукцию, остающуюся, по мнению некоторых исследователей, в значительной мере гипотетическим процессом [3,5,6].

#### Abstract

For 13 epochs of Mesozoic and Cenozoic (Early Triassic-Pliocene) there have been compiled litho-paleogeographical maps on a scale of 1:48 mln, and 11 palinspastic maps-schemes on a scale of 1:130 mln. The maps are based on the latest factual data on distribution and thickness of lithologic types of deposits within major structural zones of continents, their margins, oceanic floor, marginal and inner seas. The maps give a notion about the evolution of paleogeographical and paleotectonic environments on the Earth during the Mesozoic and Cenozoic. Areas with platform, geosynclinal and orogenic tectonic regimes are shown on continents. Sea and oceanic basins are graded according to the depth from shelf to abyssal basins and trenches. Complexes, formations and series of rocks are differentiated on composition as carbonate, terrigenous, flysch, coal-bearing, evaporite, chert and volcanogenic. These groups are further subdivided in accordance with actual conditions of sedimentation. To make the information on the maps more complete combinations of symbols and colours have been used.

The general analysis of the constructed maps allows us to single out two main epochs in the Meso-Cenozoic history of the Earth. They differ in tectonic regime, paleogeographical environments, sedimentation rate, composition of sediments and intensity of volcanism.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР: (По данным объем. метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1949. N 3 (130). С. 1—390.
2. *Ронов А.Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков: (По данным объем. метода) // Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 118—164.
3. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 5. С. 5—12.
4. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов: (поздняя юра) // Сов. геология. 1983. N 6. С. 32—46.
5. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 миллионов лет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. N 1. С. 3—11.
6. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Количественные закономерности распространения осадков в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 2. С. 3—16.
7. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира: Докембрий и палеозой континентов. Л., 1984. 70 с.
8. *Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов: (ранний и поздний мел) // Сов. геология. 1983. N 11. С. 79—101.
9. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах (Количеств. распределение осадоч. материала). М.: Наука, 1974. 438 с.
10. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
11. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления / Гл. ред. А.П. Виноградов. Л., 1961.
12. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П. Виноградов. Л., 1968—1969. Т. 1—4.

УДК 551.8:552.5:551.31/35 (571.6)

*В.Т. Фролов*

### **ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ТИХОГО ОКЕАНА**

Для решения вопроса о том, как возникали и развивались океаны, весьма информативны осадочные породы и их формации. Изучение эволюции осадконакопления на северо-западной окраине Тихого океана позволяет понять направление развития этого ключевого региона и приблизиться к решению вопроса о взаимодействии океана и континента Азии. Действительно ли здесь за последние 200—230 млн лет происходило только последовательное приращение континента за счет океана посредством островных дуг и окраинных морей, как считают многие геологи, или совершался также или в основном и противоположный процесс — наступление океана на континент? Наиболее успешно этот важнейший для геологии всей западной половины Тихого океана вопрос мог решаться с помощью комплексного литологического и историко-геологического изучения доступных наблюдению геологических разрезов и интерпретации геофизических данных. Все литологические и геологические объекты, различающиеся уровнем организации, — минералы или, точнее, компоненты пород, осадочные и вулканические породы, генетические типы отложений, фации и формации, тектонические и магматические структуры — вносят свой информационный вклад в решение поставленного вопроса, особенно если они изучаются в едином комплексе и на добротной историко-геологической базе.

Основное внимание, естественно, следует уделить наиболее выдвинутым в океан островным дугам — Курильской и Алеутской, по составу и строению которых можно не только определить геотектонический тип этих структур, но и пролить свет на природу их фундамента и ответить на вопрос, на коре какого типа — океанической или континентальной — они закладывались.

Экспонированный над уровнем океана разрез начинается с верхнемеловых вулканических и осадочных формаций о-ва Шикотан и других островов Малой Курильской дуги. Более древние породы добыты драгированием на подводном продолжении дуги — в хребте Витязь [1] — и обнажаются на ее простирации в метаморфических ядрах Японских островов и Камчатки. Хотя верхнемеловой

комплекс обнажен небольшой своей верхней частью, формационно он неоднороден и разнообразен. Уже это свидетельствует о сложном фундаменте неокеанического типа. Наиболее древним членом разреза, который можно видеть в бухте Отрадной на о-ве Шикотан, является типично островодужный, или, что то же самое, геосинклинальный отраденский андезито-базальтовый и андезитовый комплекс субвулканических тел, к отпрепарированным выходам которых прислонены шаровые толеитовые базальты крабовозводской свиты вероятно сантонского возраста [7,8]. Свита несомненно относится к глубоководной формации трещинных излияний недифференцированных мантийных выплавок и свидетельствует о глубоких расколах земной коры и режиме спрединга. Помимо гиалокластитов, образующих прослой до 10 м толщиной, в межшаровом пространстве встречаются только планктоногенные кремневые и известковые породы.

Оба комплекса — отраденский и крабовозводский — трансгрессивно перекрыты цикличной грубообломочной толщей (500 м), выделенной автором [7,8] в хромовскую свиту, вероятно, кампанского возраста. Нижняя ее часть почти нацело сложена обломками пород отраденского комплекса, который, таким образом, сильно эродировался, что указывает на довольно большой перерыв в осадконакоплении. Конгломераты согласно перекрываются песчано-глинисто-силицистым флишем с олистостромами — это малокурильская свита (маастрихт, не менее 1000 м). Ее разрез сверху не фиксирован, так как с угловым несогласием и с большим перерывом (палеоген и нижний миоцен) свита перекрыта в основном среднемиоценовой зеленовской свитой (не менее 500—600 м), относящейся к островодужной, в основном субазальной базальт-андезитовой формации. Ее разрез сверху также не фиксирован: более молодых коренных отложений, кроме прислоненных четвертичных террасовых, на островах нет.

Отнесение малокурильской свиты к флишу не вызывает сомнений, так как она на 70—80% сложена типичными турбидитами, включает 5—7 горизонтов олистостромов, наиболее мощный из которых (до 50—70 м) в поселке Малокурильск свидетельствует о сносе материала со стороны Тихого океана. Олистолиты в основном состоят из местного материала, снесенного с шельфа и с прилегающей суши. Среди них нередки блоки до 20 м массивных песчаников явно нефлишевого типа, а также глыбы габброидов и других экзотических пород. Многие олистолиты смяты в складки — свидетельство нелитифицированности слоев, подвергавшихся фрагментированию в результате спазматических гравитационных процессов мобилизации и накопления. Нетурбидитовые фоновые отложения — планктоногенные диатомовые и фораминиферо-наопланктонные известковые, а также нефелоидные глинистые — явно подчиненные, но весьма информативные в палеогеографическом отношении. Встречаются прослой (1—10 см) белых витрокластических туфов риолитов. Из макрофауны нередки иноцерамы. Обломочный материал граувакковый, в основном вулканический, состоящий из андезитов,

базальтов и отчасти дацитов, во многом сходный с вулканокластами подстилающей хромовской свиты, т.е. происходящий из того же вулканического хребта. Наличие метавулканитов, единичные обломки метаморфических сланцев, гнейсов, кварцитов, амфиболитов, кварца, метапесчаников, аргиллитов и глинистых сланцев указывает на присутствие в структуре хребта раннемезозойских и, вероятно, палеозойских комплексов пород, перекрытых вулканитами. Обстановка накопления восстанавливается довольно однозначно: глубоководное (не менее 1 км) подножье крутого склона, обильная поставка с суши терригенного материала, высокая сейсмичность, провоцировавшая формирование олистостромов. Снос материала, вероятно, был двусторонним: с запада и востока.

Менее ясно формационное лицо хромовской свиты — грубо- и среднециклитовой валунно-галечно-глыбово-песчаной толщи плохо-сортированных пород, в основном относящихся к обвальным, осыпным и оползневым накоплениям, а также к отложениям обломочных и песчаных потоков. Обломки базальтов и андезитов достигают 10 м. В верхах циклитов нередко градационная сортировка песчаного материала, свидетельствующая о значительной (возможно более 1 км) глубине моря. Это подтверждается и отсутствием косой слоистости и других признаков шельфовой или прибрежной обстановки. Поэтому свиту правильнее отнести к подводно-коллювиальной формации или к дикому, грубому флишу [6].

Вулканические формации разнообразны и являются не океаническими, а типичными геосинклинальными, островодужными. Четыре верхнемеловые серии можно отнести к трем формационным типам: толентово-базальтовому подводному (крабозаводская свита), базальт-андезито-базальтово-андезитовому дифференцированному (отрадненский комплекс и вулканиты, послужившие источником материала для хромовской свиты) и к формации калиевых субщелочных базальтов (малокурульская свита, именно силлы, и лавы в ней на о-ве Хоккайдо). Не являются океаническими даже наиболее близкие к ним шаровые базальты толентовой серии, так как отличаются высокой глиноземистостью (17—21%), низкой титанистостью (0,4—0,8%), довольно высокой калиевостью (0,7—1,95%) и другими петрохимическими особенностями [2,3,5,8 и др.], свидетельствующими о формировании при ином тектоническом и флюидном режиме и из мантии другого состава.

Формационно вулканиты зеленовской свиты не отличаются от отрадненского и хромовского комплексов, но геологически они более разнообразны, может быть главным образом потому, что лучше сохранились. Основной их особенностью является дайковый комплекс, вместе с мелкими и крупными интрузиями габброидов, свидетельствующий о значительном расширении территории вследствие региональных растягивающих усилий или рассеянного спрединга [7]. Комплекс параллельных даек, включающий и серии "дайка в дайке", распространен по всему Шикотану, но наибольшей плотности он достигает в юго-восточной и северо-западной краевых зонах острова. Суммарное расширение по нему не менее 5 км

перпендикулярно простиранию острова и достигает, вероятно, 2/3 ширины этого участка суши (15 км). Состояние растяжения преобладало в геологической истории острова и всей дуги, о чем свидетельствуют не только вулканизм и интрузии, но и практически отсутствие складчатых деформаций.

Большая Курильская дуга, протягивающаяся на 1250 км от мыса Лопатка на Камчатке до п-ова Сиретоко (о-в Хоккайдо), на поверхности сложена более молодыми вулканическими и осадочными формациями и представляет собой горное сооружение шириной 100—200 км, возвышающееся над дном прилегающей с запада Южно-Охотской глубоководной впадины более чем на 5000 м отделяющееся от Малой дуги мелководным проливом шириной 60—80 км.

Стратиграфия неоген-четвертичных образований, слагающих гряды в верхней выведенной над уровнем моря части, изучалась Г.М. Власовым, Ю.С. Желубовским, Г.П. Вергуновым, А.Ф. Прялухиной, К.Ф. Сергеевым [5], В.К. Гавриловым, Н.А. Соловьевой, Л.С. Жидковой и др. В основании разреза залегает сложный комплекс основных, средних и кислых вулканитов и прослаивающих их обломочных, в основном коллювиальных подводных отложений нижнемиоценового, возможно, частично и олигоценного возраста: кунаширская свита (до 1200 м) на о-ве Кунашир, васильевская свита (свыше 900 м) на о-ве Парамушир и др. Формационно это контрастная базальт-риолитовая и дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая вулканогенно-осадочные островные, в основном подводные типы, свидетельствующие о разноглубинных магматических очагах, дифференциация в которых зашла далеко, что, в свою очередь, указывает на неинициальный характер магматизма, резко отличающегося от океанического. Хотя подстилающие отложения неизвестны, все же можно предположить, что новый цикл магматизма и вулканизма, вероятно, начался после длительного перерыва, падающего на палеоген, по аналогии с соседней зоной Малой гряды. Этот новый цикл наиболее полно проявился в зоне Большой гряды, где он продолжается и ныне, а на Малой он отразился лишь кратковременным отголоском — вулканитами зеленоской свиты (средний миоцен).

Преобладающий режим растяжения временами сменялся фазами сжатия, во время которых часто в авулканичных условиях накапливались флишевые формации, например, конгломерато-песчано-диатомитовый флиш среднего миоцена — ловцовская свита (1300 м) на о-ве Кунашир, шумновская свита (более 1000 м) на о-ве Парамушир и др., а также песчано-алеврито-глинисто-диатомитовый апикальный флиш округловской свиты (800 м) верхнего миоцена—нижнего плиоцена о-ва Парамушир и др. В других секторах Большой гряды этот этап ознаменовался интенсивным кислым вулканизмом, например, на о-ве Кунашир сформировалась белая алахинская свита (до 1200 м) — островная андезит-дацит-риолитовая формация с существенным участием игнимбритов и пемз, а также продуктов их перемыва — тефроидных туффитов. Этот материал заносился и во флишевую зону. Параллельно пышно развивался кремневый и известко-

вый планктон, из которого формировались фоновые отложения — диатомиты с примесью радиолярий, силикофлагеллят и глобигерин (0,2—0,5 м, изредка до 1 м). Планктонный биос указывает на довольно теплый умеренный климат и на нехолодные воды океана.

Новая фаза растяжений и более глубоких расколов земной коры в позднем плиоцене выразилась в накоплении существенно базальтовой, то контрастной с риолитами и пемзами — головнинская свита (400—500 м) на о-ве Кунашир и др., — то более однородной и слабо дифференцированной формации — океанская свита (600—700 м) на островах Парамушир, Шумшу и др. По осадочным членам эти формации могут быть отнесены к островным, наземным и подводным в целом прибрежным типам. В том же режиме вулканизм и осадконакопление продолжались и в плейстоцене и не прекратились в настоящее время. На островах и в прилегающей части акваторий, особенно с западной стороны дуги, формируется базальт-андезит-дацитовая дифференцированная вулканогенно-осадочная островная формация, мощность которой под наиболее высокими вулканами (Алаид на о-ве Атласова, Тятя на о-ве Кунашир и др.) достигает 2000 м. Между вулканами накапливаются коллювиальные и другие континентальные, а также флювиальные, прибойные, планктоногенные диатомовые и другие морские отложения значительно меньшей мощности.

Алеутская островная дуга в западной своей части — это Командорские острова — Беринга и Медный, сложенные палеогеновыми и неогеновыми вулканическими и осадочными формациями, во многом аналогичными формациям Курильских гряд и лишь частично иного возраста: на Командорах осадконакопление шло и в палеогене, когда в зоне Курил отмечался перерыв. Разрез над уровнем океана начинается с преображенской серии [6,8], расчленяющейся на две свиты: медновскую (более 600 м) — нижняя часть эоцена, возможно и верхи палеоцена [4,9] — и жирновскую (600 м) — эоцен. Они соответственно относятся к островной андезит-дацит-риолитовой и подводной базальтово-флишевой формациям. Их никак нельзя квалифицировать как инициальные, скорее они апикальные, т.е. завершающие тектоно-магматический цикл, в течение которого в земной коре вывелись камеры с кислой магмой. Осадочные члены разреза — преимущественно обломочные породы, от блоково-глыбовых до алевроитовых, а также глины, туфы, лаво- и гиалокластиты и единичные биокластовые (в том числе и балянусовые) известняки — четко циклитовые и генетически относятся к турбидитам, олистостромам и другим подводно-коллювиальным, планктоногенным (радиоляриты, диатомиты) и единичным хемогенным (яшмы, кремни) отложениям. Обстановка накопления склоновая и присклоновая глубоководная, условия высокосейсмичные, воды умеренно теплые, исключаяющие соединение с Арктическим океаном.

В течение позднего эоцена, олигоцена и раннего миоцена вулканизм практически прекратился и после некоторой тектонической перестройки (угловое несогласие) сформировалась мощная (свыше 2000 м) беринговская серия — олистостромово-конгломерато-песчано-

диатомитовый флиш, практически неотличимый от среднемиоценового флиша Курильских островов. Состав обломочного материала также очень сходен — вулканитовый (базальты, андезиты, реже дациты и риолиты) в основном, но со значительным содержанием обломков аргиллитов, алевролитов, песчаников, кремней, глинистых сланцев, известняков. Многие из них неизвестны в разрезе Командорских островов. Единичными гальками и гравийно-песчаными зернами встречаются кварциты, слюдястые сланцы, амфиболиты, порфириды, порфиритоиды, эпидозиты и другие метаморфические породы, аркозовые песчаники и метапесчаники, биотитовые и мусковитовые граниты, плагиограниты, гранофиры, диориты, габбро, серпениты и другие интрузивные породы. Довольно обычны известковые раковины пелеципод и биокласты, а также спиккулы кремневых губок. Конглобрекчии, конгломераты и глыбовые олистостромовые накопления составляют 15—20% объема формации, дресвяники и гравелиты — 3—5%, песчаники — 30—40%, алевролиты — 5—10%, глины — 1—3%, опоки и диатомиты — 15—25%, кислые витрокластические туфы — 1—3%, известняки — 1—2%. Преобладают несортированные или плохо сортированные породы, широко распространена градационная слоистость, обычны блюдцеобразные текстуры, конволютная, оползневая текстура, слабое развитие или отсутствие косой слоистости, подошвенные слепки борозд размыва и другие механические глифы, а также биоглифы, знаки внедрения и глиняные диапиры, часты фрагменты слаболитифицированных осадков в неустойчивом, даже в вертикальном положении, однозначно указывающие на спазматичность мобилизации, переноса и отложения в виде лавин.

Литотипы слоев, генетические типы отложений и их парагенетические ассоциации типичны для флиша. Господствуют турбидиты (более 50—70%), гравитационные коллювиальные накопления (10—20%), олистостромы (5—10%), планктоногенные диатомиты (20—30%), а контуриты (3—5%) и туфы (1—3%) — подчиненные. Во флише Командор можно полно наблюдать интересные интракрупальные образования — нептунические, или кластические песчаные и дресвяные дайки и силлы толщиной до 10 м. Местами на расстояниях в сотни метров, например на океанском побережье о-ва Беринга в бухте Непропускковой, общий объем их составляет 60—70% толщи, а вмещающий песчано-диатомитовый флиш остается разобщенными целиками размером в метры—первые десятки метров. То, что такие дайки и силлы становятся формациеобразующими, свидетельствует о слабой литифицированности отложений глубоководных конусов выноса, большой тиксотропности их зернистых слоев, способных переходить в плавунное состояние под влиянием нагрузок или встряхивания конусов, что является обычным в условиях высокой сейсмичности и при неустойчивом положении конуса на наклонной поверхности континентального склона. При этом легко образуются секущие или послонные трещины, сходные с трещинами отседания, и в них нагнетается плавунный материал. Он изливается и на поверхность конусов, образуя песчаные пласты без градационности, которые можно считать разновидностями флюксотурбидитов.

Флишу беринговской серии свойственна многограновая цикличность — от элементарных дециметровых турбидитно-планктоногенных циклитов, наиболее полно развитых в средней части конусов, до макро- и мегациклитов. Наиболее крупные циклиты приняты за регионально-стратиграфические подразделения — свиты. Выделяются водораздельная (1050—1250 м) и вышезалегающая с базальными конгломератами подутесная (600—650 м) свиты. Подутесная свита, венчающая разрез, включает массивные косослоистые песчаники довольно мелководного типа, указывающие на наступившее временно компенсирование прогибания. Поэтому флиш может считаться апикальным, завершающим прогибание. И действительно, разрез беринговской серии не фиксирован сверху, он был размыт при наступившем воздымании и осушении территории.

В базальных конгломератах подутесной свиты залегают замечательные мелкогалечные конгломераты по р. Буян названные буяновскими, на 10—30% состоящие из идеально окатанных и отполированных опалов, агатов, яшм и других полудрагоценных камней. Этот высокостарый материал свидетельствует о залегании в фундаменте Алеутской дуги мезозойско-палеозойских осадочно-магматических и метаморфических комплексов, из которых только и могли происходить эти гальки. Такой фундамент выходит на дневную поверхность на восточных островах дуги. Следовательно, и в ней обнаруживаются те же черты строения и геологической истории, что и у Курильской дуги [9,10]. Эти дуги, таким образом, закладывались не на океаническом основании, как нередко считают [4,9], а на достаточно зрелом, претерпевшем полициклическое развитие фундаменте, включающем осадочно-метаморфические комплексы по крайней мере мезозойского, а скорее и палеозойского возраста. Такое предположение подтверждается геофизическими данными [1,2,4,5,9,10], устанавливающими утолщенную (до 25—30 км) земную кору переходного (от континента к океану) типа и наличие "гранитного" слоя. К такому же выводу пришли Е.М. Рудич, С.Ю. Желубовский, К.Ф. Сергеев [5] и другие исследователи Курил.

Об умеренно теплых водах океана свидетельствует большая карбонатность отложений, которая выражается в обильной известковой макро- и микрофауне и высокой общей конкреционности (до 5—10%), представленной известковыми стяжениями как в глинах, так и в алевролитах и песчаниках, в известковом цементе и пластах известняков. Обогащенность растительным детритом свидетельствует о гумидном климате.

Разрез коренных отложений заканчивается алеутской серией [6,8], представленной двумя мало распространенными на Командорах и совместно не встречающимися свитами: юшинской (верхи среднего миоцена—верхний миоцен), развитой лишь на северо-западе о-ва Беринга (до 600—650 м), и водопадской (плиоцен, 300—400 м), распространенной на юго-востоке о-ва Медного. Это типические островодузные, в основном субаэральные осадочно-вулканические формации: базальт-андезито-базальтовая и трахибазальтовая с гипабиссальными долеритами и трахидолеритами (юшинская свита) и базальт-анде-

зит-дацитовая (водопадская свита). Субэкральные и мелководно-морские коллювиальные, прибойные и прибрежно-флювиальные отложения, четко косослоистые, с мелководными моллюсками составляют до 50—60% объема формаций. Обломочный материал на 95—98% автохтонный. Единичными гальками и валунами встречены граниты, диориты, амфиболиты, горнблендиты, анортозиты, порфирииды, красные яшмы, зеленые кремни, фтаниты, кварцевые метапесчаники и слюдястые сланцы. Некоторые из этих пород поднимаются драгированием цокола островов. Среднемиоценовый возраст юшинской свиты определяется не только по фауне и диатомовой флоре, но и К-Аг методом, дающим возраст синвулканических гипабиссальных интрузий в 20—25 млн лет [3,9]. Центры вулканизма сместились в тыловую часть дуги и располагались к северо-востоку от о-ва Беринга. На центральных и восточных островах Алеутской дуги вулканизм среднего и позднего миоцена был более активным [9,10]. Возраст водопадской свиты теми же методами определяется в 5—7 млн лет [3]. На о-вах Канага и Танага в аналогичной толще найдена морская моллюсковая фауна плиоцена. Аналогичная фауна обнаружена О.А. Шмидтом (9) в песчаниках северо-западной оконечности о-ва Беринга, что позволяет отнести небольшие выходы основных и средних вулканитов к водопадской свите. Излияния базальтов, андезитов, дацитов и риолитов на островах Кыска, Крысьих, Андреяновских и Лисьих, а также на Аляске продолжались и в плейстоцене и голоцене и не прекратились в настоящее время [10].

Большое сходство геологических формаций, тектонической структуры и геологической истории Курильской и Алеутской островных дуг и близость их по тем же аспектам к Камчатке и Японским островам указывают на единый стиль геологического развития всей переходной от континента к океану зоны. Понять его можно сравнением с хорошо изученными аналогами, в которых известен полный формационный ряд, начиная от заложения, кончая замыканием. В качестве таких тектонотипов подвижных зон выступают геосинклинальные пояса, например, Уральский, Кавказский, Восточно-Австралийский, вулканические пояса, например, Центрально-Казахстанский девонский или Монголо-Охотский мезозойский, а важнейшим аспектом сравнения — формационные ряды. Именно геоформации наиболее полно и глубоко отражают тектонические типы, стиль развития и геологическую историю целостных геологических областей — регионов. Несмотря на вполне естественные различия, обусловленные, например, большей или меньшей магматичностью, преобладанием субаквальных или субэкральных условий, формации островных дуг полностью аналогичны формациям Уральской геосинклинали и других подвижных поясов и не имеют ничего общего с собственно океаническими. Следовательно, северо-западная часть Тихого океана развивалась в течение мезокайнозоя и, вероятно, в палеозое по геосинклинальному типу.

Какова же направленность этого развития и что в прошлом представляла собой данная окраина — часть океана или часть конти-

нента? Есть ли отличия в развитии зоны от известных геосинклиналей, и если есть, то чем они вызваны?

Развитие геосинклиналей направлено к их замыканию и превращению в складчатые сооружения. Однако в таких геосинклиналях, как Альпийская, завершение одного геосинклинального цикла прерывалось новыми фазами растяжения, вулканизма и прогибания, и они становились полициклическими. Еще в большей мере это относится к северной и западной (как впрочем и к восточной) окраинам Тихого океана, в которых на протяжении всего мезокайнозоя преобладали тенденции к расширению и опусканию. Поэтому среди формаций практически отсутствуют молассы и шпир. Большие массы грубообломочного материала, возникающие на склонах вулканических хребтов, из-за узости шельфов сбрасывались на дно глубоководных котловин и входили в состав флиша (хромовская свита на о-ве Шикотан, беринговская серия на Командорах). Флиш — самая характерная формация переходной зоны, и его роль в формировании осадочного чехла в процессе ее эволюции возрастает одновременно с возрастанием доли пелагических элементов формации. Это свидетельствует о наступании океана на континент и об образовании всей переходной зоны за счет континента, длительное время, по крайней мере в течение мезозоя и кайнозоя, испытывающего деструкцию.

Эволюция осадконакопления и вулканизма, типы формаций и их вещественный состав указывают, таким образом, на сложную многоярусную тектоническую структуру островных дуг, древние, по крайней мере палеозойские, их ядра (они не моложе континентальных окраин континентальной части Азии), полициклическое геосинклинальное развитие, поддерживавшееся перманентно проявляющимися растяжением и опусканием континентальной окраины, и геологическую молодость (плиоцен—антропоген) современного выражения островных дуг. Они возникли не на океанической коре, а в основном как остаточные образования в результате спрединга, большую часть рассеянного, приведшего к образованию всего пояса окраинных морей: Берингова, Охотского, Японского, Желтого, Восточно-Китайского, Филиппинского и Кораллового. Эти растягивающие усилия характеризуют и современный режим, что подтверждается отсутствием надвигов и покровов, как и развитой складчатости, в дайковых поясах и образованием в тылу дуг глубоководных котловин с корой океанического типа, например Южно-Курильской. Весь восток Азии, как и Австралии, — зона долгоживущей тектономагматической активности, и определяющими процессами осадконакопления в ней являются эндогенные. Однако и собственно экзогенные осадочные процессы, например перемещение больших масс обломочного материала и скопление его в узких зонах подножий склонов, становятся факторами тектонических движений, возможно даже ускоряющихся при нагрузках. Эволюция условий экзогенной среды проявилась в циклическом понижении температуры вод, снижении карбонатности и возрастании планктоногенного кремнеаккумуляции, главным образом диатомового.

## Abstract

The sedimentary formations of Kuril and Aleutian island arcs, as well as Kamchatka and Japan Islands first of all consist of terrigenous and volcanic clastic rocks graywakes. The second main group are siliceous rocks. As genetic types of deposits they are turbidites, olistostromes, talus and collapse deposits also planctonogenic sediments. They indicate about deep-water environments of sedimentation but also about distribute or high amplitude relief.

The clastic components of rocks are not of great variety: the fragments of basaltes, andesites and other volcanic rocks appear as dominating. They are mostly autochthonous. None the less subordinate and accessory clastic fragments have a great importance as indicators of the sources of the terrigenous components. They are argillites, arkoses, jaspers and other cherts, opals, agates, limestones, quartzites, metasandstones, metamorphic slates, schists, amphibolites, gneisses, granites etc. This sand grains, pebbles and boulders suggest an ancient sialitic foundation of the islands and the community of structure and history with Kamchatka and Japan.

Developing of region as a geosynclinal zone (dispersal spreading, rifting and oceanisation) is a main substance of a tectonic evolution of this transitional zone.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга—желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
2. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
3. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. 250 с.
4. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
5. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
6. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
7. *Фролов В.Т., Бурикова И.А., Гуцин А.В.* Зоны высокой магматической проницаемости южной части Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С. 40—46.
8. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В.* и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
9. *Шмидт О.А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
10. *Шор Дж.* Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки. М.: Мир, 1970.

*В. В. Еремеев*

**ФАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ  
И ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ  
У ПОДНОЖЬЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА  
ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА  
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)**

Исследования осадочного чехла в пределах пассивной окраины Центральной Атлантики у подножья континентального склона Южно-Американского континента на границе с абиссалью к востоку от Малой Антильской дуги и к северо-востоку от Гвианского побережья, в зоне дистальной части конусов выноса рек Южной Америки — Ориноко, Карантейн, Эйсенкибо — позволили всесторонне рассмотреть эволюцию указанной части океанического бассейна. В ходе рейса НИС "Академик Николай Страхов" детально с помощью геофизических методов и отбора пятиметровых трубок изучен участок океанской плиты площадью 300×300 км, имеющий относительно простой рельеф, поверхность которого спокойно погружается в северо-восточном направлении. Материалы батиметрической съемки показали, что по структурно-морфологическим признакам и тектонической приуроченности с юга на север выделяются три геоморфологических типа рельефа: крутой, относительно расчлененный рельеф основания континентального склона; глубоководный эрозионно-аккумулятивный рельеф подножья континентального склона (периферические части подводных конусов выноса); глубоководный аккумулятивный рельеф абиссальной равнины. Они формируют единый взаимосвязанный ряд от континентального склона к абиссальной равнине.

Наибольший интерес для понимания особенностей седиментации представляют собой эрозионно-аккумулятивный рельеф подножья континентального склона, который возник в области сочленения континентального склона и абиссальной равнины и формировался при активном привносе осадочного материала реками. Сносимый осадочный материал создавал относительное геоморфологическое равновесие рельефа между верхней бровкой континентального склона и абиссальной равниной. Он характеризуется наличием двух хорошо выраженных смежных подводных конусов выноса и их периферических частей.

Юго-восточный конус имеет большую площадь и более сложное строение чем восточный и, в свою очередь, состоит из двух сросшихся более мелких конусов. Поверхность конуса расчленена системой субпараллельных каньонов, русел и протоков, преимущественно северо-западного простирания. Наблюдается веерообразное расхождение от наиболее приподнятой части конуса выноса к дистальной. Форма и глубина каньонов и протоков от вершинной части конуса к дистальной меняется. В вершинной части конуса это долины V-образной формы, ближе к дистальной части глубина долин уменьшается, они приобретают U-образную форму, что свидетельствует

об окончании эрозионной деятельности глубоководных потоков. В дистальной части конуса поверхность изрезана в очень малой степени, долины и протоки более мелкие. Резкой границы между конусом выноса с его всхолмленным эрозионно-аккумулятивным типом рельефа и абиссальной равниной не устанавливается.

Рельеф западного конуса выноса характеризуется теми же чертами строения, что и юго-восточного. Веерообразная структура системы эрозионных врезов выражена нечетко, хотя оба конуса выноса формировались из одной каньонно-веерной системы. В западном конусе отсутствуют хорошо выраженные V-образные долины, преобладают U-образные, а по самой периферии — корытообразные с плоским дном и прирусловыми валами. Это указывает на принадлежность западного конуса наиболее удаленным частям конуса выноса рек Гвианского побережья.

Северная, северо-восточная и восточная части полигона являются областью абиссальной равнины — Гвианской котловины с аккумулятивным рельефом.

Установлено, что поверхность, на которой отлагались осадки палеоконусов выноса рек Ориноко, Эйссекибо и Карантейн, является эрозионно-тектонической и могла сформироваться в условиях относительно высокого стояния дна океана, формирование конусов выноса рек в разные отрезки времени было различным и зависело от количества поступаемого материала и структуры поверхности, на которой он отлагался.

На основании изучения морфологии склона выделены: южный конус выноса между 54—56° з.д.; западный конус выноса между 56—57° з.д.; абиссальная равнина между 12—13°30' с.ш. Изучение генетических признаков осадков верхнего интервала осадочного чехла позволило выявить основные генетические типы, фации и макрофации, проследить их в пределах всех разрезов, построить профили, увязав все разрезы, и восстановить особенности седиментации.

Отложения макрофации постоянно действующих сильных и быстрых мутьевых потоков, связанных с системами каньонов (каналов) — пески и алевроиты, несущие все признаки турбидитов (эпизодичность появления, градационная сортировка материала, резкая контрастность гранулометрии на фоне окружающих осадков, связь с системами каньонов, приуроченность к зонам от верхней части континентального склона до абиссальной равнины). Наблюдается латеральное замещение песчаных турбидитов песчано-алевритово-глинистыми, что указывает на переход от центральной части потоков к фланговым и хвостовым.

Турбидиты изучаемого региона относятся в основной своей массе к типу А, реже В, по классификации А. Боума, редко встречаются циклы С. Турбидиты типа С характеризуются тем, что элемент С подразделяется на нижнюю часть с косой слоистостью и верхнюю с косоволнистой выполаживающейся слоистостью. Гранулометрическая градация совпадает со сменой текстур в связи с ослаблением потока. При этом песчаные осадки с косой однонаправленной слоистостью, переходящей в линзовидную, отвечают фации осадков

центральных частей мутьевых потоков; песчано-алеврито-глинистые с тонкой линзовидной слоистостью — фации осадков фланговой или хвостовой части мутьевых потоков. Песчано-алевритовые осадки без видимой слоистости, участками с косою однонаправленной слоистостью и градиционной сортировкой, формировались в зоне вдоль края каньона в условиях приканьонных валов и отвечают фации песчано-алевритовых осадков приканьонных валов. Глинисто-алевритовые осадки накапливались в зоне, наиболее удаленной от стержневой части каньона, в условиях со слабой динамикой водной среды и отвечают фации глинисто-алевритовых осадков дистальных частей каньонов (приканьонных зон выноса). В целом указанные отложения характеризуют обстановки осадконакопления, приуроченные к интервалу от верхней части континентального склона до абиссали.

Отложения макрофации эпизодических слабых и сильно разжиженных мутьевых потоков, не связанные с каньонами (каналами), а также контурных и склоновых течений располагаются в межканьонных участках краевых частей конусов выноса. Они возникали время от времени, располагаясь вдоль континентального склона, являясь отложениями склоновых течений, со слабой динамикой водной среды и представлены чередующимися алевролитами и алевритистыми глинами. Осадки образовывались в том случае, когда непосредственно с бровки шельфа происходило оползание, смыв и разнос материала мутьевыми потоками; при этом, однако, не происходило врезания каналов. Фация алеврито-глинистых осадков краевой части конуса выноса характеризует осадконакопление в условиях плоскостного сноса терригенного материала; осадки представлены ритмически чередующимися мелкоалевритовыми и алеврито-глинистыми породами с четко выраженной горизонтальной слоистостью, при этом нижняя граница алевритовых прослоев резкая, вверх переход постепенный.

Фация глинистых осадков с незначительной примесью алевритового материала краевой части конуса выноса характеризует осадконакопление с наиболее слабой динамикой потока и представлена глинами с редкими тончайшими прослоями мелко- и тонкоалевритового материала и отчетливо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью.

В целом отложения данной макрофации характеризуют собой седиментацию в краевых частях конусов выноса, где непрерывный поток глинистого, довольно тонкого материала время от времени пополняется более крупным материалом слабых контурных и плоскостных разжиженных мутьевых потоков и склоновых течений, возникающих вдоль континентального склона.

Отложения макрофации глубоководной седиментации формировались за счет оседания взвешенного материала, поступавшего с континента, и за счет осаждения планктонного биогенного материала. Характерна медленная устойчивая вертикальная седиментация без следов динамики водной среды. Выделены фации глинистых осадков и глинистых осадков с примесью органогенно-карбонатного материала глубоководной седиментации.

Выявленная и описанная выше сеть каньонов указывает на прош-

люю активную деятельность мутьевых потоков. Вскрытые трубками отложения приурочены к каньонам-долинам и характеризуются соответствующим набором фаций и генетических типов. При этом наибольший интерес представляют отложения фаций центральных частей мутьевых потоков — турбидитов, составляющих около 12% отложений.

Отложения, характеризующие межканьонные возвышенные участки континентального склона, охватывают юго-восточную, северную и отдельные полосы центральной части полигона и ориентированы в юго-западном и северо-восточном направлениях. Это тонкое ритмичное чередование алевритов и алевритистых глин, алевритистые глины с примесью алевритов, редкие прослои алевритов. Фланговые разновидности турбидитов представлены алеврито-глинистыми образованиями, характеризующими обстановку периферии конуса выноса за пределами артерий, питающих конус. В отдельных участках центральных частей полигона присутствуют однородные тонкогоризонтальнослоистые алевролиты, характеризующие обстановки прибортовых частей каньонов и межканьонных участков — латеральные переходы каньонных образований. Осадки, развитые в северной части полигона, характеризуют обстановку осадконакопления на границе конуса выноса и абиссальной равнины.

В пределах области восточного конуса выноса р. Карантейн отчетливо проявляется микроциклическое строение. Верхний микроцикл сложен глинистым илом с фораминиферами (до 15%), мощность — 50—65 см. Ниже отложения второго микроцикла мощностью 50—60 см представлены тонким чередованием алевролитов и алевритистых глин; глин и алевритистых глин; алевролитов; чередованием песков, алевритов и глин (дистальная часть турбидита); тонкими прослоями песчаных турбидитов. Турбидиты встречаются в пределах всего интервала. Мощность отложений третьего микроцикла 30—45 см. В основании — песчано-алевролитовый турбидит центральной части, переходящий в дистальную разновидность глина—алевролит—песок. Выше развиты глины и глины с алевритами. В основании отложений четвертого микроцикла песчано-алевролитовый турбидит, по простирацию переходящий в турбидит дистальной части. Выше глина с прослоями алевритов. Мощность микроцикла 20—30 см. Отложения пятого микроцикла имеют мощность 20—30 см, в основании — песчано-алевролитовый турбидит, переходящий в турбидит дистальной части. Выше глина с прослоями алевритов. Отложения шестого микроцикла имеют мощность 40—50 см, в основании турбидиты, выше толща глин с алевритовыми прослоями, при этом частое чередование прослоев турбидитов (4-5). Их изменчивость определяется изменением мощности мутьевых потоков и различной локализацией их разгрузки. Отложения седьмого микроцикла также характеризуются наличием в основании песчаного турбидита, переходящего в дистальные турбидиты. Выше развиты глинистые осадки, чередование глин, алевритистых глин. Они также содержат включения турбидитов. Мощность микроцикла 40—50 см. Мощность отложений восьмого микроцикла 50—70 см, в основании — песчаные турбидиты с резкой нижней границей, по простирацию переходящие в образования дистальной части. Выше

отложения алевритов и глин с тонкими включениями турбидитов. Отложения девятого микроцикла имеют мощность 60 см, в основании — турбидиты. Выше развиты глинистые осадки, переходящие в глины с прослоями алевролитов.

Присутствие турбидитов показывает, что по указанному профилю разрезы можно отнести к ложбинам и пологим погребенным каньонам. Станциями 18, 19 и 24 вскрыты фланговые периферические части конуса; здесь циклы сопоставлены по положению в разрезах песчаных и алевритовых турбидитов и алевритовых конуритов. Станции 7 и 8 вскрыли межканьонные и каньонные прирусловые валы, являющиеся связующими с разрезами западного конуса выноса. Разрез станции 22 коррелируются с разрезами не только восточного, но и западного конуса.

Западный конус выноса также имеет микроциклическое строение. Станции 14, 16, 17, 9, 12, 13 расположены в пределах каньона или на его бортах, станции 7, 8, 15 вне каньонов, в пределах приканьонных валов и возвышенностей.

Верхний микроцикл мощностью 50—60 см от поверхности до маркирующего окисленного слоя сложен глиной с фораминиферами и ходами илоедов. Основанием является слой оливково-зеленого лимонитизированного алеврита (маркирующий уровень). Второй микроцикл (35—65 см) в основании повсеместно представлен песчаными турбидитами, которые устанавливаются в этом же интервале разреза южного конуса, турбидиты образуют несколько пачек. Верхняя часть представлена хорошо отмученной, тонкой глиной, реже алевритистой с тонкими прослоями алевритов. Третий микроцикл характеризуется наличием в нижней части прослоев песчаных турбидитов, переходящих по простирацию в алевриты, отсутствуют они лишь в районе станции 12. Верхняя часть интервала сложена хорошо отмученной или с примесью алеврита глиной или глиной с прослоями алевритов. Мощность четвертого микроцикла 45—50 см, в нижней части располагаются песчано-аледритовые турбидиты. По латерали и вниз по склону они выклиниваются. Верхи сложены тонкоотмученной глиной с тонкими прослоями алевритов. Мощность пятого микроцикла 30—65 см, в основании расположены прослои песчано-аледритовых турбидитов, переходящих во фланговую фацию. В верхней части интервала преобладает глина, содержащая тонкие алевритовые прослои. Шестой микроцикл четко выделяется по срезам станций 9 и 15; основание интервала выделяется по подошве алеврито-песчаного турбидита. Аналоги слоя на станциях 8, 15 и 16 — крупные прослои алеврита, являющиеся фланговой фацией турбидитов. Седьмой, восьмой и девятый интервалы выделены в осадочной толще по подошве турбидита. В нижнем интервале отмечается несколько прослоев турбидита. Верхняя часть — глинистые породы с алевритом.

В целом для западного конуса характерна отчетливая циклическость и большая мощность, при этом широко распространены песчаные турбидиты, прослои которых прослеживаются вниз по континентальному склону более чем на 160 км.

Зона северной части полигона — стык равнины и северного ко-

нуса выноса. В этой зоне алевроит-песчаные турбидиты выклиниваются. На абиссальной равнине наибольшим распространением пользуются светлоокрашенные глины окислительной обстановки с включениями биогенного карбонатного материала или без них. Маркирующими уровнями являются пакеты тонко чередующихся глин и алевроитистых глин, которые служат границами стратиграфических срезов и являются отложениями потоков, не связанных с системами каналов.

Первый микроцикл занимает интервал мощностью 70—90 см от поверхности дна до подошвы первого пакета тонко чередующихся глин и алевроитистых глин. Верхняя часть интервала сложена однородными глинами с фораминиферами. Мощность второго микроцикла 35—45 см. В нижней части интервала — чередование глин и алевроитистых глин, выше — тонкоотмученная глина или с алевроитовой примесью. Граница третьего микроцикла мощностью 45—50 см проводится по основанию песчаного турбидита, переходящего в алевроитовый; далее турбидит выклинивается к абиссальной равнине и переходит в переслаивающиеся тонкоотмученные глины с илоедами. В верхней части — глины и алевроитистые глины, часто с ходами илоедов. Четвертый микроцикл мощностью 100—110 см характеризуется наличием в основании его прослоя песчаного турбидита, переходящего по простиранию в алевроитовый и к абиссальной равнине — в глины с фораминиферами и чередование глин с алевроитистыми глинами. Мощность пятого микроцикла — 80—100 см; в основании — тонкое чередование алевроитов и глин либо лимонитизированная зона. Верхняя часть интервала — глина с ходами илоедов и фауной. В нижней части шестого микроцикла мощностью 80—100 см слой песчаного турбидита. Выше повсеместно глины с фораминиферами либо редкими прослоями глинистого вещества.

Таким образом, повсеместно нижняя граница первого микроцикла маркируется пакетом твердых алевролитов с лимонитом, что соответствует определенной батиметрической зоне на профиле океанского дна, где геохимическая граница параллельна дну. Нижняя граница второго микроцикла повсеместно начинается песчано-алевроитовым турбидитом либо его аналогом — алевроитом с линзочками песка, на западном конусе в осадках указанная граница невыразительна, но выше располагается пачка сближенных песчаных турбидитов. Граница третьего микроцикла выделяется на западном конусе в основании пачки турбидитов и по одиночным слоям на юге и севере. На абиссальной равнине, фланговых и межканьонных участках конусов эта граница проблематична. Граница четвертого микроцикла на западном конусе прослеживается по прослою турбидитов среди глин, на южном — в основании интервала, насыщенного турбидитами, на северном — в основании единичного слоя турбидита. Граница пятого и шестого микроциклов также прослеживается по основанию слоя песчаных турбидитов. Граница седьмого и восьмого микроциклов также отчетливо выражена по песчано-алевроитовым слоям турбидитов и установлена четко только на станции 9. Границей станции 9 служит слой песчаного турбидита, переходящего вверх в глинистые образования.

Песчаные слои турбидитов прослеживаются на десятки километров, а затем выклиниваются, корреляция на больших расстояниях зависит от протяженности слоев (плоских линз), вытянутых цепочкой. Вкрест простирания континентального склона турбидитовые слои песка распространены на десятки и первые сотни километров, при этом происходит замещение турбидитов песчано-алевритоглинистой ассоциацией и затем выклинивание, что соответствует переходу от центральных частей мутьевых потоков. Мощность турбидитов менялась в зависимости от массы и скорости мутьевых потоков. Наиболее интенсивная разгрузка мутьевых потоков происходила в зоне перехода склона на абиссальную равнину. Турбидитовые слои алевритов обладают такой же протяженностью, как и турбидитовые слои песчаников, при этом ареал алевритов вдоль континентального склона шире ареала песков. Слои глины — наиболее стабильный компонент разреза, их изменение определяется положением по отношению к конусу выноса. Во фланговых частях конуса наблюдается замещение глины тонким чередованием глины с алевритами. В зоне каньонов слои глины выдержанные, сложены тонкоотмученным материалом, иногда происходит замещение на алевритистую глину. В каньонах отмечается уменьшение слоев глины в каньонах при размыве их мутьевыми потоками. Песчаные турбидиты каньонов постепенно замещаются пакетами чередования алевритов и глин, а затем чистыми глинами или глинами с воздействием контуритов. Алевриты в пакетах тонкого переслаивания по простиранию переходят в глину.

Формирование первого цикла происходило в спокойной обстановке седиментации, в условиях спокойной динамики водной среды, при этом образовывались однородные глины без признаков слоистости. Привносились они с континента в виде взвешенного материала; в осадок поступали также раковины фораминифер.

Формирование второго цикла характеризовалось периодическим врезанием песчаных мутьевых потоков, которые во фланговых частях сменялись песчано-алевритово-глинистыми образованиями, и в межканьонных участках выклинивались.

В южном конусе выноса центральная часть песчаного мутьевого потока располагалась только в пограничной зоне, в остальных зонах — песчаные и песчано-алевритовые, а также алевритовые потоки фланговых частей. Действие потоков прерывало седиментацию в условиях спокойной динамики водной среды, при этом еще накладывалось действие сильно разжиженных потоков, не связанных с каньонами.

Формирование третьего цикла происходило в условиях спокойной седиментации, прерываемой действием контурных течений. В начальный этап в пределах южного и западного конусов действовали мутьевые потоки, накапливались осадки их центральных частей. В пределах северного конуса выноса действие потока проявилось лишь в одном месте.

В период формирования четвертого цикла в начальную фазу действие потоков проявилось на севере. На юге действовали контурные течения. В дальнейшем повсеместно происходило отложение тонкоотмученных глин с примесью алевритового материала.

В период формирования пятого цикла в начальную стадию накапливались осадки мутьевых потоков лишь в районе станции 8 южного конуса. В дальнейшем происходило накопление глин в условиях спокойной седиментации при слабом воздействии контурных течений.

Таким образом, осадконакопление в пределах указанной зоны осуществлялось в условиях центральной части каньонов (долин), флангов, межканьонных участков и обстановок абиссальной равнины. При этом во времени чередовались периоды придонной садки наиболее тонкого глинистого материала, приносимого мутьевыми потоками и течениями. Осадки терригенного происхождения, преобладают алевриты и реже пески, в виде включений в тонкоотмученной глине присутствует карбонатный материал, поступавший из верхнего слоя. Наиболее характерными фациальными замещениями являются фациальные переходы глин, формировавшихся в условиях медленной вертикальной седиментации, в чередовании алевритов и алевритистых глин, формировавшихся за счет наложения контурных течений. Песчаные отложения центральных частей мутьевых потоков приурочены к зоне нижней части конусов выноса, песчано-алеврито-глинистые образования — к фланговым или хвостовым частям мутьевых потоков.

Выявленная батиметрическими промерами эрозионная сеть на конусах выноса является древней и в настоящее время происходит ее захоронение.

Осадконакопление происходило в полосе у подножья континентального склона шириной около 100 км с перепадом глубин 3600—4500 м, полигон расположен в области нижнего веера-каналов, затухающих на абиссальной равнине. Накапливались пелагические осадки в условиях слабой динамики водной среды, а также в условиях активной динамики. Происходила главным образом пассивная аккумуляция осадков и погребение ранее возникшего эрозионного рельефа.

Детальное изучение минерального состава всех генетических типов осадков показало наличие в составе их обломков кварца, полевых шпатов, обломков пород темноцветных минералов, вулканических стекол и аксессуарных минералов. Обломки кварца составляют 40—80% среди терригенной части, отчетливо выделяются три генетических разновидности. Кварц вулканогенных пород — зерна дипирамидального габитуса либо их остроугольные обломки с включениями зерен апатита. Кварц гранитов — изометричные зерна с неровным мозаичным погасанием с включениями зерен полевых шпатов, слюды, рутила, турмалина и циркона. Кварц метаморфизованных пород представлен удлиненными зернами мозаичного погасания с включениями слюды и хлорита. Обломки полевых шпатов (5—10%) представлены кристаллами микроклина таблитчатой формы, слабоизмененные с микроклиновой решеткой, а также ортоклаза таблитчатой формы, пелитизированные. Темноцветные минералы составляют 1—3% и представлены обломками кристаллов пироксена и амфибола. Присутствуют также зерна слюды, агрегаты хлорита и рудные минералы — лейкоксен и магнетит. Обломки пород представлены обломками гранитов, кварцево-слюдистых сланцев, гнейсов и кварцитов. Обломки вулканитов основного состава с различной пилотакситовой, трахитовой и ин-

терсертальной структурой основной массы, обломки вулканитов кислого состава состоят из слабо раскристаллизованной основной массы и вкрапленников кварца.

Анализ распределения терригенных компонентов в разрезе и на площади позволил выделить различные терригенно-минеральные ассоциации, генетически связанные с разными областями сноса. Это ассоциация песков и алевритов с гранитно-гнейсовым обломочным материалом, приуроченная к отложениям восточного конуса выноса. Источником ее явились граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, сланцы, кварциты, железистые и железисто-марганцевые кварциты архейско-раннепротерозойского комплекса Гвианского щита, который с конца нижнего протерозоя и до настоящего времени является областью поднятий и на протяжении всей эволюции Атлантики являлся источником терригенного материала, поставлявшегося реками Эйсекибо и Карантейн. Ассоциация песков и алевритов с вулканогенным материалом приурочена к отложениям западного конуса выноса. Источником ее явился вулканогенно-осадочный комплекс покровно-складчатого сооружения Карибских цепей, размывавшийся рекой Ориноко.

Связь двух ассоциаций с различными питающими провинциями и отсутствие их смешения в пределах полигона указывает на то, что терригенный материал поступал с континента по двум совершенно различным каналам — двум системам каньонов. При этом четкое разграничение, приуроченность к различным конусам выноса и почти полное отсутствие смешения двух ассоциаций и, следовательно, двух потоков указывает на то, что верхние части каньонов находились далеко на шельфе. Привнос материала осуществлялся в условиях активной динамики водной среды. Одновременно с обломочными минералами из областей сноса поступали глинистые минералы.

Для гранитно-гнейсовой ассоциации конуса выноса реки Ориноко характерен каолинит-гидрослюдистый комплекс с хлоритом. Это различно деградированные аллотигенные минералы ближнего и дальнего разноса. В зону седиментации с суши поступали продукты субаэрального разложения биотита типа биотит—вермикулит. В осадках происходило расщепление крупных пластинок биотита на мелкие чешуйки, обесцвечивающиеся с выносом железа и переходом в аутигенную гидрослюду. Каолинит является типично аллотигенным образованием и поступал из источников сноса в зону седиментации. Хлорит также является аллотигенным образованием, генетически связанным с размывом гранито-гнейсового комплекса. В целом распределение глинистых минералов указывает на стабильность их соотношений, однако по направлению к абиссали роль каолинита уменьшается.

Для вулканогенной ассоциации конуса выноса реки Карантейн характерен гидрослюдисто-монтмориллонитовый комплекс с повышенным содержанием диоктаэдрической гидрослюды, содержащей около 5% разбухающих пакетов. Монтмориллонита содержится меньше, его количество увеличивается по направлению к абиссали, причем отмечается появление примеси витрокластического аморфного вещества и филлипсита.

Таким образом, формирование осадочного чехла участка дна у подножья континентального склона Южной Америки в дистальных частях конусов выноса рек Ориноко, Карантейн и Эссекибо осуществлялось при поступлении терригенного материала по каньонам через дельту, шельф и континентальный склон к его подножью. Осадки накапливались в условиях центральной части каньонов, приканьонных валов, краевых частях каньонов, при плоскостном сносе материала с бровки шельфа в пределах абиссальной равнины. Поступление обломочного материала происходило по нескольким каньонам из различных питающих провинций через дельты разных рек. В целом седиментация у основания континентального склона происходила за счет подачи материала потоками с активной динамикой водной среды, ослабевающей к подножью. Наряду с этим происходило оползание материала по склону, его смыв и вынос в виде мутьевых потоков без врезания каналов. Крупные геоморфологические элементы склона возникли в результате длительного накопления обломочного материала, поступавшего с континента Южной Америки.

Сброс материала по континентальному склону был периодическим. Последний этап осадконакопления и современная эпоха характеризуются наиболее пассивным режимом сброса, когда не происходило внедрения постоянно действующих сильных мутьевых потоков и образования турбидитов.

#### Abstract

The sedimentary strata on the bottom at the South American continental rise in the distal parts of the Orinoco, Courantyne and Essequibo fans were deposited by the terrigenous flow from canyons via deltas, shelf and continental slope to its rise. The sediments accumulated in the environments of the central part of canyons, canyon ramparts, marginal parts of canyons, and as a result of sheet erosion when the material was removed from the shelf edge into the abyssal plain. Sediments were supplied to the continental rise with high-energy flows that lost some of their intensity closer to the rise. At the same time the material slid downslope and was removed by turbidity flows so that no canyons were cut in. The last stage in sedimentation and the present epoch have the most passive sedimentary output regime when there were no permanent strong turbidity flows and hence no turbidites.

*Я.И. Аношко, В.К. Лукашев, Н.Н. Хаврюк*

## **ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ НЕОГЕНОВЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ БЕЛОРУССИИ И ПОЛЬШИ И ПОИСКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

В течение ряда лет авторы занимаются изучением кайнозойских отложений Белоруссии и смежных территорий, прежде всего территории ПНР. Этот вопрос рассматривается в монографиях и статьях. Основное внимание уделяется таким важным и сложным научным проблемам как межрегиональные корреляции с помощью литолого-минералогических и геохимических критериев, границы неогена с палеогеном и антропогеном. В данной статье рассматриваются особенности озерно-аллювиального неогенового литогенеза в связи с анализом особенностей распространения полезных ископаемых и их поисками

Осадконакопление в позднем олигоцене—неогене на западе Восточно-Европейской платформы происходило в континентальных условиях. Мощная толща относительно однородных белых и светлоокрашенных кварцевых песков с подчиненными ей линзами огнеупорных глин, кремнистых песчаников и бурого угля подстилается большей частью кварцево-глауконитовыми песками и другими породами палеогена, реже более древними образованиями вплоть до пород докембрия и перекрывается сарматскими глинами или антропогеновыми отложениями. Фациальная обстановка характеризует континентальный тип осадконакопления. Фациальная приуроченность отложений различна: от фаций русел рек с различной динамикой водной среды до фаций застойных пресноводных водоемов. Формирование нижней части толщи происходило в неглубоких старичных и озерных водоемах погребенных речных долин, где накапливались гумусированные пески и органогенный материал, позднее метаморфизованный до бурых углей. Пестроцветные глины отлагались в мелких пресноводных бассейнах озерно-старичного и озерного типов.

Рассматриваемый регион охватывает территорию Белоруссии и ПНР. По современным природным и, вероятно, палеогеографическим условиям неогена эти территории были весьма близкими. Как уже указывалось, в осадочном литогенезе неогена ведущее место принадлежит озерно-аллювиальным отложениям. На облик и состав отложений наиболее сильное влияние оказали такие факторы литогенеза, как климат, характер источников сноса и тектонические процессы. В раннем миоцене климат оставался теплым, влажным, субтропического типа. Климат среднего и позднего миоцена — умеренно теплый, гумидный, с сезонными изменениями влажности и температуры. В течение плиоценового времени неуклонно нарастало похолодание климата и уменьшалась влажность.

Территории Белоруссии и Польши находились под влиянием различных источников сноса, существовавших на западе Восточно-Европейской платформы, что и обусловило различия в вещественном составе осадков.

На своеобразии седиментации и развитие полезных ископаемых активно влияли структурно-неотектонические особенности территории. При общем восходящем характере тектонических движений на отдельных участках происходили эпейрогенические движения, которые привели к формированию угольных пластов и сохранению их от размыва. Наиболее крупные формы неогеновой поверхности унаследованы от донеогеновых и даже допалеогеновых форм, которые также отражены в современном рельефе.

Анализ имеющихся материалов по изменению климата, растительности, характера осадконакопления и тектонических особенностей свидетельствует об их тесной взаимосвязи и отражает общую направленность изменений условий седиментации во времени.

В последнее время в связи с выявлением неогеновых отложений на большой территории Белоруссии, уточнением их состава и строения, возникла необходимость более детального формационного расчленения континентальных отложений неогена этого района. Анализ парагенезиса возникших в существовавших условиях пород позволил выделить формации, образующие вертикальный ряд и отражающие специфику палеогеографических, литологических, геохимических и тектонических условий седиментации. В этот формационный ряд входят буроугольная формация, формация монтмориллонитовых глин и формация алевритов и диатомовых глин. Предложенные названия формаций отражают основные виды полезных ископаемых, на которые можно ориентировать поиски. С отложениями буроугольной формации (поздний олигоцен—средний миоцен) Белоруссии на территории Польши коррелируют пески разнозернистые, алевриты и глины с прослоями бурого угля. Глины формации монтмориллонитовых глин сопоставляются с неогеновыми пестрыми (познанскими) глинами Польши. Отложениям формации алевритов и диатомовых глин на территории Польши соответствуют ритмичные наслоения глинистых и песчаных отложений, характеризующих изменения седиментационных циклов в разрезе толщи плиоцена. К западу фация осадков меняется на более глинистую. Следует сказать, что если на территории Белоруссии большую часть разреза буроугольной формации охватывает среднемиоценовый этап угленакопления, то на территории Польши локальные проявления бурого угля с остатками водной и болотной растительности отмечены в плиоцене (средние и верхние познанские слои).

Сходство неогеновых отложений Белоруссии и Польши обнаруживается и в вещественном составе отложений. Глинистое вещество осадков буроугольной формации преимущественно каолинистового состава, монтмориллонит присутствует в виде примеси. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется в основном устойчивыми к выветриванию и транспортировке минералами, среди которых доминируют рудные, рутил. В этих отложениях на территории ПНР значительна роль гранатов, на территории юга Белоруссии существенно преобладание циркона. Доминирующий аутигенный минерал — пирит.

В составе глинистого вещества формации монтмориллонитовых глин преобладает монтмориллонит; каолинит и гидрослюда при-

сутствуют как примесь. Тяжелые минералы в осадках указанной формации идентичны приведенным выше. Самыми распространенными аутигенными минералами являются пирит и бурые окислы железа.

Формация алевритов и диатомовых глин характеризуется широким участием в составе глинистого вещества монтмориллонита и гидрослюда (до 40%), встречается каолинит, появляются смешанослойные минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Характерными аутигенными минералами являются сидерит и бурые окислы железа (преобладают), гидрогематит, гематит, анатаз, брукит, пирит.

Из приведенных выше минералогических характеристик следует, что территории Белоруссии и Польши, прежде всего Южной и Центральной, находились под влиянием Украинского кристаллического щита, который и определил основные направления сноса и набор руководящих минералов. Некоторое влияние на территорию Центральной Белоруссии и Центральной Польши оказывал Белорусско-Литовский массив (рутил, эпидот и некоторое количество гранатов). Кроме того, в течение неогена Северная и частично Центральная Польша находились под влиянием Балтийского щита (циркон, метаморфические минералы, эпидот, гранаты). Соседство территорий, общность источников сноса, схожесть тектонической и палеогеографической обстановок определяют возможность межрегиональных корреляций.

Вследствие неглубокого залегания и благоприятных горно-геологических условий отложения неогена доступны для экономической добычи бурых углей, огнеупорных и тугоплавких глин, строительных, формовочных и стекольных песков. Разведанные запасы этих полезных ископаемых в неогеновой толще велики и есть предпосылки для выявления новых месторождений, среди которых не исключается возможность обнаружения россыпных минералов титана и циркония, редких и рассеянных элементов. Для целенаправленных и научно обоснованных поисков минерального сырья особую важность приобретает детальное изучение минерального состава, закономерностей стратиграфического и регионального размещения полезных ископаемых.

Особый интерес представляет оценка перспектив угленосности территории, расположенной вблизи известных месторождений, либо в сходных геологических (литолого-фациальных, геоморфологических, неотектонических) условиях. Таким районом в настоящее время, по-прежнему, является юго-западная часть Припятского прогиба. К настоящему времени в западной части Припятского прогиба выявлено два месторождения (Житковичское и Бриневское), ряд углепроявлений. Угленосные отложения здесь имеют широкое распространение, их отсутствие наблюдается лишь отдельными участками у южного борта Микашевичско-Житковичского выступа, к северо-западу от Бринева и в центральной части Туровской депрессии. Мощность угленосных отложений изменяется от 4 до 84 м. В стратиграфическом отношении, по данным С.С. Маныкина и А.Ф. Бурлак, большая часть разрезов принадлежит отложениям раннего и среднего миоцена, однако в разрезах низов буроугольной формации на Житковичском месторождении и на отдельных участках (Малишев, Глушкевичи,

Погост-Хвоенск) угленосные отложения датируются как позднеолигоценовые. В позднем олигоцене (шатский ярус — верхние мосинские слои) Северо-Восточная Польша была занята обширными озерами и болотами, в которых накапливались отложения с остатками обугленных растений и бурый уголь. Фациальная приуроченность отложений, слагающих буроугольную формацию, различна: от фаций русел рек с различной динамикой водной среды до фаций застойных пресноводных водоемов, перекрывающих угольную залежь. Фациальная обстановка в регионе характеризует континентальный цикл угленакопления.

Преобладающая часть месторождений и углепроявлений связана с зонами неотектонических поднятий, либо с периферическими частями бортовых зон опусканий, сопряженных с неотектоническими поднятиями.

Незначительные масштабы угленакопления в зоне развития соляных куполов объясняются здесь как неблагоприятными тектоническими условиями развития соляных куполов, так и неблагоприятными обстановками осадконакопления: преобладающим развитием фаций застойных водоемов позднего миоцена, бесперспективных для поисков углей.

Минералогическое изучение углей позволило обнаружить в них практически все минералы, которые были зафиксированы во вмещающих породах. Преобладают минералы, для формирования которых важны процессы диагенеза (каолинит, сульфиды железа, железокальциевые карбонаты, частично кварц). Породообразующие и акцессорные минералы встречаются здесь значительно реже, причем их количество, равно как и соотношение глинистых минералов и кварца, тесно связано с зольностью углей. Для высокозольных углей, какими являются позднеолигоценовые и миоценовые угли, характерно повышенное количество акцессорных минералов, а также кварца, как обломочного, так и аутигенного. В пласте, как правило, количество терригенной примеси нарастает снизу вверх, что объясняется различной скоростью торфонакопления, переходом от более застойных условий к условиям проточного болота (кровля пластов). Образование прослоев углистых пород в нижней и верхней частях пласта на Бриневском месторождении обусловлено эпейрогеническими колебаниями ложа торфяника. Присутствие их в этом месторождении подчеркивает колебательный характер тектонических движений при их общей нисходящей направленности в пределах месторождения. Однотипность аутигенных минералов в углях — пирит, каолинит, сидерит, кремнезем, кальцит — определяется сходством условий образования углей различных месторождений и углепроявлений, а обилие тех или иных аутигенных минералов тесно связано с формационной принадлежностью бассейна. Этот аспект изучения углей и угле-вмещающих пород особенно важен для выяснения условий формирования залежей и закономерностей их распространения, а также для разработки технологических приемов эффективного использования угля.

Во время формирования доледниковых континентальных кайно-

зойских отложений на территории запада Восточно-Европейской платформы существовала слаборасчлененная равнина, в пределах которой водоемы и реки дренировали район глинистого осадконакопления на широкой площади. Это обусловило однообразие минерального состава глинистого вещества: в низах — преимущественно каолинитового, в верхней части — монтмориллонитового с незначительной примесью других глинистых компонентов.

Среди неогеновых отложений Белоруссии и Польши выделяется несколько типов глинистых пород, использующихся в промышленности или обладающих потенциальными потребительскими качествами. Лучшими огнеупорными и тугоплавкими глинами являются глины существенно каолинитового состава, стратиграфическое положение которых определяется их принадлежностью к буроугольной формации (поздний олигоцен—средний миоцен). Они находятся в благоприятных горно-геологических условиях и в настоящее время широко используются для производства строительного и тугоплавкого кирпича и грубой керамики. Основные площади таких глин находятся на склонах Полесской и Брагинско-Лоевской седловин. Из-за заметного неотектонического воздымания территории слои глинистых пород, в том числе огнеупорных и тугоплавких глин, оказались на сравнительно высоких абсолютных уровнях. Малая мощность антропогенных отложений сделала эти породы доступными для разработки, как это имеет место в Столинском и Лоевском районах Белоруссии.

Среди вскрышных неогеновых глинистых пород Бриневского буроугольного месторождения обнаружены каолиновые глины с примесью минералов свободного глинозема. Мощность их достигает 4 м, а распространены они повсеместно в пределах контура угольной залежи. По своему генезису, минералогическому и химическому составу, структурно-морфологическим характеристикам каолиновых минералов эти глины очень сходны с высокоогнеупорными "сахарными" глинами. Наличие огнеупорных и других разновидностей глин в пределах буроугольных месторождений значительно повышает перспективы их освоения с учетом комплексного использования вскрышных пород.

В пределах распространения верхнемиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений, особенно в синклинальных зонах, заслуживает внимания толща существенно монтмориллонитовых озерных глин. Наиболее широко эти глины распространены в Наровлянском, Ельском, Мозырском, Петриковском, Лельчицком и других районах юго-востока Белоруссии. В связи со значительным количеством в составе глин монтмориллонита они не могут быть рекомендованы в качестве огнеупорного и тугоплавкого сырья. Требуется дальнейшие фациальные и литолого-минералогические исследования для выявления наиболее мономинеральных тонкодисперсных разновидностей, среди которых могут быть бентонитовые глины, пригодные для литейного производства, приготовления буровых глинистых растворов и других целей. Использование монтмориллонитовых глин для производства строительного кирпича ограничено из-за высокой чувствительности к сушке и нуждается в разработке новых технологий.

Анализ рассматриваемых месторождений позволяет сделать вывод об их непосредственной связи с неотектоническими процессами, повлиявшими, прежде всего, на формирование водоемов, в которых накапливались глины, глубину залегания и мощность глинистых слоев.

Терригенные грубозернистые осадки неогенового возраста представлены в основном песками различного гранулометрического состава и степени сортировки. Аллювиальные песчаные толщи приурочены к нижней части разреза и часто подстилают угольные пласты. Состав песков преимущественно кварцевый, содержание кварцевых зерен достигает 90—95% вплоть до чистых мономинеральных разностей. Тяжелые минералы песков представлены в основном устойчивыми аксессуориями — ильменитом, цирконом, рутилом, лейкоксом и другими. Максимальные их концентрации наблюдаются во фракции 0,075—0,01 мм, достигая иногда 4%. Общая закономерность — увеличение содержания аксессуариев вниз по разрезу, максимальные же концентрации связаны с базальными горизонтами континентальных циклотем, как правило, представленными русловыми фациями. В связи с этим континентальные песчаные отложения, особенно крупнозернистые и среднезернистые пески, залегающие в основании пестрых каолиновых глин, могут рассматриваться как источник поисков россыпных концентраций минералов титана, циркона и других элементов.

Пески аллювиальных равнин, как и пески прибрежно-морского генезиса, имеют важное народнохозяйственное значение как строительное, формовочное и стекольное сырье. Большинство месторождений формовочных песков связано с аллювиальными фациями неогена. Пески преимущественно мелкозернистые, однородные по минеральному составу (содержание кварцевых зерен 90—95%). Стекольные пески залегают в виде крупных неправильной формы тел среди песков формовочных. Это мелко- и разнозернистые пески, мономинеральные, содержание кварца в них достигает 99—100%. Химический состав их удовлетворяет технологическим требованиям производства оконного, реже зеркального стекла, так как содержание  $\text{SiO}_2$  равно 97—99%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,1—0,25% (месторождение Соловьев Хутор) и  $\text{SiO}_2$  равно 87,5—99,6,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,02—0,15% (Ленино). Так как в большинстве случаев песчаные горизонты подстилают угольные пласты, перспективы поисков новых месторождений песков непосредственно связаны с комплексной разработкой угольных месторождений.

Как указывалось выше, значительный интерес для поисков россыпей могут представлять песчаные отложения неогеновых аллювиальных равнин региона. Следует иметь в виду, что при переотложении осадков прибрежных фаций в континентальных условиях речными потоками наследуется минеральный состав продуктов отложений киевской и харьковской свит. А в ассоциации тяжелых минералов неогеновых отложений доминируют титановые минералы и циркон при высоком коэффициенте устойчивости песков (+2,5 и выше). Такая особенность дифференциации тяжелых минералов, как избирательная способность накапливаться в различных фациях, предопределила

наибольшие концентрации ильменита и циркона не только в зонах прибрежно-морского перемыва, но и в русловых и дельтовых обстановках. Ильменит всех размерностей накапливается в русловой фации (иногда до 55%)<sup>1</sup>, более крупные зерна (0,25—0,075 мм) концентрируются в дельтовых песках. Накопление циркона, как правило, происходит в мелкоалевритовой фракции, наибольшие концентрации его характерны для дельтовой (31,8%), русловой (14,9%) и пойменной (13,8%) фаций. Закономерное уменьшение концентраций ильменита и циркона в песках в древних речных долинах в ряду фаций русло—проточное болото—пойма отмечено различными исследователями.

Горизонты нижнемиоценовых песков, обогащенных минералами титана и циркония, приурочены, как правило, к зонам наиболее активных тектонических палеоподнятий и устьям палеорек и палеопритоков (Луковско-Ратновской и Микашевичско-Житковичский выступы, Украинский щит, локальные поднятия в Припятском прогибе). Указанные структуры на позднеолигоцен-плиоценовом этапе развития характеризуются унаследованным подъемом, а продукты разрушения пород и кор выветривания этих структур явились источником рудных минералов. Приведенное выше означает, что литолого-фациальный и тектонический контроль имеет определяющее значение при поисках титано-циркониевых россыпей на Восточно-Европейской платформе.

#### Abstract

The peculiarities of the Neogene alluvial-lacustrine lithogenesis in Byelorussia and Poland are considered in connection with the problems of mineral prospecting and forecasting. The influence of the main lithogenesis factors on the distribution of some minerals in the Neogene strata is analysed.

УДК 553.31+553.32(477)

*Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский*

### **ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ И МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ ФАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНСКОЙ ССР**

Обширная и геологически неоднородная территория УССР пережила достаточно сложную геологическую историю, в результате которой возникли разнообразные осадочные и осадочно-метаморфизованные железорудные и марганцеворудные месторождения. Их изучению посвящена большая геологическая литература, позволяющая дать достаточно полный стратиграфический обзор месторождений и рудопроявлений, краткую геологическую и вещественную характеристику,

<sup>1</sup> Средневзвешенное содержание во фракции 0,25—0,01 мм.

рассмотреть вопросы их генезиса. Систематизация данных о месторождениях и рудопроявлениях железа и марганца на Украине позволяет проследить закономерности рудообразующего процесса и его специфические особенности, рассмотреть эволюцию марганцево- и железорудных фаций в геологической истории Украины в сопоставлении с глобальными мировыми эпохами и провинциями рудообразования.

В целом на территории СССР устанавливаются те же эпохи железо- и марганцеворудного накопления или их следы, которые отмечены Н. М. Страховым в истории Земли. Докембрий — это эпоха глобального железонакопления, проявившаяся на Украине в накоплении железисто-кремнистых формаций (джеспилиты, железистые роговики и кварциты) в архее и наиболее полно в протерозое. Минералогически железные руды представлены сидеритом, гематитом, магнетитом, силикатами и сульфидами, а также мартитом, гетитом, гидрогетитом и другими минералами. Железорудные месторождения расположены в пределах Украинского щита и тяготеют к вытянутым в меридиональном направлении зонам (с запада на восток): Одесско-Белоцерковской, Криворожско-Кременчугской, Приднепровской, Белозерско-Ореховской и Приазовской. Марганцеворудным эквивалентом огромного докембрийского железонакопления на Украине является Хошеватское месторождение железомарганцевых руд (магнетит, гематит, браунит, родонит, спессартин, пиролюзит, псиломеланы, гидроксиды железа и марганца), приуроченное к архейским кристаллическим известнякам с прослоями аркозовых кварцитов и линзами железистых кварцитов и их корок выветривания, развитых по левому берегу р. Южный Буг. Незначительная по своим масштабам марганцевая минерализация среди архейских пород отмечается М. А. Корниловым в Северном Приазовье (участок Корсак-Могила), где в коре выветривания железистых кварцитов определены вернадит, криптомелан, романешит, а на Демьяновском участке среди мраморов и кальцифиров гнейсовой толщи определены родонит, спессартин и вернадит. На Побужье и в среднем Приднепровье в коре выветривания основных и ультраосновных пород встречается марганцевая минерализация, представленная псиломеланами, асболоном, манганокальцитом и родохрозитом.

Основная масса осадочно-метаморфизованных железных руд Украинского щита относится к протерозою. С породами этого же возраста связан и ряд марганцеворудных проявлений Карпат (Раховский массив), где встречены гнезда псиломелана с прожилками пиролюзита в коре выветривания, развитой на контакте кристаллических сланцев с мраморизованными известняками. Повышенные концентрации железа и марганца наблюдаются в вендских песчаниках Приднестровья, где, кроме гидроксидов железа и марганца, встречен манганокальцит.

В палеозое наиболее крупным проявлением марганцеворудного процесса явилось образование в Карпатах Чивчинского осадочно-метаморфизованного месторождения, линзовидные тела которого приурочены к кровле графитоподобных черных кварцитов и по возрасту

относятся к низам верхнеделовецкой подсвиты. Марганцевые руды подразделяются на окисленные и карбонатные. Минералогически окисленные руды представлены пиролюзитом, псиломеланами, вернадитом, рансьеитом и манганитом. Эти образования, по данным О.И. Матковского, составляют обычно тонкую механическую смесь с реликтовыми минералами — родохрозитом, родонитом, пироксмангитом, кварцем и др. Масштабы месторождения до сих пор окончательно не установлены, однако в Чивчинских горах такого типа руды распространены и в других местах, а на территории Румынии в пределах Южной Буковины известны эксплуатируемые месторождения, аналогичные Чивчинскому. В Чивчинских горах (левый борт р. Перкалаб, с. Рударня Глимея Раховского р-на) распространены гондитовые, кварц-спессартиновые руды, залегающие линзовидными телами среди окварцованных сланцев и кварцитовых порфиридов.

В девоне небольшое марганцеворудное проявление известно в Донбассе, на левом борту р. Мокрая Волноваха, на окраине с. Николаевка. Рудное тело линзовидной формы приурочено к известнякам и представлено брекчиеподобной кремнистой породой, пустоты и трещины которой заполнены псиломеланами.

Каменноугольный период — эпоха преобладающего образования карбонатов железа. Это сидеритообразование в угленосных толщах карбона Донбасса, а также нижекарбонные рудопроявления сидерита Днепровско-Донецкой впадины и Львовско-Волынского бассейна. Содержание марганца в этих отложениях не превышает 3,60%. Непосредственно марганцевая минерализация, представленная мanganокальцитом, встречена среди карбоновых глин Донбасса (с. Красный Оскол).

В перми железомарганцевое оруденение отмечается лишь в красноцветных медистых песчаниках картамышской свиты Донбасса в районе с. Ямы. Причем количество марганца возрастает пропорционально концентрации железа. Палеозой, таким образом, за исключением Чивчинского месторождения и ряда рудопроявлений Карпат беден марганцевыми и железомарганцевыми фациями.

Мезозой — это время преимущественного, хотя в целом и мало-значительного по масштабам железонакпления на фоне нескольких рудопроявлений марганцевых руд. Сидериты и другие карбонаты железа довольно многочисленны в таврической (триас—юра) серии горного Крыма. В юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины в юре происходило образование оолитовых и конгломератовидных шамозитовых песчаников, глинистых сидеритов. Оолиты сложены лимонит-хлоритовым материалом, цемент шамозитовый. Карбонаты представлены сидеритом и манганосидеритом. Многочисленные конкреции сидерита встречены в средне- и верхнеюрских, а также меловых песчано-глинистых отложениях Крыма. Мелководноморские фации с шамозитовыми и гетит-гидрогетитовыми оолитами приурочены к средне- и верхнеюрским и нижнемеловым морским мелководным отложениям в Предкарпатском и Преддобруджском прогибах. Марганцеворудный процесс в юре был развит слабо. С.П. Поповым, П.А. Двойченко, Е.Ф. Шнюковым и Г.Н. Орловским отмечены мар-

ганцеворудные проявления, связанные с корой выветривания юрских мраморизованных известняков горного Крыма. Это сравнительно мелкие жильные гнездо- и линзообразные образования, представленные псиломеланами и пиролюзитом. Причем определение абсолютного возраста марганцевых минералов К-Аг методом свидетельствует о юрском возрасте псиломеланов. Марганцевая минерализация отмечена Е.К. Лазаренко и В.И. Сребродольским среди меловых пород Подолии (села Григорьево, Монастырское, Буднов, р. Золотая Липа). Масштабы рудопроявлений в мезозойских отложениях Украины не позволяют говорить о юрской или мезозойской эпохах марганценоаккумуляции. В то же время юрские лептохлоритовые руды Днепровско-Донецкой впадины и Добруджи, Предкарпатского и Преддобруджского прогибов могут быть отнесены к юрской лептохлоритовой эпохе.

Начало палеогена на Украине выразилось в накоплении палеоцен-среднеэоценовых осадочных железных руд, сравнительно недавно обнаруженных восточнее г. Жданова на правом берегу р. Грузский Еланчик. Рудный пласт мощностью 0,5—20 м залегает среди нижнепалеогеновых сидеритсодержащих отложений и прослеживается широкой полосой вдоль восточного склона Приазовского кристаллического массива. По составу руды сидеритовые, гетит-гидрогетитовые. Многочисленные скопления сидеритов отмечаются во флишевых отложениях Восточных Карпат. Глобальная палеогеновая эпоха накопления марганца на Украине проявилась в грандиозных масштабах в олигоцене и менее заметно в эоцене; Е.К. Лазаренко и др. отмечают эоценовые железомарганцевые осадочные руды в Львовской области на окраинах с. Ямна-Дольня, где среди толщи глинистых сланцев залегают в серии пиритоносных пропластков конкреционные образования, представленные родохрозитом, псиломеланами, сидеритом и гидрогетитом.

В Покутских Карпатах многочисленные рудопроявления марганца описаны Д.П. Бобровником, М.Д. Петруняном и В.А. Хмелевским. В средней и верхней частях быстрицкой свиты — чередование прослоев серовато-зеленых глин с карбонатными обогащенными марганцем прослоями. Основными минералами марганца являются родохрозит, манганокальцит, кальциевый родохрозит, манганит, псиломеланы, а в конкрециеподобных стяжениях В.А. Хмелевским и Э.А. Янчуком определены рансьеит, бернессит, вернадит, манганит и гидроксиды железа. Рудоносные отложения широкой полосой протягиваются через Покутские Карпаты далее в Буковинские. Перспективы рудоносности эоценовых отложений Карпат пока еще до конца не выяснены.

Наиболее значительное по масштабам накопление марганцевых руд произошло в олигоцене и выразилось в образовании огромного рудного пояса, включающего месторождения и рудопроявления Рейнских сланцевых гор, Словакии, Болгарии, Украины, Кавказа, Мангышлака, Урала. Признаки палеогеновых рудопроявлений известны в районе Тургайского прогиба и на Алтае. А.Г. Бетехтин объединяет олигоценые месторождения и рудопроявления на территории УССР в единую Украинско-Кавказо-Уральскую провинцию.

Месторождением первого ранга по праву является Никопольский марганцеворудный бассейн, который тянется вдоль южного склона Украинского щита узкой дугой на протяжении 250 км от реки Ингулец на западе до юго-западной оконечности Приазовского массива. Рудная площадь разделяется на ряд отдельных залежей, объединяющихся в месторождениях (с запада на восток): Зеленодольское, Орджоникидзевское, Марганецкое и Токмакское, как правило, приуроченных к впадинам в рельефе докембрийского фундамента — Базавлукской, Томаковской и более мелким. Впадины к началу рудообразования были отчасти заполнены зоценовыми континентальными каолинами, углистыми песками, глинами с пропластками бурых углей и морскими песчано-глинистыми отложениями. В основании пласта обычно залегают глауконитовые грубозернистые пески, глины, кора выветривания кристаллических пород. Рудный пласт обрывается за счет позднейших размывов и фациального выклинивания. Рудные залежи неоднородны. Выделяются руды окисные (сложенные гидроксидами и оксидами марганца), карбонатные (сложены манганокальцитом и кальциевым родохрозитом), смешанные (окисно-карбонатные). Окисные руды приурочены к мелководным участкам харьковского моря и по мере погружения пласта сменяются карбонатными. Переходная зона двухслойная: верхняя пачка — окисная, нижняя — карбонатная. Окисные руды характеризуются чаще всего желваковыми, пизолитовыми и оолитовыми, конкреционными, землистыми, цементационными текстурами, карбонатные — желваковыми, землистыми, цементационными, сплошными текстурами. Минералогически руды достаточно разнообразны. В окисных рудах установлены пиролизит, манганит, псиломеланы, вернадит, гидрогетит, глауконит, кальцит, хлорит, опал, халцедон, гидрослюда, монтмориллонит, цеолиты, коллофан, барит; в карбонатных — манганокальцит, кальциевый родохрозит, манганосидерит, хлорит, кальцит, барит, пирит, марказит, апатит, коллофан, гидрослюда, монтмориллонит, цеолит; многочисленны терригенные минералы.

Генетически марганцевые руды Южно-Украинского бассейна приурочены к началу харьковской трансгрессии олигоцена, последовавшей за киевской регрессией. В палеогене на территории Украины был теплый климат, в киевское время — тропический, который в харьковское время сменился субтропическим. Обширные, подвергшиеся тропическому выветриванию прилегающие к марганцеворудному бассейну районы Украинского щита послужили, по-видимому, основным источником рудогенных и терригенных компонентов. Марганцеворудные осадки накапливались в мелководной зоне шельфа, чаще всего в подвижной среде, на фоне накопления песчано-глинистых и карбонатных осадков, в углубляющемся бассейне. Осадки были переработаны в процессе диагенеза и эпигенеза. Кроме того, признаки олигоценового карбонатного марганцевого оруденения устанавливаются в нескольких пунктах Днепровско-Донецкой и Конско-Ялынской впадин. В нижнемайкопских отложениях Крыма, сопоставляющихся с олигоценовыми породами Никопольского бассейна, наряду с железорудными сидеритовыми фациями отмечается повышен-

ное содержание марганца, а в ряде мест (с. Малиновка, г. Кизил-Джар) Е.Ф. Шнюковым обнаружена собственно марганцевая минерализация. Слабое проявление железорудного процесса в это же время (нижний и средний олигоцен) отмечено М.П. Габинетом в черных аргиллитах менилитовой серии Карпат — это линзы и пропластки железистых доломитов и сидеритов. В этих же породах зафиксировано и повышенное содержание марганца. Железорудная минерализация описана Г.Ф. Быховцем в районе с. Загребельная Слобода Щорского района Черниговской области. Железные руды развиты среди песков полтавского яруса олигоцена и представлены ноздреватыми черно-бурыми гетит-гидрогетитовыми разностями.

Неогеновый период характеризуется накоплением железных, марганцевых и в особо крупных масштабах — марганцево-железных руд. В.И. Грязнов и Д.П. Хорошева описали в Приднепровье, южнее г. Запорожье, около с. Васильевка среднемиоценовые оолитовые железные руды, представленные гидрогетитовыми и гидрогетит-хлоритовыми разностями. Цемент — хлорит-сидерит-гидрогетитовый. Марганцеворудный процесс в миоцене (тортоне) выразился в образовании манганокальцит-родохрозитовых (в зоне окисления — вернадитовых) руд Бурштынского месторождения в Ивано-Франковской области. Месторождение приурочено к известково-глинисто-мергелистой ритмолитовой толще. Основными минералами марганца являются вернадит, манганодолмит, родохрозит, манганокальцит, сидерит, Е.К. Лазаренко и В.И. Сребродольский отмечают марганцевую минерализацию (гауэрит, родохрозит) в Раздольском месторождении самородной серы, приуроченном к ратинским слоям тортоня. Незначительное рудопроявление марганца встречено около г. Кременчуга. Это прослой сарматских оруденелых оолитовых известняков. Минералы марганца, представленные псиломеланами, вернадитом и родохрозитом, развиты в цементе и по трещинам в оолитах. В.Г. Плавшудиным на Керченском п-ове (мыс Казантип) описан прослой марганцевых оолитов среди мезотических килоподобных глин. Оолиты представлены вернадитом с примесью криптомелана и рансьеита.

Киммерийские железные руды возникли в условиях субтропического и тепловодного киммерийского моря за счет сноса рудного материала с окружающей суши. Можно предполагать синхронность киммерийской рудной эпохи с моментом значительного осушения Средиземного моря и возникновения на его месте ряда мелких солеродных бассейнов. Это время резкого потепления климата в Средиземноморье. Распределение терригенного и хемогенного материала обусловлено волновой деятельностью киммерийского моря. Минеральный состав руд разнообразный. Насчитывается свыше 80 минералов, более половины из которых — терригенные. Рудные минералы представлены гидроксидами железа и марганца, глауконитом, гидроферрихлоритом, ферримонтмориллонитом, которые частично могли образовываться еще на стадии седиментогенеза. Диагенетическое минералообразование в киммерийских рудах характеризуется замещением гидроферрихлоритов карбонатами железа и марганца, а последних — фосфатами и сульфидами железа. Процессы диагенеза и

частично последующего выветривания привели к оформлению современного минералогического и литофациального состава руд. Продукты хемогенного рудонакопления были исходным материалом всех последующих преобразований рудного вещества в ходе гидродинамического воздействия водоемов, последующих изменений концентраций и минералообразования в процессе диагенеза, перемылов руд и гипергенных преобразований.

Одной из крупнейших вспышек осадочного железорудного процесса была плиоценовая железорудная эпоха, которая проявилась на территории Азово-Черноморской марганцево-железорудной провинции, приуроченной к толще киммерийских отложений и включающей Керченский и Таманский п-ова, Присивашье, Приазовье, левобережье нижнего Днепра, северо-западное Предкавказье, обширные участки акваторий Азовского и Черного морей. Наиболее богаты руды Керченского п-ова, где Камыш-Бурунский комбинат разрабатывает Камыш-Бурунское и Эльтиген-Ортельское месторождения.

В пределах Азово-Черноморской провинции выделяются несколько типов рудных залежей. Это типично керченские мульды, залежи на склонах антиклинальных структур, грязевулканические структуры — вдавленные синклинали, залежи на склонах Украинского щита и др. Типичные мульды Керченского п-ова (Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское, Яныш-Такыльское, Катерлезское, Чегелен-Салыньское и другие месторождения) хорошо изучены и освоены; в них сосредоточены основные запасы Керченского марганцево-железорудного бассейна. Перспективные поиски железных руд в грязевулканических структурах, где были найдены Новоселовское, Узунларское, Репьевское месторождения и рудопроявления, разведано Баксинское месторождение; заслуживает внимания Ачинское рудопроявление. Наиболее перспективно собственно Азовское море — районы акватории, прилегающие к Керченскому п-ову, и особенно Молочанский грабен на северо-западе Азовского моря. Южная граница грабена и граница киммерийских рудных отложений пока еще не уточнены. В случае отражения глубинной положительной структуры — Азовского вала — в неогеновом структурном этаже по северному и южному склонам вала можно ожидать залежи богатых железных руд большого масштаба. В составе железных руд преобладают хлоритово-сидеритовые табачные разновидности; по периферии месторождений развиты окисленные — гидрогетитоферримонтмориллонитовые коричневые разновидности. В разрезе рудных пластов типичных керченских мульд заметным развитием пользуются марганцево-железные "икряные" руды. Во многих районах руды высокопесчанистые или просто железистые песчаники.

В антропогене происходило широкое площадное накопление болотных железных и железомарганцевых руд на северо-западе республики (бассейны рек Припять, Западный Буг, Сан, Черниговщина, Полесье), где В.Ф. Лесняк выделяет бобовые дерновые железомарганцевые руды, железные руды торфяников, инкрустационные болотные железные руды. М.Ф. Стащук и др. отмечают наряду с марганцевыми минералами широкое развитие гетита и гидрогетита в суглинках

Присивашья, где железомарганцевые новообразования наблюдаются в виде пленок, дендритов и конкреций. Железомарганцевые конкреции развиты и в акватории Черного моря, основное поле которых находится в пределах Каламитского залива. Конкрециеносным является верхний полутораметровый слой модиоловых илов. Рудное вещество илов полиминерально: гидроксиды железа и марганца взаимно прорастают и характеризуются микроагрегатным строением.

Краткий обзор в стратиграфической последовательности железозимарганцеворудных фаций в геологической истории УССР позволяет сделать следующие выводы. Докембрийская рудная эпоха выразилась на Украине максимально ярко в образовании архейских и в еще большей степени протерозойских железорудных месторождений; масштабы докембрийского марганцеворудного процесса незначительны. Палеозойская эпоха характеризуется небольшими масштабами марганцеворудного накопления — Чивчинское месторождение и ряд рудопроявлений Карпат. Высокая степень метаморфизма в значительной степени скрывает первичную фациальную природу отложений, а в сочетании с гипергенными процессами способствует увеличению седиментационно-диагенетических концентраций. Значительная карбоновая железорудная эпоха выражена на Украине интенсивным сидеритообразованием в угленосном карбоне Донбасса, а также в нижекарбоновых отложениях Днепровско-Донецкой впадины и Львовско-Волинского бассейна. Юрская лентохлоритовая эпоха на Украине проявилась в образовании оолитовых шамозитовых железных руд: юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Добруджи и среднеюрских — нижнемеловых шамозитовых и гетит-гидрогетитовых оолитовых железных руд Предкарпатского и Преддобруджского прогибов. Эти месторождения и рудопроявления можно рассматривать как связующее звено между Североευропейской и Средиземноморской юрскими железорудными провинциями. Процесс сидеритообразования фиксируется практически во всем мезозойском разрезе Крыма. Мощная датско-эоценово-олигоценая железорудная эпоха на Украине отмечена палеоцен-среднеэоценовыми железными рудами в районе г. Жданова. К этой же эпохе могут быть отнесены сидериты майкопской толщи Крыма и железистые доломиты и сидериты менилитовой серии советских Карпат. Марганцеворудным эквивалентом этой эпохи являются довольно широко развитые рудопроявления Покутских Карпат.

Колоссальная по своим запасам олигоценая марганцеворудная эпоха на Украине отразилась в формировании Никопольского марганцеворудного бассейна. Рудному процессу здесь предшествовало накопление глинистых и песчано-глинистых отложений в среднем эоцене, затем карбонатных пород (киевские мергели и мергелистые глины, детритусовые известняки), которые сменялись местами песчаниками или опусковыми песчаниками, а выше — марганцеворудным пластом — хемогенно-песчано-глинистыми отложениями. Таким образом, процессу рудообразования предшествовал этап механического выветривания (образование песчано-глинистых отложений), сменившийся химическим выветриванием (накопление карбонатных осадков), а затем уже накоплением рудных хемогенных осадков.

Миоцен на Украине характерен образованием как железных (железистые песчаники Запорожской области), так и марганцевых руд (Бурштынское месторождение), что предшествовало интенсивной плиоценовой фазе железнакопления. Глобальная плиоценовая железорудная эпоха на Украине выразилась в образовании киммерийской Азово-Черноморской провинции, для рудных осадков которой характерно совместное накопление железа, марганца, мышьяка, фосфора, ванадия и других элементов. Так же как и для Никопольского бассейна, рудному процессу предшествовало образование глинистой (верхний сармат) и известняковой фаций (мэотис—понт).

Характерным для керченских месторождений является не только значительное накопление марганца на фоне колоссальных масс железа, но и преобладание кларков концентрации марганца под таковыми для железа. И наконец, в антропогене, на обширных площадях УССР накопились и продолжают образовываться железные и железомарганцевые болотные руды, а также железомарганцевые конкреции на шельфе Черного моря. Причем при одновременном накоплении железа и марганца кларк концентрации последнего, как правило, выше. В целом на Украине, за исключением докембрийских железных руд, накопление железа сопровождалось накоплением марганца, содержание которого в железорудных отложениях увеличивалось в процессе геологического развития.

#### Abstract

The process of concentration of iron and manganese took place in various areas of the Ukraine during all its geological history. The systematic review of data on iron and manganese ore occurrences has got a possibility to determine the main characteristics of ore formation processes and evolution of iron and manganese ore facies in geological history of Ukraine in comparison with global ore epochs and provinces.

Pre-Cambrian ore epoch is characterized by immense iron sedimentary-metamorphosed ore occurrences while the scale of manganese ore process was very little.

In Paleozoic, Mesozoic, Paleocene and Eocene sediments there have been found a number of iron and manganese ore occurrences but their scale is inconsiderable.

The main reserves of the Ukraine manganese ores have been concentrated in South Ukrainian basin the formation of which took place in Oligocene manganese ore epoch.

Neogene epoch is characterized by accumulation of iron as well as manganese ore deposits. On the large areas of Ukraine there are formed Quaternary bog iron-manganese ores. Besides on the Black Sea shelf iron-manganese nodules are forming.

On the whole the accumulation of iron at Ukraine was accompanied by accumulation of manganese (except Pre-Cambrian iron ores) and the content of manganese in iron ores increased during the geological history of Ukraine.

*Д. П. Хрущов*

## ЭПОХИ АРИДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ТЕРРИТОРИИ УССР

Наиболее характерным комплексом образований аридного осадконакопления является парагенез галогенных и красноцветно-терригенных формаций. Практический интерес к отложениям аридного осадконакопления обуславливается широким рядом полезных ископаемых (в галогенных образованиях — каменная и калийно-магниевые соли, строительные материалы, самородная сера, покрышки и рефлекторы нефтяных и газовых месторождений; в красноцветно-терригенных толщах — стратиформное медное и сопровождающее оруденение, коллекторы нефти и газа и т.д.); парагенетически связаны с аридными формациями залежи углеводородов и наложенное оруденение.

На примере осадочных бассейнов УССР изучены особенности парагенеза в условиях различных тектонических структур и режимов осадконакопления — передового и внутреннего прогибов, рифтогенной платформенной впадины и перикратонного прогиба.

В геологической истории территории УССР (и некоторых смежных регионов) установлено семь крупных эпох аридного осадконакопления, проявлявшегося в различных регионах: ранне-среднедевонская (Приднестровский прогиб), позднедевонские — франская и фаменская (Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ), Северо-Западный Донбасс), пермская (ДДВ, Северо-Западный Донбасс), позднерурская (Предкарпатье, Предобруджинская зона, Крым, ДДВ), неогеновые — раннемолассавая (Предкарпатский, Закарпатский прогибы) и позднемолассовая, баденская (Предкарпатский и Закарпатский прогибы, Крым, часть Восточно-Европейской платформы).

Возникновение тектонических структур, благоприятных для образования галогенных и сопряженных с ними аридных и семиаридных терригенных, чаще всего красноцветных толщ, эволюционировало по схеме, связанной с развитием Восточно-Европейской платформы в фанерозое: перикратонный прогиб (ранний и средний девон)—рифтогенный внутриплатформенный прогиб (поздний девон)—внутриплатформенный прогиб (ранняя и средняя пермь)—перикратонные и предгорные прогибы (поздняя юра)—внутренний, внешний прогибы альпийской складчатости и перикратонные прогибы (миоцен).

Ранне-среднедевонская эпоха представлена в Приднестровье парагенезом мощной и обширной красноцветно-терригенной толщи, сопряженной с галогенной толщей неполного развития (гипсоангидритового состава), выделены две формации: субконтинентальная сероцветно-красноцветно-терригенная (тиверская серия) и континентальная красноцветная меденосная (днестровская серия). Днестровская серия сопряжена с галогенно-доломитово-терригенной субформацией

(нижнелопушанской подсвитой) среднедевонского возраста и представлена толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов.

На основании набора пород, характера изменения литофаций, присутствия пресноводной фауны (рыб) и геохимических признаков отложения днестровской серии отнесены к континентальным. В их толще выделена фация аллювия, включающая русловые, пойменные и старичные образования. Медепроваления относятся к русловым образованиям.

В днестровское время здесь на базе перикратонного прогиба существовал аккумулятивный бассейн с системой рек и озер. Источниками сноса служили галицийские и складчатые сооружения на западе и отложения нижнего палеозоя (силура, девона) на северо-востоке. В среднем девоне сюда трансгрессировало море с запада. В эйфельское время первоначально установился режим солеродного бассейна зачаточной стадии развития.

В верхнем девоне имели место две эпохи аридного осадконакопления, проявившиеся в Днепровско-Донецкой впадине.

Первая из них — позднефранская (воронежско-евланско-ливенская) — ознаменовалась отложением мощной галогенной толщи на всем протяжении рифтогена. Отлагались массы каменной соли с прослоями соленосных глин, мергелей, аргиллитов, известняков, доломитов и ангидритов. Солеродный бассейн был сравнительно глубоководным (до первых сотен метров), что связано с рифтогенным характером тектонической структуры, на которой он развивался. По крайней мере в двух участках происходила садка калийных солей (районы Ромнов в северной краевой зоне и Новых Сенжар — в южной), с галогенными отложениями сопряжены темноцветные терригенные толщи.

Позднефаменский солеродный бассейн имел ограниченное развитие; в краевых зонах рифтогена (грабена) в двух локализованных вытянутых западинах отлагались толщи каменной соли с подчиненными прослоями соленосных и засоленных пород, по составу аналогичных породам верхнефранской галогенной формации. Мощность верхнефранской галогенной формации до 800 м, верхнефаменской — до 389 м. С галогенной толщей сопряжены красноцветно-терригенные образования западномихайловской свиты, предположительно формировавшейся в аридной обстановке. В красноцветно-терригенной толще субконтинентального характера установлены фации дельт, конусов выноса, прибрежного мелководья и др.; на ряде площадей установлены повышенные содержания меди и других рудных элементов осадочного генезиса.

Длительный этап аридного осадконакопления начался в конце карбона и продолжался с краткими перерывами до конца перми и даже в триасе (ДДВ, Северо-Западный Донбасс). Здесь хорошо выражен парагенез галогенных и красноцветных субформаций и формаций. В традиционной литостратиграфической шкале этот парагенез представлен картамышской, никитовской, славянской и краматорской свитами нижней перми, дроновской свитой верхней перми, сереб-

рянской и протопивской свитами триаса. Парагенез характеризует изменение типа осадконакопления от гумидного к семиаридному красноцветно-терригенному в конце карбона и в начале перми (ассельский век), аридному и экстрааридному галогенному (бахмутская серия — ассельский и сакмарский века, время отложения галогенной формации полного профиля) и затем вновь постгалогенному красноцветно-терригенному (поздняя пермь и далее). Парагенез отлагался в условиях единой тектонической структуры в синеклизную стадию рифтогена, что определило морфологические типы седиментационных бассейнов и особенности вещественного состава формаций парагенеза.

Картамышская свита в целом сложена преимущественно терригенными образованиями песчано-глинистого состава — аргиллитами, аргиллитоподобными глинами, песчаниками и алевролитами с подчиненными горизонтами органогенно-хемогенных и хемогенных пород (известняков, доломитов, в верхней части свиты — ангидритов). Породы свиты имеют преимущественно красноцветную окраску. Маркирующая основа свиты представлена горизонтами известняков и доломитов. Для верхней части характерно наличие так называемых "серых зон", которые отражают периоды максимальной трансгрессии.

В юго-восточной и средней частях Днепровско-Донецкой впадины отложения картамышской свиты близки по составу, исключая уменьшение роли карбонатных пород. В разрезе свиты различается от четырех до пяти ритмопачек.

Формирование картамышской свиты, т.е. красноцветно-терригенной формации и нижней части галогенной формации (точнее галогенно-карбонатно-терригенной субформации) происходило в условиях бассейна с континентальным осадконакоплением, периодически восстанавливавшим связь с морем с образованием водоема заливного типа на всем протяжении этой части Доно-Днепровского прогиба — от Бахмутской и Кальмиус-Торезской котловин до средней части Днепровско-Донецкой впадины, а в отдельные моменты — и в северо-западной ее части.

Отсюда вытекают особенности фациального состава картамышской свиты. В целом свита имеет форму усложненно-линзовидного тела, сложенного образованиями континентальных, переходных и морских фаций. В разрезе установлены отложения аллювиальных (русловых, пойменных), озерных и озерно-болотных, а также элювиальных (горизонты почвообразования) континентальных фаций; по-видимому, часть красноцветных образований должна относиться к пролювиальному типу, распространенному в Днепровско-Донецкой впадине. Среди фаций переходной группы выявлены породы лагун, застойных заливов и прибрежных озер, баров и дельт.

Стратиформное медное оруденение Северо-Западного Донбасса приурочено к "серым зонам", представляющим отложения морских и переходных фаций в красноцветной толще картамышской свиты.

К числу рудоносных фаций в Бахмутской котловине относятся две группы: морские (прибрежно- и мелководно-морские) и переходные (дельтовые, заливные и лагунно-озерные). Минералогические

медепроявления установлены в средней части картамышской свиты. Мощность картамышской свиты до 1200 м.

Галогенная формация подразделяется на три субформации (снизу вверх): красноцветную галогенно-терригенную (верхняя часть картамышской свиты), соленосную (никитовская и славянская свиты).

Соленосная субформация сложена галогенными и нормально морскими породами с горизонтами терригенных отложений. Выдержанные по площади пласты карбонатных пород и ангидритов образуют маркирующую основу свит. Строение субформации характеризуется цикличностью. Выделены пять типов осадконакопления. Циклы венчаются мощными соляными пластами.

В составе калиеносной субформации выделены красносельская и картамышская свиты, представляющие единый цикл осадконакопления (по некоторым авторам — два-три цикла). В литологическом составе субформации в целом преобладает каменная соль (в полных разрезах 80—90%), второстепенную играют ангидриты, доломиты, глинисто-алевритовые образования. Калиеносные горизонты составляют в Днепровско-Донецкой впадине до 2,5%, в Бахмутской котловине — до 5%. Разработана маркирующая основа свиты по пластам алевритов и ангидритов. В Днепровско-Донецкой впадине в разрезе субформации установлены два калиеносных горизонта: сульфатный (нижний) и хлоридный (образован главным образом сильвинитом, содержащими породами). В Бахмутской котловине Донбасса выделены два калиеносных горизонта: сильвинитовый (нижний) и сильвинит-карналлитовый.

Нижнепермская галогенная формация отлагалась в условиях мешкообразного ответвления внутриконтинентального солеродного водоема. Во время образования соленосной субформации уже на самых начальных этапах ее развития сформировались контуры зон относительных погружений, в которых отлагались соляные толщи; в дальнейшем эти зоны мигрировали в северо-западном направлении, в остальном сохраняя унаследованный характер. Во время образования калиеносной субформации в зонах относительных погружений, также носивших в значительной степени унаследованный характер, образовывались калиеносные отложения. В калиеносной субформации наблюдаются элементы концентрического и асимметричного строения. В наиболее удаленной северо-западной части впадины отлагались залежи бишофита.

Морфологические типы солеродных бассейнов и распределение литофаций, а также особенности вещественного состава соляных осадков отражали специфику синеклизного этапа развития ДДВ (сравнительно с вириллским типом распределения осадков в позднедевонских солеродных бассейнах и сравнительно простым вещественным составом соленосных отложений, характерных для рифтового этапа). Мощность нижнепермской галогенной формации до 1650 м.

В составе верхнепермского отдела выделяются отложения аллювиальных, озерных, дельтовых, делювиальных и элювиальных фаций. Сходный фациальный состав характерен и для образований триасовой системы.

Верхнеюрская эпоха аридного осадконакопления выразилась в развитии разветвленных солеродных бассейнов, образовавшихся на базе системы акваторий северной части Тетиса. В целом эта система включала отложения континентального склона шельфа, а также заливов, часть из которых действовала как солеродные бассейны. В северной ее части прослеживаются три зоны солеродных бассейнов: Предкарпатская, Придунайская и Крымская (протяженность двух последних зон во встречном направлении не прослежена, не исключается их связь). Отдельно располагался незначительный солеродный бассейн Днепровско-Донецкого ответвления. Во всех перечисленных бассейнах галогенез носил незавершенный характер, заканчиваясь на стадии сульфатов кальция. Исключение составлял участок Придунайской зоны, прилежавшей к Предобруджинскому прогибу. Здесь образовалась соленосная толща локального развития (Измайльское месторождение). Соленосная толща входит в состав выделенной Л.Ф. Романовым конгаской свиты, которая в целом представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, доломитами, ангидритами и гипсами. С галогенной толщей локально сопряжены красноцветно-терригенные образования. В районе Измайльского месторождения в красноцветной субформации (чадыр-лунгской свиты) нами установлено преобладание фаций переходной группы (лагунных с локальным развитием дельтовых комплексов). Стратиформное оруденение не обнаружено. Предкарпатский бассейн, включавший две зоны галогенной седиментации, представлял собой две тупиковые части залива, что и обеспечило их существование как солеродных. Незавершенность галогенеза обуславливалась недостаточной изолированностью от питающей морской провинции.

Крымский солеродный бассейн, по-видимому, имел концентрический тип строения; современное строение галогенной формации характеризуется наличием узкой полосы развития сульфатно-кальциевых пород, окруженной комплексами карбонатно-глинистых и нормально морских карбонатных отложений.

В Предкарпатском прогибе в раннемолассовый этап выделялись три стадии, которым соответствовало образование субформаций: поляниcko-воротыщенская (терригенно-соленосная), раннестебникская (морская красноцветно-терригенная меденосная), позднестебникская (соленосно-галогенно-терригенная). В целом в этом этапе намечаются три полных цикла развития бассейнов: от нормально морской или слабозасоленной стадии до солеродного бассейна с садкой калийных солей, с изменением климатической обстановки соответственно от семигумидной до аридной и экстрааридной. В литостратиграфическом отношении эти циклы представлены следующими свитами (снизу вверх): поляницкая (глинисто-песчаниковая толща, в верхней части загипсованная и засоленная); нижневоротыщенская (соленосные глины и брекчи, каменная соль, калийные соли), загорская (толща песчано-глинистых засоленных пород с локальным развитием грубообломочных образований); верхневоротыщенская (соленосные терригенные породы с горизонтами каменных и калийных солей); нижнестебникская или стебникская (красноцветно-терриген-

ная толща песчано-глинистого состава) и верхнестебникская, или баличская, которая по породному составу сходна с ниже- и верхневоротыщенской.

Красноцветно-терригенная толща (субформация) представлена галитом, песчаниками, породами смешанного состава, реже — грубообломочными образованиями и туфами. Выделены следующие фациальные типы: дельтовый, прибрежно-морской, мелководно-морской с локальным развитием отложений зоны подводных течений, а также конусов выноса. Медепроявления приурочены преимущественно к песчаникам, дельтовым глинам прибрежно-морских и мелководно-морских фаций. На основании количественного соотношения фациальных типов по корреляции разрезов в субформации выделено три горизонта. Почти все наиболее крупные медепроявления приурочены к среднему горизонту, мощность которого в среднем составляет около 300 м.

В позднемолаассовый этап наметилось три стадии: богородчанская (время отложения морской песчано-глинисто-мергельной субформации), тирасская (галогебно-соленосной субформации), косовская (морской сероцветной песчано-глинистой субформации) и дашавская (континентально-морской сероцветной песчано-глинистой субформации). В позднемолаассовый этап имела место только одна эпоха аридного осадконакопления — в тирасское время. В это время в Предкарпатском прогибе и на смежной части Восточно-Европейской платформы на больших пространствах происходила садка каменной соли и сульфатов кальция; существенных проявлений калийных солей не возникало. В соляной толще установлены турбидиты.

В пределах Закарпатского прогиба эпохи соленакопления, синхронные с предкарпатскими, имели место в карпатском и баденском веках. Карпатская эпоха галогенеза проявилась в Восточно-Словацкой впадине и выражалась в отложении соленосной формации, представленной соленосными глинами с прослоями гипса, ангидритов, песчаников, загрязненной каменной соли; мощность толщи около 200 м. Соленосная толща образовалась в условиях локального ограниченного по площади солеродного бассейна, возникшего в тупиковой северной части внутреннего прогиба Карпат. Баденская эпоха галогенеза проявилась в развитии обширного солеродного бассейна, захватившего Мукачевскую, Солотвинскую и Марамурешскую впадины Закарпатского прогиба. В составе баденской галогебной формации выделяются две субформации. Галогебно-терригенная (нижняя) представлена аргиллитоподобными глинами с прослоями алевролитов, песчаников, гипсов, ангидритов, известняков, туфов и туффитов мощностью до 280 м. Верхняя субформация — соленосная — образована каменной солью, галопелитами, ангидритами, засолоненными глинами и песчаниками. Мощность субформации 500–600 м, местами увеличена соляной тектоникой. Галогебные отложения ассоциируют с морскими сероцветными терригенными и вулканогенными образованиями.

Галогебные и красноцветные отложения (формации и субформации) характеризуются принципиальным отличием вещественного состава. Этот факт определяет и различие комплексов генетически связанных с ними полезных ископаемых. Для галогебных толщ последний опре-

деляется, прежде всего, их макрокомпонентами (каменная и калийные соли). Для красноцветно-терригенных отложений ведущий комплекс полезных ископаемых — медное и сопровождающее оруденение — выступает в качестве микрокомпонента. Состав рудных микрокомпонентов принципиально различен. Стратиформное медное и сопровождающее оруденение в красноцветно-терригенных отложениях не имеет прямой связи с процессами галогенеза, однако благоприятствующие его образованию факторы обуславливаются сопряжением вмещающей толщи с галогенными формациями.

При отмеченных различиях проявляются некоторые черты сходства галогенных и красноцветно-терригенных формаций в их парагенезе: общность бассейнов осадконакопления, которая наиболее полно присуща рифтогенным внутриплатформенным структурам, наименее — перикратонным прогибам; общность источников сноса обломочного материала, которая определяет сходство минеральных и геохимических ассоциаций, зональности и рудно-геохимической специализации геохимического материала; общность основных черт палеотектоники, определяющая гомологичность распределения фациальных и литофациальных комплексов, а также минерально-геохимическую зональность. Пространственное соотношение элементов парагенеза связано общими контурами структурно-тектонической зоны осадконакопления и управляется процессами трансгрессий—регрессий и континентальной седиментации (пример Доно-Днепровского прогиба). Этот фактор таким образом, обуславливает палеогеографические и литофациальные особенности образования парагенеза, анализ которых является основой прогнозирования комплексов полезных ископаемых как галогенных, так и красноцветно-терригенных отложений.

Развитие наложенной минерализации рассольного характера является производным галогенных, точнее соленосных отложений, красноцветно-терригенные толщи могут служить одним из источников рудного материала.

На основе анализа рассмотренных особенностей парагенеза красноцветно-терригенных и галогенных формаций разработан комплекс поисковых критериев и дан прогноз ряда рудных и нерудных полезных ископаемых для рассмотренных регионов.

### Abstract

The most characteristic formation of the arid sedimentation is the paragenesis of evaporites and red terrigenous complexes. On the example of sedimentary regions of the Ukrainian SSR and adjacent geological regions the peculiarities of compositions and conditions of forming of this paragenesis have been investigated regarding the conditions of the different tectonic elements — foredeep, intramountain and pericratonic depressions as so as intracratonic rift one in paleozoic, mesozoic and cenozoic. The lithological and paleogeographical maps have been made for the main epochs of evaporites and red beds sedimentations. The principle of lithological and geochemical models of subformations have been elaborated on the base of system analyses.

Г.А. Чихрадзе

## ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ В ЮРСКОМ БАССЕЙНЕ ГРУЗИИ

Юрский бассейн Грузии — составная часть обширного Кавказского осадочного бассейна, сообщаемого на северо-западе с Крымским и на юго-востоке с Прикаспийским бассейнами, развивавшимися в пределах Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

Особенности осадконакопления в юрском бассейне Грузии в одинаковых гумидных условиях обуславливались палеотектонической структурой — депрессиями и поднятиями отдельных зон бассейна и характером последовательного их развития в процессе седиментогенеза. Морфоструктура бассейна и гравитация являлись основными факторами, определяющими различный механизм осаждения терригенного обломочного и аквагенного материала.

К началу ранней юры на территории Грузии различались три главные геотектонические единицы: Палеокавказский хребет, геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа (бассейн ЮСБК) и Грузинская глыба — часть Закавказского массива (ЗМ) [7, рис. 20].

В ранней юре (до синемюра) на периферии приподнятой части Грузинской глыбы Дзирульского массива происходило континентальное осадконакопление, в процессе которого образовались псефитовые и песчаные осадки прибрежной фации, песчаные и глинистые — болотной фации, углистые песчаники, огнеупорные глины — продукты коры выветривания пород гранитоидного комплекса, отложившихся в восстановительных условиях среды. В то же время проявился риолитовый вулканизм, пирокластика которого, так же как и терригенный материал, не имеет четкой стратификации. Такой тип седиментогенеза в ранней юре в других областях Грузии не наблюдается.

В геттангском веке Дзирульский массив, как и почти вся территория Грузии, представлял собой сушу. В синемюре море трансгрессировало на перифериях выступов Закавказского массива в зону ЮСБК и по всему Кавказу.

На Дзирульском массиве море перекрыло континентальную глинисто-песчаниково-конгломератовую толщу и накопились галечно-песчаные фации подвижного прибрежного мелководного моря. В позднеплинсбах-раннеааленское время осаждались песчано-известковые отложения открытого мелководного шельфа, образовались красные органогенные известняки (80 м) (шрошинский тип) и латерально замещающие их мергели мелководной фации. Эти отложения по своему фациальному составу, настолько своеобразны, что их выделяют как платформеноидные образования. Они переполнены скелетами морских организмов, мощность их не превышает 400 м, т.е. почти на порядок меньше, чем мощность отложений ЮСБК.

На южном выступе ЗМ — Локском массиве — в раннеюрском трансгрессивном море на размытой поверхности палеозойского гранито-метаморфического комплекса накопились галечники (40 м), сложенные из гальки кислых эффузивов, кварцевые и слюдистые песчано-алевритовые мелководные осадки (до 600 м), в конце аалена в бассейне стал выделяться карбонат кальция в рассеянном виде и проявился слабый кислый вулканизм.

В отличие от указанных массивов в зону ЮСБК синемюрское море трансгрессировало на гетерогенном ложе, состоящем из палеозойских гранитоидов и кристаллических сланцев и морских осадочных формаций палеозоя—триаса (дизская серия). Следует отметить, что конседиментационный тектонический план осадочного бассейна после синемюрской трансгрессии мало чем отличался от такового позднего палеозоя—триаса. Поэтому ниже-среднеюрские мощные песчано-глинистые толщи сохранили фациальный состав морских осадков предыдущего периода. Образовались галечники и песчаные осадки прибрежной мелководно-морской и местами болотной фаций (базальный горизонт нижней юры; до 80 м). Изредка наблюдаются гравийные осадки приустьевой фации мелких речек, обогащенные углистым веществом и диагенетическими конкрециями сидерита. Базальный конгломерат состоит из материала подстилающих пород (залегая на гранитоидах, состоит из гальки гранитоидов, на кристаллических сланцах — из гальки кристаллических сланцев, на осадочных породах — из обломков последних и т.п.). Аналогичная картина наблюдается на Северном Кавказе [6]. После затопления внутрибассейновых островов (один из них давал шлейф конгломератов даже в домере), базальная формация стала наращиваться глинистыми осадками расширяющегося и углубляющегося моря и в плинсбах-раннетоарское время образовалась глинистая, впоследствии глинисто-сланцевая формация мощностью около 2 км, связанная со спокойной стадией развития бассейна.

В конце плинсбахского века вследствие растяжения и деструкции произошел разрыв земной коры и излияние толеитово-базальтовой магмы в осевой зоне осадочного бассейна от Абхазии до Восточного Азербайджана. Седиментация пелитового материала, происходившая до разрыва, продолжалась в процессе пульсации базальтового расплава и после прекращения излияния более 1 млн лет [10, рис. 10]. В процессе накопления глинистых (фоновых) осадков в бассейн крайне редко проникали незначительные порции алеврита и мелкого псаммита. С середины тоара объем этого материала постепенно увеличивался и в результате образовались пачки песчаников мощностью десятки метров. Максимальное количество песчаников приходится на поздний тоар—ранний аален. Опесчанивание разреза увязывается с активизацией источников сноса, вызванной движениями донецкой орофазы [4].

В тоаре—аалене образовалась граувакково-алевритово-аргиллитовая формация в Казбегско-Лагодехской зоне, состоящая из двух подформаций: нижняя аргиллитово-песчаниковая верхнего тоара—аалена (казбегская свита, хахматская свита); верхняя — алевритисто-

аргиллитовая верхнего аалена—нижнего байоса (гудушаурская свита, гуданская свита). Эти подформации отличаются друг от друга набором пород, количественным соотношением песчано-алевритовых и пелитовых пород, а также текстурными их особенностями.

Пачки песчаников нижней подформации начинаются слоями среднезернистых плагиоклазово-кварцевых песчаников, часто с примесью псефитового материала (0,3—7 м), подстилающих глинистых пород и линзами конгломератов из обломков глинистых сланцев переотложенных сидеритовых конкреций и реже — обломков известняков, не встречающихся в разрезе, но, вероятно, захваченных потоками из шельфа. Некоторые массивные слои песчаников по простиранию замещаются глинистыми породами. Пачки песчаников имеют "ритмичное" строение; мощность слоев уменьшается в верхней части. Песчаники часто микрополосчатые, они чередуются с пачками глинистых сланцев. Тонкие слои песчаников имеют однонаправленную мелкую косую слоистость, образованную придонными течениями. На подошвах слоев часто наблюдаются знаки волочения, эрозионных каналов, гиероглифы и др. Песчаники и алевролиты этой толщи являются осадками зерновых и меньше суспензионных потоков различных подводных конусов выноса континентального склона и подножья. Мощность до 1200 м.

Верхняя подформация представлена глинистыми сланцами с незначительным количеством (до 10%) алевролитов и мелкозернистых песчаников и сидеритовых конкреций. Начиная со среднего аалена, в непрерывном разрезе постепенно уменьшается количество и мощность пачек песчаников и алевролитов, и отложения становятся существенно глинистыми. В бассейне Хевсуретской Арагви они представлены чередованием глинистых сланцев и пачек тонкого двухкомпонентного флиша, в котором гемициклиты состоят из градационных интервалов  $T_{ac}$ . Мощность а — 3—6 см, е — 3—20 см. Нижний контакт двуединных слоев обычно резкий, верхний — постепенный. Однако постепенный переход от фанеромерного к пелитовому осадку осуществляется в большинстве случаев через микрополосчатую зону 2—4 см, в которой светло-серые полосы мелкого псаммита и алеврита исчезают, уступая место темно-серой пелитовой массе. Характерный для этого комплекса сидерит служит цементом всех песчаников, а в глинистых сланцах присутствует в виде конкреций. Мощность подформации 1600 м.

Несколько отличные седиментационные текстуры наблюдаются в породах байос-батской глинисто-сланцево-песчаниковой формации, относимой к образованию регрессивной стадии развития бассейна. Эта формация постепенно продолжает подстилающую и состоит из глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Количество и мощность слоев песчаников увеличивается в восходящем разрезе. Значительная часть пород представлена двуединными слоями мощностью от сантиметра до нескольких метров. Среди них преобладают слои с градационными интервалами  $T_{ac}$ ,  $T_{ac}$ , редко встречаются  $T_{abcd}$  и еще реже  $T_{abcde}$ . Циклиты часто неполные сверху, но есть неполные как сверху, так и снизу. Такие интервалы представлены в основном кон-

волютной частью слоя. Среди песчаников имеются и флюксотурбидиты, но проксимальные, связанные непосредственно с источником сноса, не наблюдались. Тектурные знаки на подошве песчаников указывают на транспортировку кластического материала, в общем, вдоль прогиба — с юго-востока на северо-запад.

Отдельные слои песчаников не отличаются от штормовых циклитов (темпеститов [11]), и все двуединые слои этой формации образовались в результате процессов событийного характера, в чем, вероятно, свою роль сыграли движения батской орофазы, обусловленной геокинематикой данного участка Альпийского пояса. Мощность отложений около 1100 м. Формация развита в бассейне Хевсуретской Арагви и в северо-западном направлении замещается регрессивной глинисто-сланцево-песчаниковой толщей.

Наличие толщ, сложенных отсортированными слоями терригенных пород в среднеюрских, и отсутствие их в нижнеюрских отложениях Южного Дагестана [1] является седиментационной особенностью юрского бассейна Восточного Кавказа.

В байосском веке в северной полосе (Казбегско-Лагодехская зона, [3]) происходило накопление терригенных песчано-пелитовых осадков, а в южной части бассейна (в Гагрско-Джавской зоне) развился интенсивный вулканизм и образовалась мощная (до 3000 м) вулканогенно-осадочная андезито-базальтовая формация островодужного типа. Она перекрыла ааленские отложения также в районах выступов ЗМ [10, рис. 12].

В конце байоса прекратился вулканизм и возобновилась седиментация терригенного материала. Она происходила в условиях усиливающейся регрессии моря и в батское время образовались песчано-глинистые осадки прибрежно-морской, лагунной, озерно-болотной и речной фаций, составивших угленосную формацию Грузии.

В келловей-титонское время (среднеальпийском этапе развития осадочного бассейна) в зоне ЮСБК в наложенных трогах накопились отложения кластическо-известняково-мергельно-известнякового флиша (1000 м). В южной части (в Гагрско-Джавской зоне) бассейна образовалась лагунно-континентальная пестроцветная глинисто-песчаниковая свита (400—900 м) [10, рис. 15]. Главные составляющие породы — песчаники, алевролиты и глины, второстепенные — базальтоиды и их пирокластика, специфические — доломиты и гипс, изредка галит. Свита перекрывает батскую угленосную формацию, распространена от Окрибы до Абхазии, в юго-восточном и северо-западном направлениях замещается известняками и доломитами, а в северном — карбонатными флишевыми образованиями; перекрывается трансгрессивными отложениями нижнего мела [8, 10].

В течение синемюр-батского (раннеальпийского) этапа развития в бассейне ЮСБК накопилось более 5000 м песчано-алевритово-глинистых осадков. Естественно, что по мере погружения осадки прошли стадии диагенеза, катагенеза и местами протометаморфизма.

Диагенетические процессы протекали в условиях дефицита кислорода. Судя по отсутствию биотурбаций в породах синемюр-тоарского возраста, можно заключить, что жизнь на дне бассейна разви-

валась крайне редко. В восстановительной среде, обусловленной наличием реакционноспособного органического вещества в осадке, образовались диагенетические рассеянные или лизнообразные скопления сульфида железа. С середины тоарского века среда диагенеза изменялась в сторону процесса сидеритообразования, особенно в восточной части бассейна (ущелье р. Арагви и др.), что продолжалось до раннего байоса. Затем в байос-батских отложениях сидерит уступил место кальциту. Самое интенсивное изменение физико-механических свойств и минерального состава претерпели глинистые (пелитовые) осадки, превратившись в аргиллиты в тектонически пассивных зонах и в глинистые и аспидные сланцы в зонах интенсивной складчатости. Аргиллиты состоят из гидрослюд, смешанослойных образований и местами минералов глин. Глинистые сланцы и тем более аспидные сланцы не содержат минералов глин и смешанослойных образований, а состоят из аутигенных кварцита, кислого плагиоклаза,  $10 \text{ \AA}$  гидрослюды (серицит),  $14 \text{ \AA}$  магнезиально-железистого хлорита [9]. Аналогичные данные получены в результате изучения глинистых минералов ниже-среднеюрских сланцевых толщ Северного Кавказа [5] и Дагестана [2].

Таким образом, в юрских бассейнах Грузии от синемюра до титона включительно осадконакопление имело сложный характер. В бассейне ЮСБК терригенная седиментация синемюр-батского периода сменилась карбонатной на келловей-титонском этапе. Накопление известкового ила имело место и на некоторых подводных возвышенностях в ранней юре, а также на конседиментационных антиклиналях в аалене. Но это не изменяло общий характер терригенного осадконакопления в северной миогеосинклинальной части бассейна ЮСБК. В позднем байосе—бате усиливалось выпадение карбоната кальция, который в процессе диагенеза вначале сосредоточился в цементе песчаников или в аргиллитах в виде конкреций, позже обособлялся в прослоях мергелей и глинистых известняков. В южной же части бассейна (в Гагрско-Джавской зоне), где безраздельно господствовала седиментация вулканогенного материала, в позднем байосе в период ослабления привноса пирокластики местами образовались прослой карбонатных пелитовых туфов или мергелей.

С конца байосского века процесс седиментации эволюционировал в бассейне регрессивного моря в условиях гумидного климата последовательно в мелководно-морской, лагунно-озерной, аллювиально-болотной обстановках в батское время, в условиях аридизации климата — в лагунно-континентальной обстановке в поздней юре.

На Дзирульском массиве накопление известкового осадка вслед за терригенным началось уже в лейасе, продолжалось до аалена и прекратилось в период образования байосской вулканогенно-осадочной формации.

Геотектоническая позиция осадочно-породных бассейнов и исходный минеральный состав осадка обусловили интенсивность процессов литогенеза. В результате сжатия мобильного пояса, складчатости и других факторов интенсивнее преобразовались глубоководные и глубоко погруженные в земную кору отложения.

## Abstract

On the territory of Georgia during the Jurassic within the united marine basin two structural areas with different environments of sedimentation are distinguished: Southern slope of the Greater Caucasus and Transcaucasian massif. Within the limits of the Southern slope in the Sinemurian-Bathonian thick psammitopelitic deposits accumulated. Carbonaceous sedimentation started from the end of Bathonian and dominated during the Late Jurassic.

Within the limits of the Transcaucasian massif in the Early Jurassic-Aalenian the terrigenous-carbonaceous sedimentation took place; in the Bajocian volcano-sedimentary formations occupied the Northern periphery of the indicated massif. From the Bajocian sedimentation renewed in the regressive sea; continental coal-bearing deposits were formed in Bathonian, whereas continental-lagoonal (gypsiferous) deposits formed in the Late Jurassic.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев С.Л.* Эволюция флишеобразования в мезозое—кайнозое (на примере Большого Кавказа) // Эволюция осадочного процесса в океанах и континентах. М.: Наука, 1983. С. 224—228.
2. *Гаврилов Ю.О., Цикурский С.И.* Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 1. С. 105—121.
3. *Гамкрелидзе П.Д.* Тектоника // Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. М.: Недра, 1964. С. 453—492.
4. *Джанелидзе А.И.* К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса // Сообщ. АН ГССР. 1946. Т. VII. С. 15—21.
5. *Карпова Г.В., Тимофеева З.В.* Постседиментационные изменения ааленских пород в структурно-фациальных комплексах Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1971. N 5. С. 97—107.
6. *Ренгартен Н.В., Старостина З.М.* Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на Северном склоне Центрального Кавказа // Геология и полезные ископаемые средней части Центрального Кавказа. Изд-во АН ССР, 1956. С. 51—87.
7. *Чихрадзе Г.А.* Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниерба, 1979. 204 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып. 62).
8. *Чихрадзе Г.А., Беридзе М.А., Варсимашвили Э.В., Кикодзе Г.С., Сибашвили Г.Ш., Цабадзе Н.Г., Чечелашвили И.Д.* Юрские и меловые осадочные и вулканогенно-осадочные геоконплексы Грузии // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 42—51.
9. *Чихрадзе Г.А., Вяхирев Н.П.* О минералогическом составе ниже-, среднеюрских глинистых сланцев южного склона Большого Кавказа // Изв. Геол. о-ва Грузии. 1982. Т. IX, вып. 1/2. С. 92—99.
10. Юрские осадочные геоконплексы Болгарии и Грузии. Тбилиси: Мецниерба, 1984. 100 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып. 84).
11. *Эйнзель Г.* Общие сведения о природе, условиях нахождения и распознавания циклических отложений (перидитов) // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1986. С. 11—62.

*М. А. Беридзе*

**ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЙ  
ТУРБИДИТОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ  
В ЮРСКИХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ БАССЕЙНАХ  
КАВКАЗА**

В настоящее время можно с достаточной уверенностью констатировать, что турбидный механизм седиментации успешно используется большинством исследователей при анализе многих осадочных, преимущественно флишевых бассейнов геологического прошлого. Доказательством реальности такого механизма могут служить непосредственные наблюдения процессов турбидной седиментации во многих современных окраинных морях, а также ее удачное воспроизведение в многочисленных экспериментах. Относительно менее изучены те модификации турбидной седиментации, в которых ведущая роль отводится не терригенной кластике, привносимой с шельфа, а вулканогенно-обломочному материалу, генерируемому из высококозсплозивных островодужных вулканов.

В этом отношении наибольший интерес вызывают вулканогенные, так называемые "порфиритовые" формации, в составе которых, как выясняется в результате их детального палеофациального анализа, превалирующую роль играет вулканокластический материал. В качестве одного из первых объектов можно назвать ирендыкскую вулканогенную свиту девона на Южном Урале, наиболее древнюю по возрасту и детально изученную. Другим, не менее ярким примером может служить байосская вулканогенная "порфиритовая" свита Грузии, детально охарактеризованная в свое время Г.С. Дзоценидзе. И, наконец, для обсуждения поставленного в настоящей статье вопроса не менее важным объектом представляется ниже-среднеэоценовый вулканогенный флиш Малого Кавказа; турбидный механизм в формировании слагающих его стратифицированных толщ был обоснован также недавно.

Цель автора — на основе фациального анализа двух разновозрастных, но сходных по составу вулканогенных формаций из Кавказского региона показать особенности турбидного осадконакопления в различных типах вулканических бассейнов, сочленяющихся как латерально, так и вертикально с флишевыми трогами с терригенной и терригенно-карбонатной седиментацией.

**Байосский Закавказский островодужный бассейн.** Выходы байосской вулканогенной ("порфиритовой") формации приурочены к трем геотектоническим единицам Кавказа: Гагрско-Джавской зоне южного склона Большого Кавказа, Грузинской глыбе и Сомхето-Карабахской зоне (в последней эта формация охватывает и низы батского яруса). В палеогеографическом отношении названные зоны маркируют обширный бассейн в пределах Понтийско-Закавказской островной дуги. Все три бассейна сообщались через проливы между остров-

ной сушей. С севера Закавказский островодужный бассейн углублялся и по конседиментационному разлому граничил с относительно глубоководным окраинноморским (тыловым) бассейном, развитым в осевой зоне Большого Кавказа. Таков же характер южной границы Сомхето-Карабахской части Закавказского островодужного бассейна с Севано-Акеринским прогибом. К югу от последнего байосская вулканогенная формация развита в пределах Кафанского блока.

В результате проведенного фациального анализа Закавказского седиментационного бассейна установлено два типа вулканических извержений. Первый, трещинный тип (пиллоу-лавы и их производные) характеризуется линейным распространением вдоль северного борта бассейна и полным отсутствием эксплозивного, пирокластического материала. Южнее этой пограничной полосы, в пределах всей территории развития вулканогенной формации, реконструируются небольшие вулканические постройки центрального типа, отделенные друг от друга субширотно протяженными депрессиями с развитием ритмичных стратифицированных пирокластических толщ и тефроидных турбидитовых образований. По перифериям бассейна образованы широкие шлейфы стратифицированных вулканокластических толщ, как, например, в бассейне р. Мзымта, в районе северо-западного окончания Гагрско-Джавской зоны. Аналогичный шлейф вулканогенно-обломочных образований развит на юго-западной периферии Дзирульского массива. В некоторых случаях (например, Окрибская подзона Грузинской глыбы) на основе фациальных реконструкций ясно вырисовываются небольшие изометрической формы морские котлованы, в которых вулканокластические ритмично стратифицированные отложения проявляют симметричную фациальную зональность по отношению к вулканической постройке, развитой в центре котловины. Во всех рассмотренных случаях латеральные сочленения собственно эффузивных фаций со стратифицированными вулканокластическими фациями выступают наглядно и вполне естественно. Поэтому интерпретацию стратиграфической последовательности и мощностей отдельных подразделений в подобных вулканогенных формациях следует проводить на основе именно такого — фациального — подхода, что, к сожалению, во многих работах не учитывается.

В стратифицированных толщах байоса наблюдается асимметрично-ритмичная отсортированность вулканокластического материала андезито-базальтового состава. Нередко в градированных многослоях (пакетах, ритмах, циклотемах) отмечаются текстуры, обусловленные потоками (косая слоистость) и седиментационными деформациями (конволютная слоистость) в закономерном сочетании с горизонтальнослоистыми (ламинитовыми) интервалами. В отдельных случаях на нижних поверхностях подошвы пакета наблюдаются характерные текстуры типа слепков нагузки. Многослойно заканчиваются содержащими остатки микрофауны пелитовыми (пелагическими) осадками (глины, изредка мергели и известняки). Изредка отмечаются интервалы с включениями и текстуры седиментационного будинажа.

Перечисленные структурно-текстурные особенности вулканокластических отложений байоса позволяют заключить, что они образовались в результате деятельности подводных суспензионных потоков. При этом грубозернистые толстослоистые пакеты, построенные по типу абе или ае, вероятно, формировались из незрелых турбидитных потоков. В образовании же средне- и тонкостратифицированных пакетов, построенных из сочетания интервалов абсе и abcde, принимали участие обычные (зрелые) турбидные потоки. Тефротурбидные потоки произвели переотложение (реседиментацию) свежесброшенного материала со склонов подводных вулканов к их подножью и разносили вулканокластический материал по дну депрессии. При этом в зависимости от интенсивности эксплозивной деятельности вулканов в депрессиях формировались флюксотурбидиты или зрелые турбидиты. Роль этих двух типов суспензионных потоков в разных частях бассейна различна. Так, в переходной полосе островодужного бассейна к осевому бассейну Большого Кавказа (например, Горная Рача) среди глинисто-сланцевых отложений наблюдаются лишь отдельные пачки и пакеты тефротурбидитов. В зависимости от установленной общей тенденции ослабления вулканической активности от раннего байоса к позднему отмечается ослабление роли тефрогенного материала и увеличение вулканотерригенной (граувакковой) кластики. Местами к последней присоединяется и обычный терригенный (кварц-аркозовый) материал, привносимый с поднятых частей кристаллических пород фундамента. Важно подчеркнуть и то, что при наличии подводного (временами островного) вулканического рельефа с отсутствием или же при незначительном развитии шельфовых обстановок, переработка исходного материала выражена слабо. Низка также роль продольных придонных течений, столь характерная для флишевых трогов и выраженная в образовании экстра- и интраконтуритов.

**Ниже-среднеэоценовый рифтогенный бассейн Аджаро-Триалетской зоны.** Аджаро-Триалетская складчатая зона в палеоцене—раннем эоцене представляла собой флишевый трог с мощными накоплениями ритмично стратифицированных терригенных и терригенно-карбонатных толщ. К концу раннего эоцена эта зона превращается в рифтогенный бассейн с мощными извержениями продуктов субщелочных базальтов в ассоциации с известково-щелочными плагиобазальтами и андезитами. При этом в зависимости от ослабления интенсивности рифтогенеза и вулканизма с запада на восток собственно эффузивные фации в этом же направлении постепенно замещаются вулканокластическими. Таким образом, с учетом соотношения эффузивных, эксплозивных, вулканогенно-обломочных и вулканотерригенных фаций в ранне-среднеэоценовом прогибе Аджаро-Триалетии различается три сегмента: Западный, Аджарский, сегмент с преимущественным развитием массивных (лавовых) и грубообломочных вулканитов (перангская и чидильская свиты) и подчиненным количеством слоистых вулканокластитов (нагваревская свита); Центральный, Месхети-Имеретинский, сегмент с возрастанием роли слоистых мелкообломочных вулканокластитов (ликанская свита), но все еще большим

развитием собственно эффузивных (лавовых и лавокластических) и грубообломочных вулканокластических фаций (квабисhevская и двирская свиты), и Восточный, Триалетский, сегмент с явным преобладанием вулканокластических и вулканотерригенных фаций.

Ряд исследователей (С.С. Кузнецов, П.Д. Гамкрелидзе, Г.С. Дзюценидзе) давно обратили внимание на сходство ниже-среднеэоценовых слоистых образований Боржомского района (Центральный сегмент) с флишем, назвав их "вулканогенным" или "туфогенным" флишем. Впоследствии эти образования, представленные слоистыми вулканокластолитами мощностью 1300—1500 м, были выделены в качестве самостоятельной ликанской свиты и определены, как образования определенного стратиграфического интервала (самые верхи нижнего эоцена и нижняя часть среднего эоцена). При таком подходе в верхней части среднего эоцена были помещены массивные и грубослоистые вулканогенные образования квабисhevской и двирской свит.

Изучение структурно-текстурных особенностей ритмично стратифицированных вулканокластических образований ликанской свиты выявило ряд характерных признаков: наличие всех трубидитовых интервалов (abcd), пелагического интервала с, подошвенных флишевых фигур, разнообразных биоглифов, подводных деформаций и оползней. Вместе в тем фациальный анализ среднеэоценовых образований в пределах Центрального сегмента Аджаро-Триалетской зоны показал интересные латеральные изменения. Так, были подтверждены наблюдения И.П. Гамкрелидзе и Г.П. Лобжанидзе, согласно которым слоистые образования ликанской свиты в северном направлении в сторону южной периферии Дзирульского массива замещаются массивными и грубообломочными, которые следует отнести к прижерловым образованиям. Такая же фациальная изменчивость ликанской слоистой свиты была подмечена Ш.А. Адамия, М.Б. Лордкипанидзе и нами в северном направлении: в окрестностях поселков Бакуриани и Цихисджвари ликанские слоистые вулканокластолиты полностью замещены массивными и грубообломочными фациями. Тенденция возрастания роли грубообломочных фаций в восходящем разрезе усиливается также в направлении с востока на запад. И, наконец, наблюдения фациальных изменений квабисhev-двирской массивной свиты на запад показывает их значительное замещение стратифицированными толщами, т.е. получается, что, начиная с Хашурского района, весь средний эоцен почти полностью сложен вулканокластолитами, в текстурно-структурном отношении схожими с ликанской свитой.

Таким образом, в пределах Центрального сегмента Аджаро-Триалетской зоны наглядно реконструируется вытянутый на восток морской трог, окаймленный с севера, юга и запада подводными, местами надводными вулканическими постройками. Именно с последних и доставлялся свежесброшенный взрывной материал в этот бассейн, формируя мощные толщи туфов и тефротурбидитов. При этом с запада на восток, по мере удаления от вулканических центров, роль тефрогенного материала, разносимого турбидными потоками,

резко возрастала. Такой механизм седиментации становится господствующим в пределах восточного сегмента Аджаро-Триалетской зоны — во флишевом прогибе Триалетии, вдоль южной периферии которого реконструируются отдельные вулканические центры, продуцирующие пирокластику. Мощный олистостромовый комплекс верхов среднего эоцена окрестностей Тбилиси, возможно, маркирует юго-восточный борт этого трога.

**Седиментационные бассейны Еревано-Ордубадской и Ширак-Севано-Зангезурской зон.** Среднеэоценовый вулканизм армянской части Малого Кавказа имеет в основном андезитовый и андезито-базальтовый состав с редкими локальными отклонениями в сторону андезито-дацитового и риолитового. Вулканизм характеризовался высокой эксплозивной деятельностью (коэффициент эксплозивности 80—85%), в результате чего в составе ее продуктов превалирующую роль играют вулканогенно-осадочные породы. Продукты собственно эффузивных фаций дислоцированы преимущественно вдоль Анкавано-Сюникского и Севано-Амасинского глубинных разломов конседиментационного заложения.

В Приараксинской зоне среднеэоценовые шельфовые отложения узкой прерывистой полосой протягивались вдоль северных склонов невулканических островных поднятий, сложенных преимущественно палеозойскими и докембрийскими породами. Здесь маломощные (до 300 м) шельфовые фации были представлены карбонатно-терригенными отложениями с примесью тефрогенного материала. К северу от указанной полосы, в сторону относительно глубоководного пелагического морского бассейна, были развиты турбидитовые, преимущественно тефрогенные образования, которые с юго-востока на северо-запад широким поясом протягиваются по линии г. Багацсар—с. Парага—с. Ехегис—с. Байбурд—с. Лерпаван—с. Люсахбюр—с. Амасия.

В Еревано-Ордубадском прогибе среднеэоценовые турбидитовые вулканокластические толщи согласно продолжают вверх разрез терригенно-карбонатного флиша дания—нижнего эоцена и, как уже отмечалось, латерально сменяются к югу шельфовыми терригенно-карбонатными отложениями. Мощность собственно тефрогенных турбидитовых образований среднего эоцена здесь изменяется в широких пределах — от 300—400 м на юге до 1500—1800 м в северном Ширак-Севано-Зангезурском вулканическом бассейне.

Расположение вулканических центров (подводных и эпизодически надводных) на севере (вдоль Анкаван-Сюникского и, возможно, Севано-Анаскийского конседиментационных разломов) нарушало свойственную для терригенно-карбонатного флиша закономерность уменьшения размеров зерен и мощности первого элемента циклотемы по латерали — от окраины шельфовой зоны в сторону открытого моря или осевой части трога. Поступление с вулканических центров большой массы пирокластического и вулканотерригенного материала в общем балансе осадков резко превосходило количество терригенно-карбонатного материала, поступившего с южных невулканических островов.

С удалением от вулканических центров на юг и на север наблю-

дается уменьшение мощности циклотем. Характерно, что тенденция сохраняется и для морских участков, близко расположенных к невулканическим островам. Следовательно, невулканические острова и в этих последних случаях не являются определяющими мощности первого элемента циклотемы. В разрезах среднеэоценовых ритмично стратифицированных вулканокластических толщ представлены следующие типы турбидных текстурных последовательностей:  $T_{ba}$ ,  $T_{abe}$ ,  $T_{abcde}$ ,  $T_{de}$ ,  $T_a$ ,  $T_{ab}$ , и  $T_{abe}$ . Эти типы обычно наблюдаются в нижней и средней частях разрезов, располагаясь далеко от вулканических источников сноса. В направлении на юг и на север эти мощные проксимальные типы сменяются сравнительно маломощными типами дистальных турбидитов  $T_{bcde}$ ,  $T_{cde}$ ,  $T_{de}$  и реже —  $T_{abcde}$  с постепенным увеличением мощности алевро-пелитовых и пелитовых интервалов.

**Сравнительный анализ вулканокластических турбидитовых формаций.** Рассмотренные примеры юрских и палеогеновых бассейнов Кавказа показывают, что турбидный вулканокластический седиментогенез, как латерально, так и вертикально, тесно сочленяется с терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением во флишевых трогах. Так, байосские турбидитовые вулканические толщи согласно продолжают вверх седиментацию песчаниково-алевритово-аргиллитового флиша тоара-аалена во флишевом трогге южного склона Большого Кавказа, а среднеэоценовые вулканогенно-обломочные турбидиты формируются вслед за терригенно-карбонатным флишем палеоцена—нижнего эоцена. Закономерностью латерального распределения типов ритмов и их мощностей управляет расположение в пределах бассейна высокоэксплозивных вулканов. С ослаблением вулканической эксплозивной деятельности уменьшается роль тифрогенной и увеличивается количество вулканотерригенной, местами терригенной кластики. Такая тенденция фациальной изменчивости особо четко проявляется в вертикальном разрезе отложений как среднеюрского, так и палеогенового типов. В первом из них байосские вулканокластические турбидиты сменяются вверх позднебайосско-батскими вулканотерригенными граувакковыми и кварц-граувакковыми турбидитами, а во втором — карбонатно-терригенным (полевошпатово-кварц-граувакковым) флишем верхов среднего эоцена и низов верхнего эоцена.

Рассмотренные примеры показывают, что при вулканокластическом турбидитовом седиментогенезе конфигурация бассейнов несколько меняется и дает отклонения от предшествовавших вытянутых типично троговых форм. С пятнистым характером наложения собственно эффузивных фаций флишевые трогги укорачиваются и перегораживаются, трансформируясь в слабовытянутые морские седиментационные депрессии котловинного типа.

In the Jurassic and Paleogene basins of the Caucasus volcanoclastic sedimentogenesis laterally and vertically linked with the terrigene and terrigene-carbonaceous flysch sedimentation. Regularities of internal structure and spatial distribution of rhythmically stratified hyaloclastic, tephroigne and volcanoterrigene turbiditic deposits are stated with the disposition of divercetype volcanos in flysch troughs. The latter, basing on the motted or linear heaps of affusive products transformed into the slightly extent marine sedimentary kettle-type depressions, where the importance of longitudinal benthic currents and correspondingly formation of tephrocontourites, was considerably limited.

УДК 551.214(479.25)

*Р. А. Мандалян*

### **КАРБОНАТНАКОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ В ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБАХ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ—НЕОКОМА МАЛОГО КАВКАЗА**

Сочетание процессов карбонатакопления и интенсивного вулканизма, проявленное в верхней юре—неокоме ряда регионов Малого Кавказа, наиболее отчетливо выражено в Сомхето-Карабахской зоне и Кафанском блоке. Длительное совмещение этих качественно разных явлений в условиях морского мелководья привело к образованию двух пространственно выдержанных формаций: вулканогенно-карбонатной (Сомхето-Карабахская зона мощностью до 1650 м) и карбонатно-вулканогенно-обломочной (Кафанский антиклинорий мощностью до 2600 м). Обе формации характеризуются сложными пространственными взаимоотношениями карбонатного и вулканического компонента.

**Вулканогенно-карбонатной формации** присуща сильная изменчивость состава, проявленная в пространственном чередовании и смене главных типов пород: вулканических и карбонатных (известняков и доломитов). По этому признаку выделены следующие типы разрезов формации:

— разрезы, где преобладает вулканический материал, а карбонатные накопления представлены отдельными пачками и прослоями, залегающими среди вулканитов (Шамшадинский антиклинорий);

— разрезы, где карбонатные и вулканические породы развиты в близких или соизмеримых соотношениях (Иджеванский синклинорий и отчасти восточное крыло Алавердского антиклинория);

— разрезы, где преобладают карбонатные породы, а вулканический и вулканокластический материал находится в подчиненном количестве (Иджеванской синклинорий и сопредельная часть Шамшадинского антиклинория).

Среди эффузивов максимально развиты подушечные лавы и их

производные (пиллоу-брекчии, гиалокластиты) — продуктов субаквального типа трещинных извержений. Роль собственно пирокластических накоплений, связанных с локальными проявлениями иного типа вулканической деятельности, невелика. Эффузивы представлены преимущественно базальт-андезитовой ассоциацией, в составе которой преобладают субщелочные и высокоглиноземистые серии.

Известняки представлены многими исключительно мелководными разновидностями: оолитовыми, органогенно-обломочными, органогенно-детритовыми, а также небольшими по мощности, но протяженными биогермами, часто залегающими на вулканическом цоколе. Сложены они кораллами и водорослями. Постоянно накапливались сгустковые и сгустково-детритовые известняки, в которых детрит перерабатывался сверлящими и обволакивающими водорослями. Ведущая роль в карбонатном породообразовании принадлежала криноидеям, кораллам, водорослям, фораминиферам, а также морским ежам.

Доломитовые породы разнообразны. Наряду с пластовыми диагенетическими доломитами, преобладающими в составе формации (Иджеванский синклиниорий), развиты также кавернозные тела штокообразной формы.

Карбонатные накопления, образованные вблизи очагов вулканизма, обычно содержат вулканическую примесь. Это преимущественно гиалокластитовый материал, с которым связано появление типично вулканической (пироксены—хлорит—вулканическое стекло) обломочной ассоциации в карбонатных осадках. При обогащении карбонатных накоплений этим материалом формируются смешанные карбонатно-лавокластические образования. В обнажении они имеют неоднородную окраску со множеством оттенков: серо-зеленую, зеленовато-бурую, коричневую, лиловую. Местами в них наблюдается пятнистость, обусловленная наличием серых или желтовато-серых участков слабообразованного известняка или доломита.

Морфология смешанных пород сложна, она определяется взаимодействием двух главных факторов: масштабами обогащения карбонатных накоплений вулканическим материалом и степенью нарушения их первичного залегания. Это линзы и тела прихотливых контуров, перемежающиеся с потоками подушечных лав и их брекчии, а также отдельные блоки и мелкие включения, залегающие в тех же вулканитах. Наряду с горизонтально залегающими телами развиты также наклоненные и крутопадающие растасканные линзы и пропластки, рассеянные в вулканическом материале. Образование их связано со смещением донных осадков по фронту надвигания потока, с их выжиманием или сползанием в растекающуюся лаву.

Наиболее характерным типом пространственных взаимопереходов является следующий латеральный ряд: подушечная лава с включениями карбонатных осадков—известковистый (доломитистый) гиалокластит—смешанные карбонатно-лавокластические накопления—известняк (доломит).

В составе смешанных образований максимально развиты породы, состоящие из смеси карбонатных илов с гиалокластитовым мате-

риалом, образованным в процессе растрескивания и дробления стекловатых корок подушечных лав. Он представлен апогиалиновыми обломками и осколками монтмориллонитизированного и интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, очень редко цельными глобулами. В соизмеримом количестве в составе вулканической примеси имеется иной материал — мелкие фрагменты с диабазовой, интерсертальной и пилотакситовой структурой, а также более крупные обломки шаров и подушек, в составе которых имеются спилиты. Кроме обогащения вулканической примесью и минеральными новообразованиями (халцедон, лейкоксен, хлориты, цеолиты, смектиты), карбонатный материал испытал перекристаллизацию, проявленную неодинокково. Помимо главных факторов — скорости охлаждения вулканического расплава и масштабов теплоотдачи в карбонатные илы, — в этом процессе определенную роль играет состав скелетных обломков. При прочих равных условиях в первую очередь перекристаллизации подвергались кораллы, гидроиды, гастроподы. Несколько лучше сохраняются водоросли, остракоды, иглокожие. Наиболее устойчивыми оказываются фораминиферовые илы и их примесь с тонкодетритовым материалом.

Химические анализы смешанных пород хорошо отражают разнообразие состава исходного карбонатного материала (известняки, доломиты) и его количественное соотношение с вулканической примесью.

**Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация**, развитая в Кафанском антиклинории, имеет большую мощность (1500—2600 м) и площадное развитие. Она характеризуется значительной изменчивостью состава, проявленной в смене по разрезу и латерали ее главных компонентов: вулканического (лавы, пирокласты, гиалокластиты), обломочного вулканоидного (конгломераты, песчаники) и карбонатного. По петрографическому составу вулканические породы в основном представлены базальт-андезитовой ассоциацией, принадлежащей известково-щелочной высокоглиноземистой серии.

Изучение и систематизация вулканических образований, а также продукты их перемыва и смешения позволили выявить три типа имевшей место вулканической деятельности:

— вулканические проявления, давшие наряду с эффузивами соизмеримое количество пирокластики (с ними связано формирование в бассейне седиментации слоистых туфов, тефроидов, а в зонах карбонатных накоплений — туфоизвестняков);

— вулканические проявления с преобладанием эффузивной деятельности над эксплозивной (с ними связано формирование в мелководном бассейне вулканических построек, возвышающихся по мере наращивания мощностей над уровнем моря и образующих разбросанные вулканические островки; по мере абразии последних происходило накопление вулканоидных конгломератов, гравелитов и песчаников с известковым цементом);

— субаквальные трещинные излияния, с которыми связано формирование подушечных лав и разнообразных по гранулометрии гиалокластитовых накоплений. Этот тип вулканической деятельности

максимально проявлен в северо-восточном крыле Кафанского антиклинория.

Известняки карбонатно-вулканогенно-обломочной формации по площади развиты неравномерно, хотя и присутствуют почти на всех стратиграфических уровнях. В нижней и средней частях формации они слагают преимущественно маломощные и сравнительно небольшие (от 8 до 12—15 м) пачки и быстро выклинивающиеся линзы, залегающие среди вулканитов. Реже развиты крупные (80—125 м) пачки.

В верхней части формации в пределах северо-восточного крыла Кафанского антиклинория известняки распространены широко и достигают мощности 400 м. По составу это мелководные накопления, аналогичные известнякам вулканогенно-карбонатной формации. Некоторые их специфические черты, отражающие местные условия седиментации и вулканизма, заключаются в большей обогащенности известняков пирокластическим материалом и в несколько ограниченных масштабах доломитизации. В этой формации вулканогенно-карбонатный парагенез чаще выражен следующим породным рядом: известковистый (реже доломитистый) туф—туфоизвестняк (редко туфодолomit)—известняк (редко доломит).

Туфоизвестняки представляют собой смесь карбонатных осадков (преобладают) с пирокластическим материалом. В обнажении это зеленовато-серые или зеленовато-бурые породы с отдельными серыми участками чистого известняка. В шлифах видно, что порода состоит из смеси разнообразных карбонатных пород с пирокластическим материалом (15—38%), в составе которого максимально развиты опацизированные фрагменты с преобладающими размерами 0,15—15 мм. Поры в них, как правило, выполнены известковым илом, а также хлорит-карбонатным и хлорит-цеолитовым материалом. В составе кристаллокластики преобладают плагиоклазы, а в меньшей мере развиты пироксены и роговая обманка. Витрокластический компонент представлен крупными (до 16 мм) обрывками шлаков и мелкими (0,3—2,8 мм) фрагментами преобразованного вулканического стекла. В составе смешанных образований присутствуют также песчано-гравелистая примесь и редкие гальки эффузивных пород. Содержание этого материала обычно повышается в оолитовых и органогенно-обломочных известняках, т.е. карбонатных накоплениях, для формирования которых требуется повышенная динамика водной среды. Пласты туфоизвестняков имеют мощность от 0,3 до 10 м. В небольших прослоях они выдержаны на расстоянии, тогда как в крупных пачках наблюдаются неоднократные переходы к известковистым туфам или же к известнякам с небольшим содержанием пирокластики. Химические анализы туфоизвестняков отражают специфику их формирования и количественные соотношения карбонатного и пирокластического компонентов.

Образование туфоизвестняков является сложным процессом, связанным с извержениями вулканов центрального типа, значительная часть которых возвышалась над уровнем моря. При этом большие порции пирокластического материала разбавляли карбонатные осад-

ки, препятствуя образованию чистых разновидностей известняков. Взамен последних формировались туфоизвестняки и их переходные разновидности.

Подытоживая изложенное, особо отметим, что при интенсивном подводном вулканизме в малокавказском бассейне сохранилась литологическая специализация верхнеюрской эпохи — обильное карбонатакопление (включая образование доломитов), присущее обширным зонам Тетиса и его периферий. Вместе с этим заметна некоторая специфика этого процесса, связанная с вулканическим фактором. Его воздействие косвенно и проявлено, во-первых, во временном сокращении площади морской карбонатной седиментации по мере роста вулканических островов. С этим явлением связаны первичные выклинивания карбонатных накоплений и переходы от вулканогенно-карбонатного парагенеза к чисто вулканическому. Воздействие этого фактора ослабевает по мере размыва вулканических островов и возобновляется при новых проявлениях вулканизма и наращивании мощностей вулканитов.

Во-вторых, воздействие вулканического фактора проявляется в разубоживании карбонатных накоплений вулканокластическим материалом и формировании смешанных пород. Это явление отчетливо контролируется типом вулканических проявлений. При интенсивной эксплозивной деятельности в примыкающих зонах карбонатных накоплений формируются туфоизвестняки или туфодоломиты. С трещинными излияниями базальтов и андезитов связано сильное обогащение карбонатных осадков гиалокластитовым материалом — продуктом дробления внешних частей лавовых сфероидов. Это наглядно проявлено в вулканогенно-карбонатной формации Сомхето-Карабахской зоны, в которой максимально развит другой тип вулканогенно-карбонатного парагенеза: подушечная лава (с включениями карбонатного осадка)—известковистый (доломитистый) гиалокластит—смешанная карбонатно-лавокластическая порода—известняк (доломит).

В-третьих, вулканический расплав оказывает на донные карбонатные осадки механическое и одновременно термально-гидрохимическое воздействие. В той или иной мере это приводит к смешению и растаскиванию карбонатных осадков, а в конечном итоге — к нарушению их линейности и стратифицированности. Одновременно имеет место ожелезнение, окремнение, ускоренное обезвоживание и перекристаллизация карбонатного материала, а также его обогащение лавокластическими фрагментами в связи с брекчированием быстро остывающего вулканического тела в карбонатных осадках. Отметим также отсутствие фактов, свидетельствующих о существенном воздействии вулканических эксгальций на органогенно-хемогенную садку карбонатов. Это, по-видимому, связано с быстрой нейтрализацией кислых вулканических терм карбонатами морской воды и ранее отложенными известковыми или доломитовыми осадками. Последние по существу являются природным фильтром, нейтрализующим воздействие серно- и серно-кислых растворов, связанных с вулканической деятельностью. При анализе сложного взаимодействия этих двух качественно разных явлений важно учитывать временной

фактор и несоизмеримость в скоростях накопления продуктов. В данном случае в отличие от интенсивности непрерывного карбонатакопления вулканическая деятельность была прерывистой и неравномерно проявленной по масштабам поступления в бассейнах твердых, жидких и газовых продуктов.

#### Abstract

The shallow-water carbonate accumulation and the intensive volcanism processes combination during late Jurassic-Neocomian is maximally manifested in the limits of the Minor Caucasus Somkhet-Karabakh zone and Kaphan block. Such a paragenesis leaves an imprint on the forming carbonate accumulations. The volcanic factor influence is indirect and manifests itself in followings:

— the temporary reduction of the carbonate sedimentation area connected with the intrabasin volcanic uplifts growth;

— the carbonate sediments enrichment in volcanoclastic material and formation of mixed carbonaceous-pyroclastic and carbonaceous-hyaloclastic accumulations;

— the impoverishment and the secondary thinning out of carbonate sediments connected with the outpouring and the intrusion of volcanic melt in these sediments.

УДК 553.241.7+552.58+551.35

*М.А. Сатуан*

### МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА МЕЗОТЕТИСА

Металлоносные отложения известны во многих разрезах офиолитовой серии Передней Азии. Исследования таких отложений, так же как и ассоциирующих с ними вулканитов, показали, что обстановка их возникновения оказывается весьма разнообразной: от сходной со срединно-океаническим хребтом до рифтов типа Красного моря. Офиолитовые разрезы области Мезотетис объединяются в протяженные зоны. В одних зонах, как выясняется, преобладают высокомарганцевистые и высокожелезистые отложения — умбры и охры, в других — металлоносные силициты.

Умбры и охры имеют значительное развитие в офиолитовых разрезах Кипра, Хатаи, Бассита и Омана. Размещение в этих разрезах металлоносных отложений довольно разнообразно. В одних разрезах умбры и охры залегают на неровной поверхности вулканического палеорельефа — верхних пиллоу-лав — и перекрыты радиоларитами, выше сменяющимися микритовыми известняками (Кипр, Бассит), в других умбры и охры чередуются с верхними лавами (Хатаи, Кизылдаг), либо развиты на нескольких уровнях, как, например, в Омани: под нижними лавами в ассоциации с кремнистыми

отложениям, в разрезе верхних пиллоу-лав и над ними, в ассоциации с радиоляритами и пелагическими кальциллититами. Возраст умбр и охр, так же как и вмещающих вулканитов, варьирует от среднего до верхнего мела.

Мощность пачек и линз умбр и охр обычно не превышает первых нескольких метров, а суммарная их мощность, видимо, не превышает первой сотни метров. Такие офиолитовые разрезы отчетливо объединяются в протяженную от Кипра до Омана зону, прерывистую лишь в центральной части Загроса и в целом относящуюся к Кипр-Оманской или южной краевой офиолитовой шовной зоне Мезотетиса.

Офиолитовые разрезы Кипра, Бассита и Омана объединяет ряд особенностей состава и строения. К числу их относится наличие шитед-комплекса, выделение в разрезе нижних и верхних пиллоу-лав, вариации состава продуктов вулканизма от толеитовых до щелочных базальтов, а местами до андезитов, бонинитов и более кислых разностей. Примечательно присутствие пикритов в виде лав и даек. Индекс эксплозивности в целом очень низкий. В толще базальтов нередки концентрации сульфидов железа и меди. Ультрабазитовая часть разреза примечательна значительным развитием полосчатого и ультрабазитового комплекса, наличием большого объема дунитов и хромитов, отождествляемых с петрологической границей Мохо.

Проявления охр и умбр в более северных офиолитовых сутурах — в Центральной Анатолии, на Малом Кавказе и в Центральном Иране не известны. Примечательно развитие на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации металлоносных силицитов — пород с меньшими (хотя и значительно выше, чем кларковые) концентрациями железа и марганца и существенно кремнистой матрицей. Породы эти подробно изучены в разрезах Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Как выяснилось, металлоносные силициты входят в состав пачек и линз силицитов ритмичного строения. Эти пачки чередуются с потоками эффузивов, преимущественно базальтов. Мощности пачек металлоносных силицитов до 10—15 м. По простиранию они прослеживаются на несколько метров, либо до нескольких десятков метров, реже более сотни метров, быстро выклиниваются или смещаются поперечными простиранию разломами. Суммарная мощность металлоносных силицитов в наиболее мощном разрезе кремнисто-эффузивной формации Севанского хребта, в ущелье р. Саринар составляет не менее 100—150 м. Основание таких ритмопачек слагают обычно микритовые известняки; выше они сменяются чередующимися светло-серыми и бурыми радиоляритами и кремнистыми глинами, местами с пропластками бурых кремнистых пелитовых туффов. Разрез ритмопачки силицитов затем наращивается сургучными радиоляритами и ярко-красными микрозернистыми силицитами. Венчают же его темно-коричневые средне- и тонкослоистые металлоносные силициты: микрозернистые, микрозернисто-радиоляритовые и нередко радиоляритовые, основная масса которых пигментирована окислами марганца и железа. Металлоносные отложения вверх по

разрезу перекрываются потоком базальтов, нередко же базальты отсутствуют и металлоносные силициты, венчающие ритмопачку, стратиграфически соотносятся с известняками или радиоларитами основания следующей по разрезу ритмопачки силицитов.

Как отмечалось, в разрезах Севанской офиолитовой зоны металлоносные силициты размещены довольно закономерно в ритмопачках силицитов, и их возникновение обусловлено неким процессом резкого усиления привноса металлов в зону седиментации и их осаждения. Пространственная связь мощных металлоносных силицитов с наиболее глубоководными парагенезами вулканических и кремнистых пород достаточно надежно позволяет определить место накопления марганца и железа — наиболее глубоководную часть офиолитового бассейна. Резкие латеральные изменения состава пород той же формации вкрест простирания офиолитовой зоны неоднократно обсуждались; хотелось бы подчеркнуть выклинивание металлоносных силицитов, либо резкое сокращение их мощностей наряду с возрастанием роли карбонатных отложений в таких разрезах, видимо характеризующих краевую часть офиолитового трога.

Что дает изучение геохимии вулканитов и металлоносных силицитов для решения проблемы гидротермального выноса металлов в зоне спрединга? Выясняется, что вариации микрокомпонентного состава металлоносных силицитов, а также переслаивающихся с силицитами вулканитов имеют общую тенденцию наращивания концентраций большинства микроэлементов в верхней секции разреза, т.е. в секции, где наряду со щелочными и субщелочными базальтами появляются трахиандезиты, трахиты — вероятные продукты дифференциации оливин-базальтовой магмы. Обстановка седиментации при накоплении этой части разреза была, конечно, менее глубоководной: об этом свидетельствуют парагенезы пород, в частности, появление более мощных пачек известняков в ритмопачках силицитов, более высокая миндалекаменность лав и, наконец, несогласное перекрывание этой формации мелководной граувакковой формацией позднеконьякского возраста. В краевых разрезах офиолитового трога эти признаки обмеления выражены еще более отчетливо в виде наличия в разрезе мощных лав, вулканических брекчий трахитов, линз апоорганогенно-детритовых песчаных известняков, местами конгломератов.

Каковы причины вариаций микроэлементного состава металлоносных силицитов этой верхней части разреза кремнисто-эффузивной формации офиолитовой серии? Особенности размещения в составе ритмопачек силицитов марганца и железа по разрезу формации говорят о резком усилении подтока металлов. Место их осаждения — осевой трог офиолитового трога. Вариации микрокомпонентного состава не только Mn и Fe, но и большинства микроэлементов группы железа могут быть связаны с эволюционированием глубинного источника возникновения металлоносного гидротермально-магматического очага или нескольких магматических очагов; именно процессом дифференциации базальтовой магмы можно объяснить данные вариации. Гидротермальная система, циркулирующая в погребенных магматических массах, не могла бы привести к такому результату.

Для большей достоверности такого вывода необходимо также показать, что вариации имеют не какую-то иную причину, например усиление литогенного вклада в металлоносные силициты. Этот вклад весьма скромен хотя бы потому, что металлоносные силициты низкоглиноземисты, не содержат более 10% пелитовой примеси, туффитовые пелитовые прослойки (микрослои) в них крайне редки. Кроме того, очень важно еще то обстоятельство, что даже в краевых разрезах, где пелитовая примесь, так же как глиноземистость, в ряде образцов явно повышена, отмечено меньшее содержание кобальта, никеля, меди, стронция, бария, цезия. Для доказательства малой роли литогенного вклада немаловажно, что в металлоносных силицитах обычно выше оказываются содержания никеля, меди, бария, рубидия. И лишь содержание хрома, стронция, цезия, таллия, титана в базальтах выше, чем в металлоносных силицитах. Литогенный вклад с учетом фоновых содержаний для глинистых неметаллоносных силицитов составляет до 30% никеля, до 50% кобальта и не более 9% меди.

В вопросе о генезисе металлоносных отложений недостаточно ясным остается способ накопления микроэлементов путем сорбции на гидроокислах марганца и железоведущих компонентах этих осадков. Гидрогенный вклад несомненно повышается по мере длительных контактов с наддонной водой и в связи с этим вывод о значительной доле гидрогенных микроэлементов в умбрах Кипр-Оманской зоны кажется убедительным. Однако высокие скорости накопления осадков в офиолитовых трогах Малого Кавказа (15—20 мм за 1000 лет), а также тот факт, что металлоносные силициты этих зон перекрываются часто лавовыми потоками, как бы завершающими всплеск гидротермальной активности, могут быть признаками резкого разбавления металлоносных кремнистых илов с наддонной водой бассейна и сравнительной кратковременности такого контакта. Вообще, по-видимому, нельзя объяснить главной ролью гидрогенного вклада те вариации микрокомпонентного состава умбр разных районов и металлоносных силицитов, которые были выявлены лишь на небольшом числе изученных объектов. Эти вариации, надо думать, гораздо более значительны. Так, например, в умбрах Хатаи и Кипра определены весьма низкие концентрации хрома, а в Хатаи — также циркония, бария и т.д.

Первичные седиментогенные соотношения микроэлементов, а также их и главных профилирующих металлов марганца и железа, по-видимому, искажаются при постседиментационных преобразованиях вещества осадков. Напомним, что уровень преобразования в Кипр-Оманской зоне менее значительный — на стадии преимущественно начального эпигенеза, тогда как в малокавказских разрезах по минералам-индикаторам преобразование большей части кремнисто-вулканогенной формации соответствует стадии глубинного эпигенеза. Об этом, в частности, свидетельствуют распространенность гидрослюд, наличие кварцевых прожилков с окислами марганца и железа, секущих слоистость, отсутствие цеолитизации и ряд других признаков. В этой же связи отметим, что уровень преобразования вул-

канитов и силицитов резко повышается в Центральном Средиземноморье, в Альпах, где развиты марганцевистые кремнистые сланцы. Постседиментационные преобразования металлоносных кремнистых илов малокавказских бассейнов, вероятно, и являются причиной весьма низких корреляционных связей между марганцем и железом относительно большинства микроэлементов.

Итак, вернемся к вопросу о повышенных содержаниях микроэлементов в металлоносных силицитах реконструируемой осевой части офиолитового бассейна. С позиций преобладающего гидрогенного вклада необходимо допустить разные концентрации микрокомпонентного состава наддонной воды в различных частях бассейна. Эти допущения могут быть подкреплены, с одной стороны, фактическим размещением крупных массивов ультрабазитов именно в осевой части палеотрога, сосредоточением магматических очагов, более приподнятых и более активно воздействующих на фреатические воды в осевой части бассейна, с другой стороны, признаками более континентальной коры в краевых частях бассейна. Однако именно на примере микроэлементов редкоземельной группы мы убеждаемся, что их содержание в осадках осевого трога оказалось более высоким, чем в краевых разрезах. В краевых разрезах устанавливается лишь более высокое отношение цезий—лантан, что связано с особенностями осаждения цезия. Вместе с тем высокое отношение лантан—ниобий в осадках осевого трога, по-видимому, обусловлено не столько фракционированием, сколько высоким подтоком лантана с гидротермами. С гидротермальным подтоком, вероятно, связано также накопление большей доли в металлоносных силицитах осевого трога никеля, кобальта, меди, бария, цезия, гафния. К выводу о значительной роли привноса гидротермами никеля, меди, цинка, свинца в металлоносные осадки Хатаи приводят последние исследования; изучение металлоносных осадков Омана приводит к заключению о ведущей роли поглощения их из морской воды гидроокислами марганца и железа. Однако явные признаки обогащенности редкими землями также железистых осадков, которые ассоциируют с гидротермальными сульфидами меди и железа, развитыми среди "нижних" лав разрезов Омана, не укладываются в эти представления.

Попытка искать источники редких земель в выщелачивании их морской водой из толеитовых магматических продуктов представляется недостаточно обоснованной. Именно на такие исключительные примеры обогащенности гидротермальных продуктов редкими землями следует обратить особое внимание. Явное обогащение умбр Кипр-Оманской зоны редкими землями сравнительно с малокавказскими металлоносными силицитами все же не достаточно для суждения о преобладании гидрогенного или гидротермального способа их накопления. Очевидно, что в умбрах этому благоприятствуют и высокие концентрации профилирующих металлов — марганца и железа, так же как умбры представляют собой осадки более длительного соприкосновения с наддонной водой, во всяком случае умбры, залегающие над верхними пиллоу-лавами, которые по содержанию микрокомпонентов, в том числе и редких земель, не сущест-

венно отличаются от умбр, залегающих в разрезе вулканитов и переслаивающихся с ними.

В заключение отметим разнообразие тектонических и фациально-палеогеографических обстановок накопления металлоносных силицитов в офиолитовых разрезах различных частей области Мезотетис. Также разнообразна их современная тектоническая позиция: в составе крупных покровов на юге Передней Азии и в виде параавтохтонных масс в центральной части.

#### Abstract

In ophiolite sequences of Mesotethys umbers are spread in southern belt (Cyprous, Bassit, Hatay and Oman) meanwhile less enriched by metals silicites are common in lesser Caucasus and adjacent regions of Fore Asia.

Some characteristics of sequences and paragenesis of sedimentary and volcanic rocks their petrography and chemistry are considered. Heterogenesis of metalliferous sediments and essential hydrothermal contribution are observed. Geodynamic conditions of formation of umbers and metalliferous silicites are mainly connected with sea-floor spreading scale in different parts of Mesotethys.

УДК 552.14:551.781 (479.25)

*А.А. Садоян*

### **ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША МАЛОКАВКАЗСКОЙ ЧАСТИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ**

Малый Кавказ с юры является частью активной континентальной окраины Евразии. В палеогене, особенно в среднем эоцене, четко проявился островодужный характер этой части Евразийской континентальной окраины. Она входила в состав субшироко протягивающейся магматической островодужной системы Понтиды—Малый Кавказ—Северный Иран. Интенсивно раскрывавшаяся в палеогене северная Черноморско-Курунско-Каспийская морская акватория считается тыловым бассейном этой системы. Некоторые исследователи предполагают существование направленной к югу зоны Беньофа перед указанной дугой.

В палеогеновом разрезе осадочного чехла Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья выделяются три главные формации: флишевая (палеоцен—верхний эоцен) мощностью до 5000 м; нижнемолаассовая (верхний эоцен—нижний олигоцен) мощностью до 2000 м, часто до 900 м; молаассовая (верхний олигоцен—нижний миоцен)

мощностью до 900 м. Сравнительно маломощные (до 300 м) отложения мелководной карбонатно-терригенной формации эоцена имеют локальное распространение. Они формировались в узких шельфах моря, преимущественно у южных невулканических островных поднятий Араксинской зоны. Отложения флишевой формации палеогена имеют большое распространение в исследованном регионе. Вместе с верхнемеловыми флишевыми образованиями они были широко развиты в окраинных морях Евразии от Гибралтара до Индонезии и далее на север, до Кореи.

Характерной особенностью флишевой формации палеогена Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья, а также всей Понтидо-Малокавказско-Североиранской дуги является то, что в сравнительно коротком промежутке геологического времени, на разных этапах тектонического развития региона формировались разные по составу флишевые образования. Отметим, что во многих бассейнах Тетиса в палеогене вулканогенно-осадочные турбидиты отсутствуют.

Флишевая формация палеогена Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья состоит из трех субформаций: терригенно-карбонатной флишевой (палеоцен—нижний эоцен) мощностью до 1500 м; вулканогенно-осадочной флишевой (средний эоцен) мощностью до 2000 м и карбонатно-терригенной флишевой (верхи среднего и верхний эоцен) мощностью до 1500 м.

Терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные флишевые образования палеоцена—нижнего эоцена наблюдаются во многих разрезах Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В исследованном регионе они имеют большое распространение, причем наиболее мощные их разрезы отмечаются в Араксинской зоне и в Аджаро-Триалетии.

С севера на юг, почти вкрест простирания Базум-Зангезурской и Араксинской зон исследованного региона, ближе к невулканическим островным поднятиям (до южного желоба), наблюдается огрубление фаций, переход от нижних вееров (конусов выноса) турбидитов к средним и верхним. Ближе к источниками сноса развиг, как правило, грубый флиш, многослой (циклотемы) которого сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами или гравийно-алевролитовыми известняками (первый элемент циклотемы —  $I_{3,11}$ ) и мергелями ( $II_{3,11}$ ). В разрезах этих многослоев преобладают гравийно-псаммитовые породы. Типичной областью развития грубого флиша является полоса длиной в 30 км, протягивающаяся от с. Масис до горы Котуц. Здесь наблюдается также участок зерновых, преимущественно песчаных потоков.

С удалением от областей сноса (четко наблюдается в северном направлении) происходит уменьшение медианного размера зерен и мощности псефо-псаммитовых пород. В районе с. Агнджадзор в разрезе субформации конгломераты и гравелиты уже отсутствуют и  $I_{3,11}$  часто представлен алевролитовыми известняками. В циклотемах резко преобладают мергели. Изредка разрезы циклотем завершаются гемипелагическими глинами ( $III_{3,11}$ ). На севере, в восточной части

Среднекуринской депрессии, особенно в Евлах-Агджабединской зоне палеоцен—нижний эоцен представлен маломощными терригенно-карбонатными алевропелитовыми отложениями без явных признаков флиша.

Основными типами пород терригенно-карбонатной флишевой субформации являются полимиктовые, известковые гравелиты, песчаники, алевролиты, органогенно-обломочные гравийные, псаммитовые, алевритовые известняки и мергели. Во многих разрезах преобладают мергели. Резко подчиненное распространение имеют конгломераты и слабоизвестковые или почти неизвестковистые гемипелагические глины. Частота встречаемости конгломератов к югу, особенно в среднем отрезке некоторых разрезов субформации, увеличивается. Содержание карбонатного вещества в отложениях субформации — 18—92%, в среднем — 51,6%. Основными пороодообразующими компонентами (кроме кальцита) являются: в мергелях и глинах — гидрослюда, монтмориллонит с примесью каолинита и хлорита; в крупно- и мелкообломочных терригенно-карбонатных породах (в убывающем порядке) — кварц, полевые шпаты, обломки известняков (палеозойских, часто полуокатанных, и даний-нижнеэоценовых — органогенно-детритовых, часто водорослевых интракластов разнообразной формы), обломки кварцитов и преимущественно мезозойские офиолитокласты. Характерными минералами тяжелой фракции формации являются пирит, магнетит, ильменит, лимонит, хромшпинелиды, эпидот, гранаты, циркон, барит, целестин, турмалин.

Вулканические и вулканогенно-осадочные породы эоцена, в том числе и флишоидной субформации среднего эоцена, развиты в основном в средней части Альпийско-Гималайского пояса, между 35 и 65° в.д. В виде осложненных дуг они протягиваются с запада — Понтиды — на юго-восток — пояс Урмия-Дохтар. На Малом Кавказе и в северной части Армянского нагорья разрезы вулканогенно-осадочной флишоидной субформации распространены в Базум-Зангезурской и Араксинской зонах. С юга (Араксинская зона) на север, к осевой части Базум-Зангезурской зоны, к эоценовым вулканическим поднятиям наблюдается огрубение фаций, возрастание пирокластического материала и общей мощности субформации от 247 до 2000 м. В этом же направлении отмечается переход от нижних веерообразных туфогенных турбидитов к верхним и появление морских пирокластических потоков. К югу увеличивается доля карбонатных и терригенных компонентов пород. В составе вулканогенно-осадочной флишоидной субформации участвуют вулканогенно-осадочные (преобладают), осадочно-вулканокластические, пирокластические (в том числе туфы морских пирокластических потоков) и осадочные (небольшое распространение) породы. Туфы, ортотуффиты преимущественно развиты в Базум-Зангезурской зоне, а паратуффиты и собственно осадочные породы — в Араксинской зоне. В разрезах вулканогенно-осадочной флишоидной субформации вулкано-терригенные породы по степени распространения резко уступают туффитам, поскольку в исследованном регионе, особенно на Малом Кавказе, в среднем эоцене преобладал эксплозивный вулканизм. По

сравнению с Зангезурской подзоной, в северо-западной Базумской подзоне увеличивается доля более кислого, андезито-дацитового, взрывного материала с появлением туфов морских пирокластических потоков и игниотурбидитов.

К северу от цепи вулканических поднятий Базум-Зангезурской зоны, в сторону азербайджанской части Среднекуринской депрессии на коротком расстоянии (30 км) происходит резкое изменение фаций, типов пород (от островодужных вулканических и пирокластических до пелагических, известково-глинистых) и мощностей разрезов (от 2800 до 20 м). К югу, в сторону Среднеараксинской депрессии латеральная смена преобладающих типов пород (пирокластические, осадочно-вулканокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные) и мощностей разрезов на сравнительно большом расстоянии постепенная. В этих же направлениях наблюдается увеличение карбонатного и глинистого материала. Южные поднятия со слаборасчлененным рельефом в среднеэоценовое время не сыграли существенной роли в качестве источника средне- и грубозернистого обломочного материала. Мощные разрезы туфогенных турбидитов отмечаются в Северном и Северо-Западном Иране (формация "Карадж" и ее аналоги), в Талыше и в Аджаро-Триалетии. В Центральной и Восточной Анатолии среднеэоценовый флиш в основном представлен набором терригенных и карбонатно-терригенных пород с незначительной примесью пирокластики. В вулканогенно-осадочной флишоидной субформации отмечаются циклотемы первого (очень редко), второго, третьего и четвертого типов. Мощность циклотем колеблется от 4 до 400 см. С удалением от источников сноса на юг и на север происходит уменьшение мощности циклотем. Характерна низкая по сравнению с терригенно-карбонатной флишевой субформацией частота встречаемости механоглифов и биоглифов. Последние нередко представлены зеленым хлоритизированным материалом. Вероятно, поглощая из вулканогенно-осадочного ила необходимые для существования органические и минеральные вещества, илоеды обогащают свои фекалии тонкой пирокластикой, которая в дальнейшем подвергается интенсивный хлоритизации, и биоглифы получают зеленый, зеленовато-серый цвет.

Характерными минералами вулканогенно-осадочной флишоидной субформации являются плагиоклазы, монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, моноклинные пироксены, магнетит, обыкновенная роговая обманка, эпидот. В вулканокластических породах Базум-Зангезурской зоны часто встречаются также цеолиты.

Отложения карбонатно-терригенной флишевой субформации среднего (верхняя часть)—верхнего (нижняя часть) эоцена развиты преимущественно в бассейне левобережья р. Аракс (Араксинская зона) и почти полностью отсутствуют в северной и восточной частях Армянской ССР (Базум-Зангезурская зона). Это обстоятельство является одним из основных отличий между указанными зонами. Наиболее мощные полные разрезы отложений карбонатно-терригенной флишевой субформации отмечены в Ереван-Фонтанском прогибе. К северу, югу и к востоку от указанного прогиба мощности суб-

формации резко сокращаются. Сравнительно маломощные разрезы карбонатно-терригенных флишевых отложений среднего—верхнего эоцена отмечаются и в Аджаро-Триалетии. Отложения этой субформации имели заметное распространение во флишевых бассейнах Малой Азии. К востоку от Южно-Армянского блока, в северо-западной части Ирана разрезы субформации резко сокращаются или отсутствуют.

Контакт между отложениями карбонатно-терригенной флишевой и вулканогенно-осадочной флишеидной субформаций в Араксинской зоне, особенно в осевой полосе флишевого бассейна, выражен согласным залеганием слоев. Здесь такой же согласный, постепенный переход отмечается также между отложениями карбонатно-терригенной флишевой субформации и вышезалегающими отложениями нижнемолассовой формации.

Основными типами пород карбонатно-терригенной флишевой субформации исследованного региона являются вулкано-терригенные и терригенные породы с редкими прослоями карбонатных. В разрезах большинства циклотем участвуют известковые песчаники, алевролиты и глины (преобладают). Конгломераты (единичные слои) и гравелиты отмечаются в разрезах циклотем северной и южной частей Еревано-Ордубадской подзоны. Породообразующими компонентами псефо-алевритовых пород являются обломки пород (преимущественно вулканических), полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц. Цемент карбонатно-глинистый. В глинах и глинистом цементе обломочных пород установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит и смешанослойные образования. Характерными минералами тяжелой фракции являются пирит, магнетит, биотит, барит, целестин, обыкновенная роговая обманка, циркон, эпидот. Карбонатность пород субформации изменяется в широких пределах — от 3,2 до 90,1% в отдельных разрезах, в среднем — от 11,5 до 25,2%. Содержание карбонатного вещества с юга на север и северо-запад уменьшается.

Предполагается, что палеогеновые отложения Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья накопились в бассейнах активной континентальной окраины Евразии с магматической островной дугой. Хотя породы флишевой терригенно-карбонатной субформации палеоэоцена—нижнего эоцена по некоторым показателям относятся к активным континентальным окраинам (особенно в Базум-Зангезурской зоне), в них также есть признаки, не характерные для последних. Это в первую очередь относится к незначительной примеси (особенно в Араксинской зоне) продуктов островодужного известково-щелочного вулканизма, заметному содержанию кварца и преобладанию карбонатного вещества.

Отложения вулканогенно-осадочной флишеидной и карбонатно-терригенной флишевой субформаций накопились в бассейнах островодужной (магматической) геодинамической обстановки. Последние относятся не к океаническим (Марианского типа), а к континентальным (Японского или, скорее, Эллинского типа) магматическим островным дугам.

Следует отметить, что набор вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны Малого Кавказа с преобладанием продуктов эксплозивного вулканизма дацит-андезитового состава, близкие к единице величины отношений плагиоклазов ко всем полевым шпатам и вулканических обломков ко всем обломкам пород, высокие содержания суммы окислов железа и магния и низкие кварца характерны для бассейнов фронтальной части магматической островной дуги. В позднем эоцене темпы поглощения в зонах субдукции, вероятно, заметно снизились. Об этом косвенно свидетельствует уменьшение (по сравнению со средним эоценом) содержания продуктов вулканизма и увеличение доли карбонатно-терригенного материала в осадках.

Палеогеновый тыловой бассейн находился севернее вулканических поднятий Базум-Зангезурской зоны, например, в Среднекуринской депрессии (Азербайджанская ССР), где отмечаются сравнительно маломощные (д 300 м) среднеэоценовые разрезы преимущественно тонкообломочных карбонатно-терригенных отложений нефлишевого характера.

В заключение можно отметить следующее: седиментогенез палеогеновых отложений исследованного региона происходил на активной континентальной окраине Евразии с магматической островной дугой; литогенез палеоцен-нижнеэоценовых терригенно-карбонатных и средне-верхнеэоценовых карбонатно-терригенных образований имел преимущественно гумидный характер со слабо выраженной тенденцией аридизации; вулканогенно-осадочный литогенез характерен для среднеэоценовых образований островодужной системы Понтиды—Малый Кавказ—Северный Иран, в том числе и для Базум-Зангезурской зоны.

#### Abstract

The Lesser Caucasus and adjacent regions Paleogene flysch formation brief lithological characteristic is brought. On the basis of sandy turbidites several petrochemical parameters analysis, taking into consideration other geological data, it is supposed the Eurasia active continental margin Lesser Caucasian part sedimento- and lithogenesis to have taken place during strike-slip, dormant (Paleocene—Early Eocene) and intensive subduction (Middle Eocene) stages fo development of the magmatic island arc.

**ИЗОТОПНЫЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ  
МЕЛОВЫХ БАССЕЙНОВ КAVKAZA**

Одной из практических задач палеобиогеохимии является изучение палеогеографических и палеоклиматических условий геологического прошлого на основе количественных соотношений изотопов кислорода  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в органических и хемогенных карбонатах. Интерес к глобальным реконструкциям климата и моделированию особенностей циркуляции водных масс в далеком геологическом прошлом неизмеримо вырос в связи с развитием идей новой глобальной тектоники, а также исходя из возможности использования палеотемпературных данных для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Объектом исследований являются ростры белемнитов, собранных из меловых отложений различных районов Кавказа (Азербайджан, Грузия, Дагестан, Ставропольский и Краснодарский края). При этом за основу палеотемпературных определений среды обитания белемнитов приняты соотношения изотопов кислорода  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  карбоната кальция ростров. Используемая методика определений освещена в ряде предыдущих работ. Для масс-спектрометрического анализа карбонат кальция ростров отбирался обычным путем так, чтобы в навеску попал материал из всех слоев ростра, кроме осевой линии, альвеолярной части и поверхности. Следовательно, полученные результаты температур являются, с большой вероятностью, среднегодовыми. Всего проведено 220 изотопных определений по 198 рострам белемнитов.

Как показывает анализ полученных данных, на Кавказе четко прослеживается постепенное понижение среднегодовой температуры от валанжина к альбу. Так, по рострам из валанжинских и готеривских отложений Азербайджана установлено, что в начале раннемеловой эпохи здесь существовали сравнительно более теплые климатические условия соответственно  $19,4\text{--}22,6^\circ$  и  $24,9^\circ$ . К концу готеривского века наблюдается заметное понижение температуры, соответственно до  $14,5^\circ$  в Азербайджане и  $18^\circ$  в Грузии. Устойчивые температурные условия ( $12\text{--}17^\circ$ ) сохраняются в течение барремского и аптского веков. Небезынтересно отметить, что подобный температурный режим баррема ( $14,2\text{--}17,0^\circ$ ) и апта ( $15,2\text{--}16,9^\circ$ ) Западной Грузии приводится в работе Н.А. Ясаманова. Барремские и аптские среднегодовые температуры Северного Кавказа и Дагестана, по материалам наших исследований, колеблются соответственно в пределах  $17,2^\circ$  и  $13,4\text{--}12,5^\circ$ . При этом для дагестанской части бассейна отмечается пик температуры равный  $17,5^\circ$ .

Температуры раннего и среднего альба ( $15,3\text{--}17,0^\circ$ ) на территории Азербайджана по результатам изучения соотношения изотопов  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  оказались близкими к температурам аптского века. Рубеж среднего и позднего альба для территории Азербайджана характеризуется тем-

пературой, равной 21,9°. Наиболее высокая температура получена нами для позднего альба — 23,4°. Резкое изменение температурного режима в альбе в сторону потепления хорошо подтверждается материалами многих предыдущих исследований палеотемператур по изотопным данным. Так, высокая температура альбских бассейнов отмечалась для Англии и Франции (21,8—24,5°), Южной Австралии (20,3—27,9°), юго-востока Франции (27,7—28,1°), Крыма (19,8; 21,6; 22,8°).

Таким образом, данные изотопной палеотермометрии хорошо отображают характер изменения абсолютных значений температур раннемеловых бассейнов Кавказа. Более того, полученные нами результаты подтверждают общую тенденцию понижения температур от берриаса и валанжина и альбу. Изотопные палеотемпературы поздне-меловых бассейнов определены нами лишь по рострам сеноманских, кампанских и маастрихтских белемнитов Азербайджана. Что же касается температур туронских, коньякских и сантонских бассейнов Азербайджана и всего позднего мела Грузии, то они в настоящей работе представляются, по данным Н.А. Ясаманова (кальций-магниевое отношение), полученными по раковинам брахиопод и двустворчатых моллюсков. Так, значения палеотемператур туронского века оказались равными 19,8—20,1° для территории Азербайджана, 22,5—27,0° — для Грузии. Среднегодовые палеотемпературы в коньякском веке близки к таковым в туроне. В начале сантонского времени на территории Грузии температура заметно понижается до 9—10°. Однако уже во второй половине этого века температура вновь повысилась, достигнув 18—20°. В Азербайджане сантонский век был умеренно теплым, температуры здесь колебались в пределах 17,4—21,0°. Кальциево-магниевые температуры кампанских бассейнов Грузии, определенные по раковинам иноцерамов, устриц и рострам белемнитов, оказались близкими — 18,0—20,3°. Такие же почти температуры характеризуют бассейны маастрихта.

Изменения температурного режима среды обитания белемнитов в кампанских бассейнах Азербайджана, установленные нами методом изотопной палеотермометрии, были неравномерными и варьировали в пределах 13,2—18,2°. Правда, в раннем кампане и Азербайджане существенных колебаний палеотемператур не наблюдается (15,1—16,2°). Для позднекампанского времени установлены два цикла изменения изотопных температур. Первый характеризует изменения температур от 15,4 до 18,2° в первой половине позднего кампана. Ко второму циклу относятся температуры, характеризующие вторую половину позднекампанского времени, колеблющиеся от 13,2 до 14,5°. Таким образом, как показывает анализ данных изотопной палеотермометрии по рострам кампанских белемнитов Азербайджана, во второй половине намечается общая тенденция понижения палеотемператур, которая продолжается и в раннем маастрихте. Эти данные подтверждают известные уже в литературе мнения о снижении температур с начала раннего маастрихта и ее постепенном повышении в позднем маастрихте. Отличием является лишь то, что, по материалам наших исследований, понижение температур началось не с начала маастрихта, а со второй половины позднего кампана.

## Abstract

The investigation is concerned with the belemnite rostra collected from the Cretaceous deposits in the Caucasus -Azerbaijan, Georgia, Daghestan, Stavropol and Krasnodar regions. In this case oxygen  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotopic ratios in rostra calcium carbonate were taken as the basis of paleotemperature determination of the belemnite environment. In all 220 isotopic analyses were performed from 198 belemnite rostra.

Isotopic paleothermometry data properly portray the change of temperature absolute values in the Caucasus Early Cretaceous Basins. The results obtained confirm the tendency towards temperature decrease from the Valanginian and Hauterivian stages (19,4—22,6°) and (24,9°), respectively to the Albian (15,3—17°) ones. Sharp changes of temperature conditions in the Albian stage to warming ones are well confirmed by the results of previous studies of isotopic paleotemperatures in the Crimea, England, France, Southern Australia, etc.

Changes of temperature conditions in the Late Cretaceous period observed in the Campanian belemnite rostra of Azerbaijan indicate that a general trend to paleotemperature decrease is observed in the Late Campanian stage followed by the Early Maastrichtian period.

УДК 551.72.022(470.55/57)

*А.В. Маслов*

### **РИФЕЙСКИЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА (основные черты развития)**

Одной из актуальных задач литологии на современном этапе является построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли [15 и др.]. Расшифровка закономерностей развития как современных, так и древних бассейнов осадконакопления возможна при этом только путем детального изучения генезиса осадочных образований, соотношения их друг с другом и тектоническими структурами, учета влияния климата, рельефа, палеогеографических обстановок, состава пород питающих провинций и т.д.

Стратотипические разрезы рифея западного склона Южного Урала, где наблюдается отчетливая смена во времени и пространстве различных по составу и генезису комплексов отложений, являются своеобразной моделью для реконструкции основных черт эволюции процессов седиментогенеза в течение почти 1 млрд лет и сравнительного анализа разнотипных бассейнов седиментации верхнего докембрия. Это хорошо видно на примере углеродистых толщ [9], пестроцветных терригенных и карбонатных комплексов, экстракварцевых псаммитовых отложений и др.

Рифейские отложения Башкирского мегантиклинория обнаруживают отчетливую цикличность строения, характерную как в целом для всего разреза, так и для каждой из входящих в него серий. Бурзянская серия нижнего рифея объединяет в северной части Башкирского мегантиклинория айскую, саткинскую и бакальскую свиты [3, 14]. Айская свита, имеющая мощность от 1700 до 2200 м, слагается вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Саткинская свита представлена хемогенными и в подчиненном количестве строматолитовыми доломитами. Общая мощность свиты составляет 3000—3200 м, из которых на долю тонкозернистых терригенных пород в ее средней части приходится не более 10%. Бакальская свита характеризуется присутствием в нижней части толщи углисто-глинистых сланцев (до 450 м), а в верхней — чередованием карбонатных и терригенных пачек (900—950 м). В центральной части мегантиклинория нижний рифей представлен терригенно-карбонатными отложениями большеинзерской, суранской и юшинской свит [14].

Рассматривая условия образования бурзянской серии большинство исследователей традиционно относили весь комплекс отложений нижнего рифея, как и всего рифея, к мелководно-морским осадкам [2, 10, 12 и др.] и только сравнительно недавно было показано [1, 5, 6, 11], что нижние горизонты айской свиты представлены в основном континентальными фациями, а более высокие уровни объединяют лагунные, прибрежно- и мелководно-морские образования.

Детальный литолого-фациальный анализ нижнерифейских отложений позволил выделить пять крупных комплексов различного генезиса, понимаемых как совокупность близких фаций и макрофаций, связанных местом и условиями накопления и соответствующих определенным стадиям развития бассейна. К ним относятся терригенные и карбонатные отложения мелководно-морского и морского генезиса и терригенные континентальные (в том числе вулканогенные и вулканогенно-осадочные) образования.

Комплекс отложений континентального генезиса характерен для трех нижних подсвит айской свиты. Это конгломераты, гравелиты и песчаники с различными типами косой, преимущественно однонаправленной слоистости, находящиеся в весьма сложных взаимоотношениях друг с другом, пачки переслаивания сланцев, песчаников и алевролитов с трещинами усыхания, текстурами мелких промоин и карманов, знаками ряби и т.п., формировавшиеся в пределах аллювиально-дельтовых и прибрежно-континентальных равнин, подгорно-верных систем и открытого побережья.

Мелководно-морские терригенные отложения объединяют в разрезах нижнего рифея различные по гранулометрии песчаники с разномасштабной одно- и разнонаправленной слоистостью, пачки чередования алевролитов и сланцев с линзовидно-косой слоистостью, толщи неравномерного чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев и т.п. Рассматриваемые отложения формировались в прибрежных и открытых, в различной степени подвижных зонах мелководья и характерны для большинства терригенных подразделений бурзянской серии.

Комплекс терригенных отложений удаленных зон бассейна объединяет тонко-, горизонтальнослоистые или массивные глинистые и углито-глинистые сланцы, мелкозернистые алевролиты. В разрезах большеинзерской свиты к нему, вероятно, можно отнести и пачки массивных бестекстурных мелкозернистых песчаников с бимодальной структурой, формировавшиеся из гравитационных (массовых) потоков.

Карбонатные отложения прибрежного и открытого мелководья, характерные в основном для большеинзерско-суранского и саткинско-байкальского уровней, объединяют косо- и волнистослоистые доломиты и известняки, глинисто-карбонатные разности и строматолитовые карбонаты.

Последний, пятый, комплекс отложений представлен массивными или тонко-, горизонтальнослоистыми известняками или доломитами, а также толщами чередования известняков (доломитов) и глинистых сланцев. Он характерен, так же как и предыдущий, для середины и конца раннего рифея.

Анализ пространственно-временных соотношений описанных выше комплексов показывает, что в раннем рифее различные зоны бассейна характеризовались различным стилем развития. На севере мегантиклинория отчетливо выражены рифтогенная, трансгрессивная и инунационная стадии и период постепенного замыкания бассейна. Формирование грубообломочных терригенных и вулканогенно-осадочных ассоциаций нижней части айской свиты было связано, по-видимому, с заложением на гранитно-метаморфическом фундаменте Русской платформы (Тараташский выступ) ряда грабенных или рифтов, сочленявшихся с зарождавшимися в это же время авлакогенами восточной окраины платформы [1]. Неравномерные блоковые подвижки фундамента способствовали появлению контрастных обстановок седиментации и совмещению в пространстве различных фациальных зон. Трахибазальты навышского комплекса непосредственно отмечают момент заложения грабенообразных прогибов (или прогиба) [4, 11]. Как показывает изучение текстурно-структурных особенностей вулканитов и ассоциирующих с ними осадочных пород, формирование их происходило в континентальных и прибрежно-морских обстановках [11].

Начало айского времени, таким образом, характеризовалось крайне неравномерным прогибанием дна бассейна и быстрым компенсированным и перекомпенсированным (?) осадконакоплением. С этой эпохой совпадают и локальные перестройки структурного плана [3]. Вероятно, быстрое накопление огромной массы осадков в начале айского времени в какой-то мере обусловило последующее переуглубление бассейна и формирование тонкозернистых терригенных осадков, заметно обогащенных органическим веществом.

В центральных районах мегантиклинория накопление отложений раннего рифея происходило в целом в относительно спокойной тектонической обстановке и только наличие в разрезе большеинзерской свиты гравитационных образований позволяет предполагать, что они формировались за счет разрушения, перемешивания и оползания в более глубоководные зоны бассейна призм метастабильных шельфовых

и прибрежно-морских осадков начала айского времени, располагавшихся в северо-восточной части рассматриваемой территории.

В последующем бассейн приобрел мелководный эпиконтинентальный характер и являлся пологим прогибом с системой конседиментационных депрессий и поднятий. Саткинско-суранское время характеризовалось почти повсеместным накоплением мелководно-морских терригенных и карбонатных осадков. Конец раннего рифея также ознаменован преимущественным образованием мелководно-морских осадков — терригенных в центральных районах и терригенно-карбонатных в северо-восточных. Среди последних присутствуют лагунные фации [6].

Терригенно-карбонатные комплексы юрматинской серии среднего рифея имеют более широкое распространение по площади. Юрматинская серия объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиту суммарной мощностью более 5500 м. Машакская свита слагается основными и кислыми эффузивами, вулканогенно-осадочными породами, песчаниками с крупными линзами конгломератов и углисто-глинистыми сланцами. Мощность ее более 2000 м. Вышеележащая зигальгинская свита (мощность от 80—100 до более 500 м) объединяет различные по зернистости песчаники, алевролиты, кварциты. Изредка в ее разрезах присутствуют линзы конгломератов. Зигазино-комаровская свита представлена толщами неравномерного чередования алевролитов, мелкозернистых песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность ее составляет 750—1500 м. Завершающая разрез среднего рифея авзянская свита представлена чередованием терригенных и карбонатных толщ.

Несогласное, с разрывом залегание отложений машакской свиты на подстилающих темноцветных сланцах юшинской свиты предполагает существенную перестройку бассейнов седиментации на границе раннего и среднего рифея. Развитие среднерифейского бассейна, так же как и раннерифейского, началось с формирования мощной вулканогенно-осадочной ассоциации. Выполненные в последние годы исследования показывают, что вулканогенные породы машакской свиты образуют липарит-базальтовую ассоциацию повышенной щелочности, близкую по своим особенностям к континентальным рифтовым ассоциациям [11]. Многократное чередование в разрезах потоков базальтов и пестроцветных тонкослоистых осадочно-вулканогенных пород, частая встречаемость в песчаниках и алевролитах знаков ряби, трещин усыхания, текстур реактивации, однонаправленной слоистости позволяют предполагать, что накопление отложений в первой половине машакского времени происходило в широком спектре континентальных и прибрежных сверхмелководных обстановок. Формирование грабенов и грабенообразных депрессий сопровождалось и интенсивным сносом грубообломочного материала с их флангов, что привело к появлению большого количества континентальных и прибрежно-морских конгломератов [13]. Начало машакского времени отвечало, таким образом, собственно рифтогенному этапу развития среднерифейского бассейна, однако в отличие от раннего рифея заложение грабенов происходило здесь не на фундаменте платформы, а на осадочных комплексах нижнего рифея.

Вверх по разрезу вулканогенно-осадочные и терригенные отложения машакской свиты сменяются в центральных районах мегантиклинория комплексом моно- и олигомиктовых кварцевых песчаников и алевролитов зигальгинской свиты. На северо-востоке, в Бакало-Саткинском районе, зигальгинские песчаники срезают различные горизонты бакальской свиты нижнего рифея. Локально развитые в их подошве конгломераты позволяют предполагать неравномерный характер трансгрессии и, возможно, наличие раннего ингрессивного этапа. Тектурно-структурные особенности песчаников и кварцитов зигальгинской свиты свидетельствуют о преобладании в рассматриваемый период в бассейне песчаных и алеврито-песчаных осадков зон течений и волнений, барово-косовых отложений и других мелководно-морских образований. На этом фоне спорадически создавались условия для накопления в сверхмелководных, возможно лагунных, обстановках глинисто-алевритовых осадков, обогащенных органическим веществом. В целом формирование отложений рассматриваемого уровня происходило в относительно стабильных палеогеографических и палеотектонических обстановках и было связано с размывом продуктов интенсивного химического выветривания на континенте. В дальнейшем имело место существенное расширение акватории и образование сероцветных, преимущественно мелководно-морских терригенных и терригенно-карбонатных комплексов (зигазино-комаровская и авзянская свиты). Особый интерес представляют разрезы зигазино-комаровской свиты, к которой приурочены многочисленные месторождения и проявления бурых железняков и основная часть углеродистых осадков среднего рифея. Здесь мы имеем дело со сложно построенными терригенными толщами, в составе которых присутствуют как мелководно-морские, так и лагунные комплексы отложений. Распределение их по площади весьма прихотливо, что позволяет представить бассейн осадконакопления как сложную мозаику периодически пересыхавших и, наоборот, не осушавшихся зон.

Граница среднего и верхнего рифея проявлена в Башкирском мегантиклинории менее резко, чем рубеж между бурзянием и юрматинием [14]. Каратауская серия верхнего рифея объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую свиты. Зильмердакская свита представлена аркозовыми, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность ее достигает 2500—3000 м. Катавская свита слагается пестроцветными хемогенными и фитогенными известняками, глинистыми известняками и мергелями. Мощность ее от 200 до 300—350 м. Вышележащая инзерская свита объединяет песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, хемогенные и фитогенные известняки общей мощностью до 700—800 м. Разрез серии завершает миньярская свита, включающая хемогенные и строматолитовые известняки и доломиты мощностью от 400 до 800 м.

Верхнерифейские терригенно-карбонатные комплексы Башкирского мегантиклинория также представляют сложное полифациальное геологическое тело, в состав которого входят континентальные, прибрежно-, мелководно- и собственно морские отложения [7]. Для позднего

рифей весьма характерны пестроцветные терригенные и карбонатные отложения. Значительно шире, чем в среднем рифее, развиты глауконит-кварцевые мелководно-морские образования. Характерно массовое распространение сублиторальных строматолитов в карбонатных толщах. В то же время практически исчезают осадки, обогащенные органическим веществом, существенно снижается доля экстракварцевых песчаных образований шельфового типа. Отсутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. В развитии позднерифейского бассейна седиментации отчетливо намечается трансгрессивная тенденция. Максимум формирования мелководно-морских терригенных и морских карбонатных отложений пришелся здесь на вторую половину позднего рифея, а рифтогенный этап проявлен неотчетливо.

Начальные этапы развития бассейна характеризовались образованием на его западном фланге аллювиальных и аллювиально-дельтовых комплексов. Восточнее они сменялись прибрежно- и мелководно-морскими отложениями. Значительное изменение мощности в этом же направлении (от более 2000 до 400—500 м) при сохранении на западе основных текстурно-структурных особенностей пород указывает, что накопление осадков на западном фланге бассейна сопровождалось наравномерным прогибанием отдельных участков дна. Позднее наблюдается постепенное увеличение роли прибрежно-континентальных и мелководно-морских терригенных отложений. Катавское время ознаменовалось формированием мелководно-морских фитогенных и хемогенных карбонатных осадков со значительной терригенной примесью. В середине и конце катавского времени в бассейне существовали две зоны — на востоке накапливались карбонатные осадки удаленных фаций, а в центральных и западных районах преобладали мелководно-морские хемогенные и "водорослево"-слоистые образования. Максимальное развитие мелководно-морских терригенных осадков пришлось на инзерское время [8]. К его началу палеогеография бассейна претерпела ряд изменений по сравнению с зильмердакским временем. На западе рассматриваемой территории появилась область морской карбонатной седиментации. С востока она окаймлялась мелководно- и прибрежно-морскими терригенными образованиями. На северо-востоке располагалась обширная область накопления терригенных илов. По-видимому, к этому времени вследствие постепенно нарастающей на запад трансгрессии бассейн осадконакопления приобрел значительные размеры и характеризовался сложными взаимоотношениями прибрежных, мелководных и удаленных участков акватории и их конфигурацией. С миньярским временем связано дальнейшее расширение трансгрессии и накопление фитогенных и хемогенных карбонатных осадков мелководно-морского и морского генезиса.

Расшифровка основных закономерностей эволюции осадочных комплексов рифея западного склона Южного Урала позволяет, таким образом, в определенной мере судить о типах бассейнов седиментации, существовавших на рассматриваемой территории, и наметить тенденции развития земной коры данного региона.

Ранне- и среднерифейский бассейны осадконакопления сочетали черты грабеновых и "нормальных" прогибов. Начальные этапы их развития характеризовались повышенной проницаемостью земной коры и преобладанием обстановок растяжения. В дальнейшем грабеновые и рифтовые бассейны трансформировались в более или менее обширные пологие прогибы, в пределах которых накапливались преимущественно мелководно-морские терригенные, фитогенные и хемогенные осадки. К началу позднего рифея кора характеризовалась уже, по-видимому, заметно большей консолидацией, что обусловило снижение ее проницаемости. Собственно рифтогенный этап в развитии позднерифейского бассейна отсутствует, а области максимального прогибания смещены на запад. В отличие от ранее существовавших бассейнов позднерифейский бассейн обладал наибольшими размерами и характеризовался преобладанием на заключительных стадиях развития типично морских и мелководно-морских комплексов отложений. Распространялся он как на территорию Среднего и Северного Урала, так и на восточные фланги Русской платформы.

#### Abstract

The detailed lithofacial analysis allows to consider some regular evolutionary features of the early, middle and late Riphean sedimentary basins in the west slope of the South Urals. The Riphean complexes present the whole range of terrigenous and carbonate deposits — continental, supershoal marine-nearshore, marine-shoal, and marine proper. The ascending section of the Riphean shows a distinct change of these complexes, that being connected with some peculiarities in the evolution of the sedimentary basins. The process of development of the early Riphean basin is characteristic for two stages — riftogenic and depressional (caldron and Shelf). The same is true for the middle Riphean: both riftogenic and depressional (shelf) stages are present here. However, the shelf deposits proper correspond to the very end of the middle Riphean only. The late Riphean basin lacks any riftogenic stage. At the dawn of its existence alluvial-deltaic deposits accumulated at the west flange being substituted for marine-shoal complexes eastward. By the end of the late Riphean in the region under question there formed a large marine basin embracing also the east flanges of the East-European platform and the adjoining areas of the Urals.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анфимов Л.В. Карбонатный литогенез и связанное с ним рудообразование в нижнем рифее Бакало-Саткинского района на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 77—86.
2. Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 28 с.
3. Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. Т. 2: Верхний докембрий. С. 114—161.
4. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамле-

- ния (со снятыми фанерозойскими отложениями): Масштаб 1:2500000: Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
5. *Кориневский В.Г.* Древние грабенные формации Урала // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 15—32.
  6. *Крупенин М.Т.* Сидеритовая формация Байкала, ее геологическая позиция и условия образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1986. 18 с.
  7. *Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1986. 25 с.
  8. *Маслов А.В.* Основные черты палеогеографии инзерского времени: (Поздний рифей, Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 3. С. 26—37.
  9. *Маслов А.В.* Эволюция обстановок накопления черносланцевых толщ в рифее на западном склоне Южного Урала // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар, 1987. С. 38—39.
  10. *Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1948. 414 с.
  11. *Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь Э.М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория: (Юж. Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.
  12. *Романов В.А.* Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.
  13. *Ротарь А.Ф.* К вопросу о составе и стратиграфическом положении конгломератов машакской свиты на Южном Урале // Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 14—20.
  14. Стратотип рифея: Стратиграфия: Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
  15. *Тимофеев П.П.* Проблемы литологии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3—13.

УДК 552.51+552.541

*Ю.К. Советов*

## **ДОКЕМБРИЙСКИЕ ФЛИШЕВЫЕ ФОРМАЦИИ: ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

Понятие "флиш", появившееся при изучении морских отложений альпийских складчатых областей Европы, стало распространяться на все более древние осадки с начала фанерозоя, а затем и докембрия.

Достижения современной седиментологии в изучении флиша, современного и древнего окраинноконтинентального накопления осадков, не только важны в выявлении роли мутьевых, зерновых и крупнообломочных потоков, но также в детализации обстановок накопления на современных и древних континентальных склонах, их подножиях и на абиссальных равнинах океанов. Структурное сходство современных и древних зернистых осадков монопластов с экспериментальными данными неопровержимо доказали, что главные обломочные породы флиша накапливались в динамических условиях мутьевых течений, квазипериодически возникавших в области геоморфологической ступени, какой обычно является склон континентов. Подводные конусы выноса со сложной долинно-верной системой распределительных каналов и геоморфологических форм осадочного шлейфа, обвальные конусы, ополз-

новые явления и вынос олистолитов адекватно описываются осадочной структурой, морфологией тел и цикличностями разрезов, телекорреляцией и петроассоциациями переотложенных обломков во флишевых толщах.

Переотложение вне зависимости от состава обломочного материала на большие глубины конечного водоема, частичное перераспределение материала контурными и другими течениями, гемипелагическое и пелагенное медленное осаждение тонких частиц являются атрибутами любого флиша. Действительно, все известные признаки флиша всегда исключают большой комплекс характерных седиментологических структур, свойственных осадкам карбонатных плато, прибрежных и шельфовых участков моря, дельтовых и континентальных обстановок, и включают, кроме главных течениявых, разнообразные черты глубоководных осадков. В крупной осадочной системе, какой является флишевая формация (бассейн), нет смысла искать единый структурный признак, свойственный только флишу: между частями формации различия столь велики (например, осадки прирусловых валов и олистостромы), что объединение может быть достигнуто только в модели и концепции. Мелкоритмичные слоистые структуры, характерные для фанерозойского флиша, являются только частью структурной модели, они получили истолкование в терминах и понятиях теории турбидитовых потоков и не могут быть эталоном флиша в широком смысле. Многосторонняя характеристика флиша включает упорядоченные текстуры слоев и их зернистую структуру (среднюю сортированность, гредид беддинг); морфологию и протяженность слоев; статистическое распределение мощности слоев и связь их с зернистостью осадков; состав зернистых осадков; ассоциации и ряды отложений; подчиненные радиальные и преобладающие продольные направления течений; подчиненные изометричные и преобладающие удлиненные бассейны; связь с питающими шельфами и дельтами, роль которых часто не ясна из-за надвигов, разрушающих краевые градации формации; тесная связь с глубоководными отложениями; складчатые, разрывные и метаморфические преобразования; ассоциации в складчатых областях и поясах с рифовыми массивами, вулканическими толщами, предшествующим рифтогенезом.

Возникновение и развитие подводного склона, эпизодическое или длительное, является главной причиной возникновения флиша в широком смысле, тогда как местом его отложения может быть любое относительное понижение подводного рельефа, доступное для действия мутьевых потоков и других течений (склон, подножие склона, абиссальная равнина, рифтовая долина, трог). Структура осадочной толщи, образованной с участием мутьевых потоков, латерально и стратиграфически изменяется в зависимости от обстановки осадконакопления, динамического режима, тектонических движений в определенной области, эвстатических колебаний уровня океана. Поэтому априори флиш — структурно неоднородная формация, а ритмичные пачки пальцеобразных вееров при устьях распределительных каналов являются только ее примечательным элементом, т.е. флишем в узком смысле. Со структурной неоднородностью флиша (дикий флиш, суб-

флиш) геологи столкнулись сразу, как только начали его изучать, но это не служило раньше и не является теперь причиной отвержения термина. Флиш — это глубоководноморские (глубоководноозерные, внутриконтинентальные значительно реже) отложения одного или нескольких слившихся подводных конусов выноса и их шлейфов на ровном или слабонаклоненном дне морей и океанов; диагностической структурой толщи и слоев является турбидитовая, псаммитов — вакковая, т.е. слабо- и среднесортированный и слабообработанный зерновой осадок.

По главному свойству флиш можно подразделить на терригенный, таласогенный и вулканогенный в зависимости от источника материала. В терригенном флише можно выделить крайние классы: кварцвакковый (мономиктовый); кварц-полевошпат-вакковый (олигомиктовый, аркозовый); граувакковый (полимиктовый). Таласогенный флиш всегда карбонатный за счет карбонатных шельфов, рифовых массивов, карбонатных плато. Смешанные виды флиша обычны и особенно распространен силиклатито-карбонатный класс. По второстепенному свойству — составу выполняющей осадочной среды — флиш можно подразделить на амальгамированный (без наполнителя); глинистый; карбонатистый; кремнистый; туфистый; железистый. Возможно смешение признаков.

В современной тектонической структуре верхнерифейский каратау-таласский флишевый комплекс в Северном Тянь-Шане (Таласский хребет и Каратау) протягивается более чем на 500 км к северо-востоку и вдоль крупнейшего разлома — Главной структурной линии Тянь-Шаня (линии Николаева). Полоса выходов имеет вид клина шириной от 5 до 30 км, сужающегося к северо-западу и скрывающегося в Большом Каратау под надвинутыми на него докембрийскими и палеозойскими толщами. Тектонические чешуи палеозойских отложений также перекрывают каратау-таласский флиш на юго-востоке, где его отложения интенсивно переработаны каледонскими и герцинскими гранитоидами. Вдоль Главной структурной линии Тянь-Шаня протягивается полоса наиболее метаморфизованного в зеленосланцевой фации флиша, к северо-востоку региональный метаморфизм ослабевает через ряд переходных зон, здесь хорошо сохранились осадочные текстуры. В зависимости от степени метаморфизма и граничных разломов — надвигов выделяются продольные структурно-тектонические блоки, корреляция их разрезов является предметом стратиграфической дискуссии. Каратау-таласский флиш является единым по возрасту сложно построенным осадочным комплексом, видимое его основание в Таласском хребте (сарыджонская и тагыртауская свиты) соответствует по возрасту видимому основанию в хребте Каратау (кокджотская серия).

Флишевый комплекс слагает мегасинклиний, погруженный на юго-восток. В краевой проксимальной его части в Большом Каратау под флишем находится тонкозернистая туфо-аргиллитовая толща (балдусуйская свита), на остальной территории основание флишевого комплекса не вскрыто. Несмотря на надвиго-чешуйчатое строение района установлены ясные взаимоотношения с перекрывающими отложения-

ми — переход флиша латерально и вверх в аллювиально-дельтовые отложения (местами залегают с угловым несогласием на флише), затем — туфовые и алевролитопесчаниковые прибрежно-морские отложения с пачкой строматолитовых кремней и выше — мелководноморские отложения кембрия—среднего ордовика. По геологическому положению каратау-таласский флишевый комплекс отнесен к верхнему рифею, что также подтверждается возрастом синхронных рифовых массивов, поставивших обломочный материал. Каратау-таласский флишевый комплекс включает литостратиграфические серии — карагоинскую, кокджотскую и большекаройскую, подразделенные на 4—8 свит. Флиш относится к терригенному, карбонатному и терригенно-карбонатному типам.

Два источника материала питали флишевый бассейн: поднятая островная дуга с сопутствующими осадочными комплексами на юго-западе и континентальная суша на северо-востоке — погруженный в настоящее время под палеозойские и мезозойские отложения докембрийский Муюнкумский массив. Многочисленные замеры вектора течений на большей части площади бассейна показывают широкий сектор направлений северо-восток—юг. Результирующие восточное и юго-восточное направления однозначно фиксируют региональный наклон дна бассейна, совпадающий с погружением оси мегасинклиниория. Направление подводных каналов с граувакками либо совпадает с удлинением бассейна, либо поперечно-косое с вектором движения на северо-восток, т.е. от островной дуги.

В целом углубление и раскрытие бассейна происходило в юго-восточном направлении, что приблизительно параллельно Главной структурной линии Тянь-Шаня, наследующей древнюю тектоническую линию. Время образования окраинного моря, где накапливался каратау-таласский флиш, предположительно верхнерифейское. Последовательность и обстановки накопления предшествующих и перекрывающих толщ позволяют построить модель тектонического развития окраинного моря.

На первом этапе столкновения островной дуги с Муюнкумской плитой за счет деформации осадочно-вулканогенного комплекса и подъема дуги возникают подводные конусы выноса; пепловый, туфовый материал играл второстепенную роль. На втором этапе создается складчато-чешуйчатая структура дугового комплекса, в основании его на поверхность выходят пластины офиолитов, фтанитов и филлитизированных глинисто-алевролитовых пород. На северо-восточной приконтинентальной стороне бассейна возникают рифовые массивы — джанытасский и курганкарагоинский. По распространению и характеру флиша, наклону дна бассейна можно судить о том, что конвергенция дуги и плиты была косой, в то время как на северо-западе региона формировались верхние части конусов выноса, на юго-востоке — наиболее глубокая котловина. Бассейн флише-накопления выклинивается в северо-западном направлении в большой мере конседиментационно.

Существовали начальный и финальный момент интенсивной конвергенции и надвигания дуги и относительно спокойный и даже дивер-

гентный период, когда наибольшее влияние приобрели рифовые массивы. Финальный этап конвергенции фиксирует максимальное сближение дуги и плиты и максимальное обмеление бассейна, а затем превращение значительной его площади в аллювиальную равнину. При этом аллювиальные конусы выноса и аллювий равнины сопряжены во времени с накоплением финальных (красноцветных) частей подводных конусов выноса. Финальный момент косо́й конвергенции островной дуги и Муонкумской плиты привел к тому, что в этой области вновь возникают растягивающие напряжения. В краевой восточной части бывшей островной дуги сначала возникают продольные расколы, давшие выход магматическим эксплозиям (их центры в настоящее время смещены по сдвигу на север и находятся в хребте Улутау), в более позднее время вдоль осевой части дуги образовалась рифтовая долина, сначала надводная, затем затопленная морем. Флишенакпление в задуговом тыловом бассейне заканчивается, по-видимому, в раннем венде, тогда как отмеченная дивергенция имела место в позднем венде. В это время отложения аллювиальной равнины сменяются мелководно- и прибрежно-морскими терригенными отложениями с большим участием туфов трахилипаритов.

Образование интрадугового рифа и бассейна в венде фиксирует начало нового цикла глубоководного осадконакопления к юго-западу от рифейского бассейна. С этим циклом связан своеобразный граувакковый флиш мощностью 300—600 (?) м на склоне и у подножия склона рифта. Своеобразие его, прежде всего, проявляется в быстром переходе отложений аллювиальных конусов выноса в обломочные потоки и флюксотурбидиты склона, а затем в веерную систему на склоне.

Блоковое строение фундамента, которым является раздробленная вулканическая дуга, обусловило неравномерную мощность континентальных отложений, резкое их выклинивание и местами непосредственный контакт флиша с породами фундамента. Различаются следующие обстановки осадконакопления: дельты и русловые конгломераты: подводные плоские каналы с флюксотурбидитами; олистостромы (диамиктиты); ритмичное чередование граувакковых турбидитов; гемипелагические глинисто-алевритовые отложения. В граувакках преобладают обломки всего набора пород из вулканической дуги, а также метаморфические породы из субдукционного комплекса. Турбидиты с классическими последовательностями текстур Боума и сокращенные слои "ас", "а" содержат многочисленные следы течений. Отчетливое логнормальное распределение мощности турбидитов сопровождается смещением моды в зависимости от зернистости. Направления течений на склоне рифта были широковеерные северо-восток—юго-восток и промежуточные, вероятно определенные недоразвитостью конуса выноса и Джилберт-дельтовой. Весьма примечательна небольшая мощность флиша, обусловленная быстрым погружением дна и бортов рифта. Проксимальные турбидиты вверх по разрезу сменяются дистальными ленточными алевролитовыми турбидитами и гемипелагическими алевролит-аргиллитами. Максимальному расширению рифта на докембрийском отрезке его существования соответствуют, кроме тонкозер-

нистых глинисто-алевритовых осадков, небольшие пачки калькалевролитового флиша, прослеживаемого на большое расстояние. Дальнейшее развитие рифта привело к накоплению глыбовых (тиллитоподобных) олистостромов (байконурская свита), а затем наиболее глубоководных кремневых отложений нижнего кембрия. К началу кембрия бывшая островная дуга и прилегающая часть Муюнкусской плиты погрузились под уровень моря, и в зоне коллизии образовалась подводная карбонатная платформа багамского типа.

На примере Каратау-Таласской зоны можно видеть эволюцию активной окраины древнего континента, частью которого являлась Муюнкуская плита. Закономерность флишенакпления заключается не только в указанной цикличности, но и в зональности, если рассматривать эволюцию всего региона. Область флишенакпления сместилась с течением времени из задугового бассейна во внутридуговой; при дальнейшем расширении рифта верхневендский граувакковый флиш сменяется тонким карбонатным в верхнем венде и среднепластовым карбонатным у края карбонатной платформы в нижнем кембрии. После периода глубоководного бассейна в среднем—верхнем ордовике накопился кварц-вакковый и граувакковый флиш в результате сближения Сырдарьинской и Муюнкусской плит.

#### Abstract

Flysch is a compound sedimentary deep water formation and includes submarine fan deposits, apron cone deposits, sliding masses, deposits of the contour and other currents. Environments of the flysch are generally continental margins (slopes, continental rises), trenches and abyssal planes, its attributory features are the turbidites and wackes, abundant current marks, periodic bedding often as the rhythmic alternation of psammites and pelites.

The Precambrian flysch was located at the different tectonic positions: greenstone belts, aulacogens, pericratonic subsidence zone, peripheral belts and rifts. For instance, the Late Precambrian flysch formations at the Karatau-Talas and neighbouring zones of the Northern Tien-Shan are examined for the variety of the composition and structure and for their role due to evolution of the fold belt.

The Upper Riphean (?) Karatau-Talas flysch of about 5,5—6 km thick have appeared in the back-arc and retroarc basins in course of the arc collision with Muynkum continental plate. The convergence was oblique so the basin once underwent extension in middle period and the calcarenite sedimentation followed the graywacke one and later the graywackes have to prevail again. The main sources of clast material were the arc and stromatolite reef complexes on the continental and arc's sides. The coarse-grained graywacke with subordinate gravels and conglomerates filled the channels combined with the levee deposits. Rhythmic alternation of the sandstones and aleurolite-argillite followed the amalgamated channel complexes. The slope and interchannels represented the space for deposition of the fine-grained calculeurolites contour current deposits carried along the basin from NW to SE. The currents across, from SW, and along the basin were established in the channels.

The Karatau-Talas flysch is followed upward and laterally by the Vendian molasse. In Vendian due to the later convergence the intraarc rift appeared and graywacke flysch of small thickness was formed there. This flysch was overlaid by deep marine argillaceous and calcareous deposits. By morphological features both Riphean and Vendian flysch formations are like the Phanerozoic homologs.

УДК 551.217.2+553.061.16+551.061.6

*В.И. Копорулин*

## **ПРОЦЕССЫ ЛИТОГЕНЕЗА ПЕПЛОГЕННЫХ ОСАДКОВ И ПОРОД В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Районы Северо-Востока СССР (Магаданская область, Камчатка и Чукотка) известны проявлениями интенсивной вулканической деятельности, происходившей с неодинаковой интенсивностью в этих регионах в мезозойское и кайнозойское время. Продукты такой деятельности в виде прослоев туфогенных пород установлены в составе мощных комплексов терригенных отложений мезозоя и кайнозоя, имеющих здесь широкое распространение.

Процессы литогенеза в пеплогенных осадках и соответствующих им туфогенных породах в настоящее время изучены значительно слабее, чем в других типах осадочных образований. Существующие данные показывают, что эти процессы сопровождаются интенсивным аутигенным минералообразованием. Последнее обусловлено нестойкостью вулканического стекла и его способностью легко превращаться в глинистые минералы (монтмориллонит, хлорит, смешаннослойные минералы), цеолиты и др. Описание таких преобразований приводится во многих работах [1, 3, 4, 6, 8—10]. Однако конкретные причины формирования по пепловому материалу тех или иных минералов, а также общая последовательность процессов минералообразования в литогенезе еще требуют выяснения.

Наблюдения, выявляющие некоторые особенности литогенеза пеплогенных осадков, были сделаны автором при изучении угленосных формаций нескольких районов Северо-Востока СССР: западного и восточного ( $K_2$ ) побережий Пенжинской губы, Авековского и Аркагалинского ( $K_2$ ) месторождений бурых углей. Угленосные толщи в этих районах сложены в основном терригенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами (глинами); в них заключены отдельные пласты угля и горизонты туфов или смешанных вулканогенно-осадочных пород.

Угленосные формации этих районов представляют собой сложные полифациальные образования. Неогеновые отложения западного побережья Пенжинской губы, палеогеновые — Авековского и верхнемелово-

вые Аркаглинского месторождений представлены лишь континентальными фациями: аллювиальными (русовыми и пойменными), озерными (открытых и заболачивающихся озер), болотными. Верхнемеловые отложения восточного побережья Пенжинской губы наряду с перечисленными фаціальными типами, содержат также морские фации: прибрежного мелководья и наиболее удаленных от побережья участков мелкого моря.

В каждом из районов пепловый материал установлен практически во всех названных фаціальных типах осадков. Он представлен частицами кислого, среднего и основного вулканического стекла, соответствующего эффузивным породам типа риолиты—дациты, андезиты—базальты. Мощности горизонтов туфогенных пород варьируют от нескольких десятков сантиметров до 5—7 м. Мощности отложений, содержащих туфы, составляют: на западном побережье Пенжинской губы, Авековском и Аркаглинском месторождениях несколько сот метров, а на восточном побережье Пенжинской губы 1,5 тыс. м. Мощность покрова более молодых осадочных образований в трех первых районах не превышает 1 тыс. м, а в последнем достигает 3—3,5 тыс. м.

Изучение туфогенных пород осуществлялось микроскопическим, химическим, рентгеноструктурным и электронно-микроскопическим методами. Установлено развитие в этих породах двух типов преобразования вулканического стекла; замещение его глинистыми минералами (монтмориллонит, смешанослойные фазы типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослюда) и цеолитами.

Замещение частиц вулканического стекла глинистыми минералами является универсальным процессом, проявляющимся во всех изученных районах. В осадочных толщах неогена западного побережья Пенжинской губы, палеогеновых — Авековского и верхнемеловых — Аркаглинского месторождений, не испытавших глубокого погружения в стратифере, глинистые минералы представлены монтмориллонитом, а в осадочной толще верхнего мела восточного побережья Пенжинской губы, где глубина погружения достигает несколько тысяч метров, присутствуют смешанослойные минералы типа гидрослюда—монтмориллонит с содержанием гидрослюдистого компонента 20—60%.

Интенсивность замещения вулканического стекла глинистыми минералами последовательно возрастает в ряду фаций: морские отложения—русла рек—открытые пресноводные озера—поймы рек—застойные и заболачивающиеся озера. При слабом развитии этого процесса частичному или полному замещению подвергаются лишь самые мелкие частицы пепла, а крупные приобретают слабокорродированную поверхность. При интенсивном проявлении процесса весь или почти весь пепловый материал оказывается замещенным глинистым материалом, а оставшиеся незамещенными пепловые частицы имеют сложнокорродированную поверхность.

Преобразование вулканического стекла в цеолиты установлено в верхнемеловых отложениях Аркаглинского месторождения и восточного побережья Пенжинской губы. В неогеновых осадках западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых — Авековского месторождения весь пепловый материал, не затронутый преобразованием

в монтмориллонитовые минералы, сохраняет свою стекловатую природу. В двух первых районах новообразованные цеолиты представлены минералами группы клиноптилолит—гейландит при небольшом содержании филлипсита.

Аутигенные цеолиты образуют в частицах пепла мелкие (от нескольких до 10) беспорядочно ориентированные таблитчатые кристаллы. По периферии пепловых частиц цеолитовый материал имеет нередко кристификационное строение благодаря ориентировке удлинённых кристалликов перпендикулярно их внешнему контуру. Последний, как правило, не соответствует первичным очертаниям пепловой частицы, а образовался в результате коррозии со стороны аутигенного глинистого материала.

В континентальных фациях обоих районов часть пеплового материала нередко остается незамещённой цеолитами и сохраняет свою исходную природу, в то время как в морских фациях верхнемеловых отложений восточного побережья Пенжинской губы подобные реликты неизменённого вулканического стекла совершенно отсутствуют.

Все изложенное показывает, что замещение стекла глинистыми минералами являлось более ранним процессом. Тесная связь интенсивности этого процесса с фациальной природой осадков, отсутствие зависимости от возраста отложений и глубины погружения в стратифере позволяют отнести его к стадии диагенеза. При этом собственно диагенетическим глинистым минералом был монтмориллонит, в то время как смешанослойные фазы формировались в результате преобразования монтмориллонитовых минералов из стадии катагенеза при погружении осадков на значительные глубины. В верхнемеловых отложениях восточного побережья Пенжинской губы возникновение по монтмориллониту подобных смешанослойных фаз установлено не только в горизонтах туфов, но также и в заключающих их терригенных породах, и, таким образом, этот процесс отражает общую тенденцию катагенетического преобразования монтмориллонита в данном разрезе.

Формирование цеолитов по вулканическому стеклу происходило уже в катагенезе. На это указывают не только более позднее развитие процесса по сравнению с замещением стекла монтмориллонитом, но и случаи образования цеолита по микротрещинам и в мелких пустотах, возникших после литификации осадка. Полное отсутствие цеолитизации пеплового материала в неогеновых осадках западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых — Авековского месторождения, имеющих сравнительно молодой возраст и не испытавших захоронения под мощным покровом более молодых осадочных образований, указывает на то, что этот процесс не следует непосредственно за формированием монтмориллонитовых минералов, а развивается на сравнительно поздних этапах катагенеза.

Широкое развитие монтмориллонитизации вулканического стекла в диагенезе и замещение его цеолитами в катагенезе связано с различием физико-химических и термодинамических условий образования этих групп минералов. Результаты экспериментальных работ и изучение природных процессов показывают, что при низких темпе-

ратурах и давлениях монтмориллонит формируется в слабокислых, нейтральных или слабощелочных условиях среды (рН немногим менее 7—9). Для образования цеолитов при низких значениях Р и Т требуются значительно более щелочные условия среды (рН 9—11). С возрастанием температур образование цеолитов происходит при значительно более низких значениях рН [2, 4, 9, 10].

Наиболее вероятно, что именно существование сравнительно низких значений щелочно-кислотных условий в иловых водах в пеплогенных осадках всех перечисленных фаций и привело к развитию по вулканическому стеклу в диагенезе глинистых минералов монтмориллонитового ряда. Резкие различия в интенсивности монтмориллонитизации, проявляющиеся в различных фациальных типах осадков, были обусловлены, по-видимому, первично неодинаковым содержанием в них органического материала. Присутствие повышенных количеств органического вещества через усиление микробиологической деятельности, выделение больших количеств  $\text{CO}_2$  и органических кислот способствовали возникновению и устойчивому сохранению более кислых значений рН иловых растворов [5, 7] и тем самым приводили к более полному преобразованию стекла в монтмориллонит. Именно в связи с этим возник ряд фаций, характеризующихся последовательным возрастанием интенсивности этого процесса.

В катагенезе вследствие стабилизации органического вещества, снижения активности или полного исчезновения микробиологической деятельности прекращается действие факторов, определявших снижение щелочно-кислотного потенциала поровых растворов. Повышение температуры, связанное с возрастанием глубины захоронения осадков, определило возможность превращения стекла в цеолиты и при более низких значениях рН поровых растворов.

Процесс цеолитизации начинался только при некоторых определенных значениях температур и глубины погружения осадков в литосфере. Важную роль играло, по-видимому, также и геологическое время. Именно с этими причинами связано интенсивное проявление катагенетической цеолитизации в верхнемеловых отложениях Аркагалинского месторождения и восточного побережья Пенжинской губы, где глубины погружения в литосфере соответственно равны 1 и 4,5—5 тыс. м. В то же время в неогеновых отложениях западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых — Авековского месторождения, где глубина погружения осадков была соответственно равна нескольким сотням и 1 тыс. м, стекло, оставшееся незамещенным монтмориллонитом в диагенезе, сохраняет свою стекловатую природу.

Первичная среда накопления способствовала или, наоборот, препятствовала развитию процесса цеолитизации в катагенезе. Морские осадки, иловые растворы которых имели первоначально более щелочную реакцию среды, обладали более благоприятными условиями для перехода стекла в цеолит на стадии катагенеза. В континентальных осадках, где изначально поровые растворы имели нейтральную или слабокислую реакцию, условия для развития процесса цеолитизации были менее благоприятными. Наблюдавшиеся случаи полного замещения вулканического стекла цеолитами в отложениях морского

генезиса и сохранение части стекла неизменным в континентальных подтверждают правильность этих предположений.

Изложенные данные раскрывают важные особенности минеральных преобразований вулканокластического материала туфогенных пород в диагенезе и катагенезе. Для первой стадии характерно преобразование вулканического стекла в монтмориллонит, для второй — превращение его в цеолиты. Существует определенная зависимость интенсивности процессов преобразования стекла от фациальных условий. Особенно резко этот контроль проявляется на стадии диагенеза. Изложенное показывает важность изучения фациальной природы осадков для понимания процессов аутигенного минералообразования в пеплогенных осадках и выявления последовательности таких процессов. Данные, полученные в ходе настоящего исследования, могут быть использованы при определении путей формирования полезных ископаемых, образующихся при изменении вулканического стекла.

### Abstract

Stages in the alteration of ashes in the course of lithogenesis and their dependence on sedimentary facies have been established in Late Mesozoic and Cenozoic coal-bearing formations of the Northeastern USSR. Diagenesis and early katagenesis in ash horizons transform volcanic glass in smectite with the intensity growing in the following order of facies: marine facies—river channels—fresh-water lakes—flood plains—overgrowing lakes. In late katagenesis (with deep submergence in stratisphere), volcanic glass would typically alter in zeolites (clinoptilolite—heulandite). The intensity of the process was at its highest in sediments of marine facies, and much less in continental ones. The above features of volcanic glass alteration reflect variations in temperature and pressure with depth on the one hand, and differences in hydrochemical conditions in the sedimentary environments on the other.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
2. Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование // Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967. С. 7—26.
3. Ратеев М.А., Градусов Б.П. Типы смешанослойных образований слюда-монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура—ордовика Прибалтики // Литология и полез. ископаемые. 1971. N 2. С. 74—94.
4. Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования. М.: Наука, 1970. 283 с.
5. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Наука, 1962. Т. 2. 574 с.
6. Шоболов В.В. Месторождения монтмориллонитовых (бентонитовых) глин. М.: Недра, 1969. 79 с.
7. Фербридж Р.У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27—91.
8. Bradley W.H. The occurrence and origin of analcite and meerschaum beds in the Green Formation of Utah, Colorado and Wyoming. Washington D.C., 1929. P. 1—7. (US Geol. Surv. Prof. Pap., N 158-A).
9. Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1966. N 85.3. 1—130.
10. Mariner R.H., Surdam R.C. Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes // Science. 1970. Vol. 170, N 3961.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	5
-------------------	---

### I. ОБЩАЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ

<i>П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев.</i> Эволюция мезозойского и кайнозойского осадконакопления Атлантического океана .....	6
<i>Ю. П. Казанский.</i> Общие тенденции развития седиментационных процессов в геологической истории Земли .....	14
<i>А. А. Байков, Н. И. Бойко, В. И. Седлецкий.</i> К методике изучения седиментационной цикличности .....	19
<i>Н. А. Ясаманов.</i> Климаты рифея и фанерозоя Земли .....	26
<i>Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова.</i> Физика, химия и биология диагенеза .....	32
<i>О. В. Япаскурт.</i> Седименто- и литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей .....	38
<i>В. Н. Холодов.</i> О металлогении эпох кремненакопления в докембрии .....	46
<i>М. А. Жарков.</i> Эвапоритовый седиментогенез в истории Земли .....	59
<i>Ю. Н. Занин, В. А. Лучинина.</i> Фосфоритогенез в геологической истории .....	68
<i>Н. М. Задорожная.</i> К эволюции рифообразования в истории Земли .....	74
<i>Е. М. Хабаров.</i> Рифогенное карбонатакопление докембрийского этапа развития Земли .....	81
<i>В. Г. Кузнецов.</i> Структура карбонатных формаций платформенных областей ....	88
<i>С. Ф. Бахтуров, М. А. Жарков.</i> Эволюция бассейнов черносланцевого осадконакопления в фанерозое .....	95
<i>А. А. Махнач.</i> Катагенез осадочных образований (гидрогеологический аспект) .....	102
<i>П. Т. Тажибаяева, А. П. Слюсарев, И. Б. Саматов.</i> Гипергенное минералообразование в корях выветривания и связанные с ним полезные ископаемые .....	107
<i>И. М. Варенцов.</i> К литолого-геохимической модели формирования марганцевых руд в зоне гипергенеза .....	114
<i>Г. Ю. Бутузова.</i> К вопросу о генезисе гидротермально-осадочных образований Мирового океана (об источнике рудообразующих металлов) .....	120
<i>Л. И. Боголюбова.</i> Особенности превращения тканей растений-торфообразователей в приморских голоценовых областях торфонакопления и микрокомпонентный состав торфов .....	131
<i>А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, А. Н. Балуховский.</i> Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов .....	146

### II. РЕГИОНАЛЬНАЯ ЛИТОЛОГИЯ

<i>В. Т. Фролов.</i> Эволюция осадконакопления на северо-западной окраине Тихого океана .....	155
<i>В. В. Еремеев.</i> Фации современных осадков и особенности седиментации у подножья континентального склона Южно-Американского континента (Центральная Атлантика) .....	165
<i>Я. И. Аношко, В. К. Лукашев, Н. Н. Хаврюк.</i> Озерно-аллювиальный неогеновый литогенез Белоруссии и Польши и поиски полезных ископаемых .....	175
<i>Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский.</i> Эволюция железорудных и марганцеворудных фаций в геологической истории территории Украинской ССР .....	181

<i>Д.П. Хрущов.</i> Эпохи аридного осадконакопления в геологической истории территории СССР .....	190
<i>Г.А. Чихрадзе.</i> Эволюция осадконакопления и породообразование в юрском бассейне Грузии .....	197
<i>М.А. Беридзе.</i> Вулканогенно-обломочный турбидитовый седиментогенез в юрских и палеогеновых бассейнах Кавказа .....	203
<i>Р.А. Мандалаян.</i> Карбонатонакопление и вулканизм в эвгеосинклинальных прогибах верхней юры—неокома Малого Кавказа .....	209
<i>М.А. Сатиан.</i> Металлоносные отложения офиолитовой серии центрального сектора Мезотетиса .....	214
<i>А.А. Садоян.</i> Особенности седименто- и литогенеза палеогенового флиша Малокавказской части активной континентальной окраины Евразии .....	219
<i>Ак.А. Али-заде, С.А. Алиев, Р.Н. Мамедзаде.</i> Изотопные палеотемпературы меловых бассейнов Кавказа .....	225
<i>А.В. Маслов.</i> Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (основные черты развития) .....	227
<i>Ю.К. Советов.</i> Докембрийские флишевые формации: обстановки накопления и палеотектоническое значение .....	234
<i>В.И. Копорулин.</i> Процессы литогенеза пеллогенных осадков и пород в мезозойско-кайнозойских угленосных формациях Северо-Востока СССР .....	240

## CONTENTS

Foreword .....	5
----------------	---

### I. GENERAL AND THEORETICAL LITHOLOGY

<i>P.P. Timofeev, V.V. Yeremeev.</i> Evolution of Mesozoic and Cenozoic Atlantic sedimentation .....	6
<i>Yu.P. Kazan'sky.</i> General tendencies of the development of sedimentary processes in Earth's geological history .....	14
<i>A.A. Baikov, N.I. Boiko, V.I. Sedletsy.</i> To the methodics of studying sedimentary cyclicity .....	19
<i>N.A. Yasamanov.</i> Riphean and Phanerozoic climates of the Earth .....	26
<i>N.V. Logvinenko, L.V. Orlova.</i> The physics, chemistry and biology of diagenesis .....	32
<i>O.V. Japaskurt.</i> Sedimento- and lithogenesis in sedimentary basins of miogeosynclines .....	38
<i>V.N. Kholodov.</i> On the metallogeny of silica accumulation epochs in the Precambrian .....	46
<i>M.A. Zharkov.</i> Evaporite sedimentogenesis in the history of the Earth .....	59
<i>Yu.N. Zanin, V.A. Luchinina.</i> Phosphorite genesis in geologic history .....	68
<i>N.M. Zadorozhnaya.</i> On the evolution of reef formation in the history of the Earth ...	74
<i>E.M. Khabarov.</i> Reefogenous carbonate accumulation of Precambrian stage of development of the Earth .....	81
<i>V.G. Kuznetsov.</i> Structure of carbonate formations of platform areas .....	88
<i>S.F. Bakhturov, M.A. Zharkov.</i> Evolution of the basins of black shale sedimentation in Phanerozoic .....	95
<i>A.A. Makhnach.</i> Catagenesis of sedimentary formations (hydrogeological aspect) .....	102
<i>P.T. Tazhibaeva, A.P. Slusarev, I.B. Samatov.</i> Hyperginic minerogenesis in weathering crusts and useful minerals associated with them .....	107
<i>I.M. Varentsov.</i> On the lithologic-geochemical model of manganese ore formation in hypergenesis zone .....	114
<i>G.Yu. Butuzova.</i> On the genesis of hydrothermal sedimentary formations in the World Ocean .....	120
<i>L.I. Bogolyubova.</i> Peculiarities of peat-forming plant tissues transformation in coastal marine Holocene peat depositional environments and microcomponental analysis of peats	131
<i>A.B. Ronov, V.E. Khain, A.N. Balukhovskiy.</i> Atlas of lithologo-paleogeographical maps of the World. The Mesozoic and Cenozoic of continents and oceans .....	146

### II. REGIONAL LITHOLOGY

<i>V.T. Frolov.</i> The evolution of sedimentation of North-West margin of Pacific .....	155
<i>V.V. Yeremeev.</i> Facies of present sediments and features of sedimentation of South American continental rise (Central Atlantic) .....	165
<i>Ya.I. Anoshko, V.K. Lukashev, N.N. Khavruk.</i> Neogene alluvial-lacustrine lithogenesis in Byelorussia and Poland and mineral prospecting .....	175
<i>E.F. Shnukov, G.N. Orlovsky.</i> Evolution of iron- and manganese ore facies in geological history of the Ukrainian SSR territory .....	181
<i>D.P. Khrushchov.</i> Epochs of aride sedimentation in the geological history of the USSR territory .....	190

<i>G.A. Chikhradze.</i> Evolution of sedimentation and rock formation in the Jurassic basin of Georgia .....	197
<i>M.A. Beridze.</i> Volcanoclastic turbiditic sedimentogenesis in the Jurassic and Paleogene basins of the Caucasus .....	203
<i>R.A. Mandalian.</i> Carbonate accumulation and volcanism in eugeosyncline troughs of the Minor Caucasus Upper Jurassic—Neocomian .....	209
<i>M.A. Satian.</i> Metalliferous sediments of ophiolite series of the central sector of Mesotethys .....	214
<i>H.A. Sadoyan.</i> The sedimento- and lithogenesis of the Paleogene flysch of Eurasia active continental margin Minor Caucasian part .....	219
<i>Ak.A. Ali-Zade, S.A. Aliev, R.N. Mamedzade.</i> Isotopic paleotemperature of the Caucasus Cretaceous basins .....	225
<i>A.V. Maslov.</i> The Riphean sedimentary basins, the South Urals (their main evolutionary features) .....	227
<i>Yu.K. Sovetov.</i> Precambrian flysch formations: environments and their paleotectonic meaning .....	234
<i>V.I. Koporulin.</i> Processes of lithogenesis in ash sediments and rocks of Meso-Cenozoic coal bearing formations of the Northeastern USSR .....	240

Научное издание

## ОСАДОЧНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Седименто- и литогенез

(Доклады советских геологов на XXVIII сессии МГК)

*Утверждено к печати*

*Национальным комитетом геологов Советского Союза,  
Геологическим институтом АН СССР*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова.* Технический редактор *Н.М. Бурова*  
Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 40193

Подписано к печати 03.01.89. Т — 07405. Формат 60×90 1/16

Бумага для глубокой печати

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,5. Усл.кр.-отт. 15,6

Уч.-издл. 18,7. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1201. Цена 3р.80к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12