

**МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ  
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН  
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ  
НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН**

**ФГАОУ ВПО "КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ)  
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ"  
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО  
«ТАТНЕФТЬ»**



# **КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ**

**Материалы**

**6-го Всероссийского литологического совещания**

*(Казань, 26-30 сентября 2011 г.)*

**Том II**



**КАЗАНСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ  
2011**

УДК 552.5  
ББК 26.31  
К 65

**К 65** **Концептуальные проблемы литологических исследований в России:** материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26-30 сентября 2011 г.). – Казань: Казан. ун-т, 2011. – Том II. – 540 с.

ISBN 978-5-98180-947-7

Сборник содержит материалы докладов, представленных на 6-м Всероссийском литологическом совещании (Казань, 26-30 сентября 2011 г.), посвященном рассмотрению современного состояния литологических исследований в России и концептуальным проблемам изучения осадочных пород, их генезиса (включая рудогенез) и эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли.

Сборник предназначен для широкого круга геологов и других специалистов, работающих в области исследования осадочных пород, а также преподавателей и студентов геологических ВУЗов.

*Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 11-05-06061-г)*

Ответственные редакторы  
О.В. Япаскурт, Р.Р. Хасанов, Р.Х. Сунгатуллин

Редколлегия:  
Д.К. Нургалиев, Ю.О. Гаврилов, Н.С. Гатиятуллин,  
В.В. Еремеев, Р.С. Хисамов

Технический редактор  
Г.М. Сунгатуллина

*Публикация выполнена с авторских оригиналов  
с незначительными редакционными правками*

*Фото на обложке Э.А. Королева, Д.Н. Мифтахутдиновой, Е.Р. Сунгатуллиной*

ISBN 978-5-98180-947-7

© Межведомственный литологический  
комитет ОНЗ РАН, 2011;  
© Казанский федеральный университет, 2011

# ВОПРОСЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ЛИТОЛОГИИ

## ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ «ТЕКСТУР»

В.П. Макаров

РГГРУ, Москва, [litolog@msgpa.ru](mailto:litolog@msgpa.ru)

**Общие определения.** Ранее показано, что текстура определяет способ заполнения пространства элементами структуры. Все текстуры имеют общие свойства, которые позволяют рассматривать их независимо от условий образования пород.

Зерно – это элементарный объект горной породы. Связная совокупность зёрен – образец (ОБ). Размеры зёрен измеряются по осям X (A), Y (B), Z (C). Принято, что  $A \geq B \geq C$ . Ось X - **главная**. Плоскость П, проходящую через A и B, будет также **главной**.

В связном множестве {З} все зёрна попарно контактируют друг с другом, и нет ни одного зерна, не имеющего контакт с соседним зерном. Это множество {З} названо **компактным**. Образец – компактное множество зёрен.

**Определения основных типов текстур.** Зёрна отличаются по составу (М), форме (F) и размерам (D), т.е.  $Z = F \cap D \cap M$ . Кроме того, зёрна в образце находятся в некоторых отношениях R друг к другу, т.е.  $Z_i R Z_j$  (R – ratio= отношение). Таким образом, образец ОБ – это компактное множество зёрен со свойствами  $Z_i \cup Z_j \rightarrow \cup(F_k \cap D_k \cap M_k)$ ;  $Z_i R Z_j \rightarrow \cup(Z_i R Z_j)$ . Преобразовав их, получаем  $\cup(Z_i R Z_j) = (\cup Z_i) R (\cup Z_j)$ . Запись  $(\cup Z_i)$  означает объединение зёрен по одному или нескольким признакам, отличным от признаков зёрен в другом объединении. Если в образце часть зёрен с этими признаками образуют связную совокупность, то эту совокупность назовем **агрегатом (АГ)** зёрен. Понятно, что  $АГ \supseteq ОБ$  ( $\supseteq$  - оператор принадлежности, или включения).

**Текстура (TR)** – множество зёрен образца, обладающих свойствами  $\cup(F_k \cap D_k)$ ;  $\cup(Z_i R Z_j)$ . Объединив их, получаем  $\cup(Z_i R Z_j) = \cup((F_i \cap D_i) R (F_j \cap D_j)) = \cup((F_i R F_j) \cap (D_i R D_j))$ . Множества  $F_k$ ,  $D_k$  и R – это множество элементов текстуры. В зависимости от сущности R выделяются элементарные отношения между зёрнами: I. R – отношение порядка в распределении размерных параметров, т.е.  $R = f(D)$ , тогда  $(F_i R F_j) = 0$ , но  $(D_i R D_j) \neq 0$ . В этом случае  $(D_i R D_j)$  характеризует

структуру  $SR$  образца. **II.** Если  $R \neq f(D)$ , т.е. не отражает размерные параметры, то  $(D_iRD_j) = 0$ , но  $(F_iRF_j) \neq 0$ . В этом случае  $(F_iRF_j)$  характеризует отношения между формами зёрен. **III.** Между соседними зёрнами  $Z_1$  и  $Z_2$  в образце возникает отношение, называемое «ориентировкой зёрен друг относительно друга». **Ориентировкой** зерна  $Z_1$  относительно зерна  $Z_2$  называется расположение зёрен в пространстве, когда проекции главных осей на плоскость образуют прямые линии, пересекающиеся под углом  $\alpha$ .

Далее имеем:

**A.** Главные плоскости  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$  параллельны друг другу, т.е.  $\Pi_1 \parallel \Pi_2$ . Они обычны в слоистых и сланцеватых породах, существенно удаленных от зон выклинивания. Тогда в зёрнах  $Z_1$  и  $Z_2$  с главными осями соответственно  $X_1$  и  $X_2$  возможны варианты:  $X_1 \parallel X_2$  – проекции осей на одну из плоскостей параллельны друг другу;  $X_1 \perp X_2$  – проекции осей на одну из плоскостей перпендикулярны друг другу;  $X_1 \times X_2$  – проекции осей на одну из плоскостей находятся в общем положении, т.е.  $0 < \alpha < 90^\circ$ .

**B.** Плоскости  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$  не параллельны друг другу и находятся в общем положении (обозначаются как  $\Pi_1 \times \Pi_2$ ). Они пересекаются по линии  $L_{12}$ . Характерно для областей, близких к зонам выклинивания. Варианты:  $X_1 \parallel X_2$  – главные оси строго параллельны друг другу; тогда  $X_1 \parallel X_2 \parallel L_{12}$ ;  $X_1 \times X_2$  – главные оси не строго параллельны друг другу. Проекции  $X_1$  и  $X_2$  на одну из плоскостей перпендикулярны линии  $L_{12}$ . Проекции  $X_1$  и  $X_2$  на одну из плоскостей располагаются под углом к  $L_{12}$ .  $X_1 \times X_2$  – главные оси – в общем положении.

Зёрна в компактном множестве  $\{Z\}$  разместим так, чтобы главные плоскости зёрен совпадали. Тогда можно провести плоскости, касательные к поверхностям зёрен как снизу, так и сверху. Если эти плоскости касательны к поверхностям одних и тех же зерен, то зёрна слагают слой **B**. Если между этими плоскостями располагается по одному зерну, то слой можно назвать **монослоем**. Нормальное положение монослоя – горизонтальное.

При наличии монослоев  $B_1$  и  $B_2$  возникает простейшее отношение  $B_1RB_2$ , называемое «наслоением (или напластованием) слоев». **Напластованием** монослоев  $B_1$  и  $B_2$  называется расположение  $B_2$  относительно  $B_1$ , при котором все точки кровли  $B_1$  принадлежат подошве  $B_2$ . Это соседние монослои.

Каждый монослой характеризуется параметрами: вещество ( $M$ -материал),  $D_B$ ,  $SR$ ,  $OR$  ( $D_B$  – размерные параметры монослоя). Поскольку  $(SR, OR) \supseteq TR$ , то монослои характеризуются параметрами  $M$  и  $TR$ . Далее эти параметры будем записывать в виде биекции  $(M, TR)$ . Если в соседних монослоях  $(M_1, TR_1)$  и  $(M_2, TR_2)$   $TR_1 = TR_2$  и  $M_1 = M_2$ , то монослои будем называть тождественными (или эквивалентными). В таком случае граница между монослоями отсутствует. Если этими свойствами обладают все последовательно наслаиваемые друг на друга монослои, то между ними границы отсутствуют. В этом случае совокупность этих монослоев образует **слой**, а порода приобретает **монолитную**  $TR$ . Это тип **компактных монолитных**  $TR$ . Если в образце есть несколько различающихся монослоёв (слоёв), то имеет место **слоистая**  $TR$ . Это тип **компактных слоистых**  $TR$ . *Эти типы исчерпывают все многообразие  $TR$ .*

Текстуры монолитные и слоистые не являются одноуровневыми понятиями. В первом случае выявляются отношения между зёрнами породы. Тип монолитных  $TR$  является *единственным* представителем  $TR$  в породе. В случае слоистой  $TR$  появляется новый вид отношения: отношение между слоями (слойками). Слоистая  $TR$  отражает более высокий уровень организации геологического материала. *В породе слоистых  $TR$  нет.*

В практике геологических исследований часто фигурирует такое понятие, как «слоистая порода» (слоистый песчаник, слоистый алевролит и пр.). Под слоистой породой понимают породу, обладающую слоистой  $TR$ . В связи с изложенным выше это понятие необходимо признать не совсем корректным.

По определению порода с монолитной  $TR$  сложена зёрнами без признаков их пространственного разделения. В «слоистой породе» ситуация совершенно иная. Здесь слоистость обусловлена наличием слоёв (слойков), т.е. отдельных геологических тел, заполненных породами; в каждом слое порода имеет монолитную  $TR$ . Следовательно, образец со слоистой  $TR$  сложен набором пород, а к набору пород термин «порода» как единичный признак вообще не применим.

**Классификация  $TR$ . I. Тип компактных монолитных  $TR$ . А. В  $TR$  изотропных (массивных) (однородная, неориентированная, плотная, беспорядочная и др.) параметры структурных элементов не изменяются вдоль**

(эталонных) линий, проходящих через образец в любом направлении. Зёрна располагаются статистически хаотично, беспорядочно - подтип **компактных монолитных массивных TR**. **Б.** В TR **анизотропных** свойства породы изменяются с изменением ориентировки эталонных линий. Выделяются **компактные монолитные ориентированные TR** (ориентированные, сланцевые); **компактные монолитные ориентированные линейные TR** обусловлены особенностями расположения единичных структурных элементов; **компактные агрегативные TR** (такситовые, атакситовая и пр.) обусловлены особенностями расположения шпиров, обломков пород и пр.

**II.** Тип **слоистых TR**. Она характеризует уже комплекс пород в пределах образца. Их всех объединяет наличие радиуса  $R_{кр}$  кривизны.

**1.** Подтип **ламинарных слоистых TR** ( $R_{кр} = \infty$ ),. Элементы внутреннего строения располагаются субпараллельно друг другу. Выделяются **простые ламинарные слоистые** текстуры (слоистая, ленточная, плейчатая и др) с разновидностями. В **сложных ламинарных слоистых TR** элементы текстуры одного слоя располагаются произвольно относительно границы или элементов текстуры соседнего слоя. Выделяются: **согласные ламинарные слоистые TR** и **контрастные ламинарные слоистые TR**.

**2.** Подтип **турбулентных (вихревых) слоистых TR** ( $R_{кр} \ll \infty$ ) (**косая слоистость** собственно). Выделяются классы: **А.**  $R_{кр} = \text{const}$ . Слои образуют сферические образования. **Б.**  $R_{кр} \neq \text{const}$ . Радиус кривизны изменяется не только по длине элемента текстуры, но и от слоя к слою.

# ОБ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТОВ РАЗНОЙ ПРИРОДЫ ПО ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**В.П. Макаров**

*РГГРУ, г. Москва, litolog@msgpra.ru*

Карбонатные породы являются одними из наиболее распространённых образований. Они сложены, как правило, кальцитом (КЛ), меньше доломитом и арагонитом. Проведена оценка (Макаров, 2007) механизма выделения КЛ и составов вещества источников КЛ разной природы.

## АНАЛИЗ ИЗОТЕРМ

**А. Низкотемпературные КЛ.** По условиям образования КП резко делятся на группы: органогенный - за счет деятельности организмов и экзогенной природы. В основу анализа положено мнение Э.М. Галимова о соблюдении изотопного равновесия в органогенных породах.

Выделено несколько группы, наиболее распространённая группа (41%) – изотопное равновесие с парой  $^{*}\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}^{*}$  из- за простого осаждения из раствора по реакции (1);



**Б. Высокотемпературные карбонаты.** Участие осадочных силикатных пород в процессах высокотемпературного петрогенезиса известно давно. Хорошо изучен и метаморфизм карбонатных пород (различные мрамора и скарны). Широко распространены карбонатные образования, сформированные при высоких Т, исходная природа которых вызывает многочисленные споры.

**Б1.** В лавах верхнего девона Карасайской вулканотектонической депрессии (Ю.Казахстан) известны сферолоиды (СФ), сложенные в приконтактной части фельзитами (Ф) и во внутренней части- КЛ– кварц (КВ) – халцедоновой массой. КЛ- в виде округлых зональных монокристаллов прозрачного до черного (за счет органики) цветов с плоскостями спайности, придающими им чешуйчатый облик. Как центры кристаллизации КЛ окаймлен шестовато- гребенчатыми агрегатами КВ. Местами- пустоты с монокристаллами КЛ каплевидно- округлой и шнуровидной форм.  $T_{\text{макс}}$

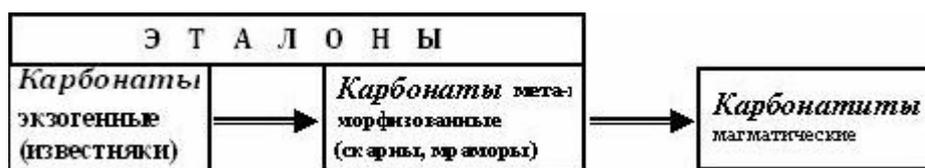
выделения газов в КЛ -250-300° и 310-360°С; средняя  $T_{хим}(ГЖВ) = 700°С$ . По изотопии КЛ попадает в зону гипергенного КЛ-образования из растворов со слабой минерализацией. За счёт наличия закрытой физико-химической обстановки с сохранением исходных параметров образования кальцита; низкие  $T_{обр}$  КЛ по Mg- геотермометру и изотопный состав С и О минерала позволяют высказать гипотезу о первично **известняковой** его природе. КЛ находился в СФ к началу кристаллизации. Появление КЛ обусловлено захватом известняков  $O_2$ - $kr$  расплавом при перемещении к месту стабилизации. Присутствие КБ-вещества вызвало ликвацию магмы с образованием СФ, частичным расплавлением известняков и консервацией этого процесса.

**Б2.** В КЛ гидротермальных и карбонатитов низкотемпературных фаций и кальцифиров – парагенезис КЛ- $CO_2$ -  $H_2O$ \* за счёт выделению по (1).

**Б3.** Для метаморфизованных пород (мраморов и скарнов) **исходно известняковой** природы – примерно до 500°С типичен парагенезис КЛ- $CO_2$ - $CO_2$ \*, при  $T > 500°С$  -КЛ- $CH_4$ - $CO_2$ \*. Предполагается в первом случае отсутствие, а во втором – наличие органики. Независимо от воздействия высоких Т в КЛ сохраняется исходная изотопная система.

**Б4.** В начале источником вещества карбонатитов считались известняки. В магматической гипотезе полагали, что значительные количества ювенильной  $CO_2$  выделили из исходной щелочной магмы карбонатный расплав. Однако остались не раскрытыми источник  $CO_2$  и локально больших количеств Са, элемента, в общем-то, низких Т.

Для анализа природы карбонатитов КЛ- АЛ и КЛ-КПШ фаций (по [Самойлов, 1977]) изучено поведение  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  КЛ в последовательности:



Типичны парагенезисы КЛ-  $CO_2$ -  $CO_2$ \* (<550°С) и КЛ- $CH_4$ -  $CO_2$ \* (>500°С), говоря о сохранении изотопной природы КЛ мрамора и скарна [Макаров, 2007].

Возможно карбонатиты имеют исходно известняковую природу, они образованы ассимиляцией известняков магмой. Об этом говорят также находки в карбонатитах скарноподобных пород и наличие признаков ассимиляции известняков феолитами [Вимменауэр, 1969].

#### АНАЛИЗ КОМПЕНСАЦИОННЫХ ДИАГРАММ

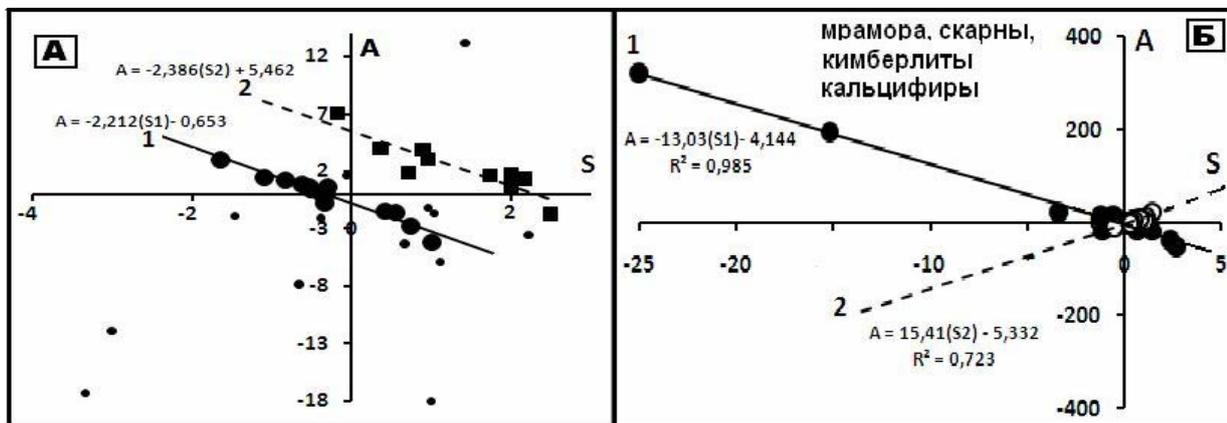


Рис. 1. Компенсационная диаграмма распределений параметров уравнения  $\delta^{13}C = S\delta^{18}O + A$

Для многих выборок КЛ построены изотермы вида  $\delta^{13}C = S\delta^{18}O + A$ , подвергнутые компенсационному анализу [Макаров, 2007; 2010]. Множество индивидуальных выборок (ИВ), обобщаемых уравнениями компенсации, образует **семейство** ИВ. Это позволяет оценить состав вещества в источнике, общем для этих ИВ. В органогенных КЛ (рис.1А) выделены два источника:  $\delta^{18}O_1 = 2,212$  и  $\delta^{18}O_2 = 2,386\text{‰}$  (SMOW), соответственно  $\delta^{13}C_1 = -0,653$  и  $\delta^{13}C_2 = 5,462\text{‰}$  (PDB). Изотопные составы O выборок достаточно близки, приближаясь к составу O магматических образований. На рис. 1 Б - диаграммы метаморфизованных КЛ. Линия 1 (по мраморам) близка таковой для органогенных КЛ. Изотопный состав O вещества источника приближается к  $\delta^{18}O_0 = 13,03\text{‰}$ ; для C –  $\delta^{13}C_0 = -4,14\text{‰}$ . Линия 2 (скарны и кальцифиры) близка линии КЛ гидротермальных, магматических карбонатитов и собственно экзогенных КЛ. Для гидротерм и карбонатитов составы вещества в источниках очень близки. Параметры  $\delta^{13}C_0$  соответствуют обычным значениям состава. Величины же  $\delta^{18}O_0$  говорят о преобладании легкого кислорода ( $\approx -20,85\text{‰}$ ).

## УРАВНЕНИЯ БИКОМПЕНСАЦИИ

Выделение нескольких семейств карбонатов, характеризуемых своими индивидуальными значениями величин изотопных отношений, позволяет по этим величинам построить диаграммы бикомпенсации. Множество семейств, описываемых этой диаграммой, называется **надсемейством** и характеризуют промежуточный источник.

Выделяются два надсемейства (рис.2). В предположении равновесия с  $H_2O^*$  и  $CO_2^*$  надсемейство 1

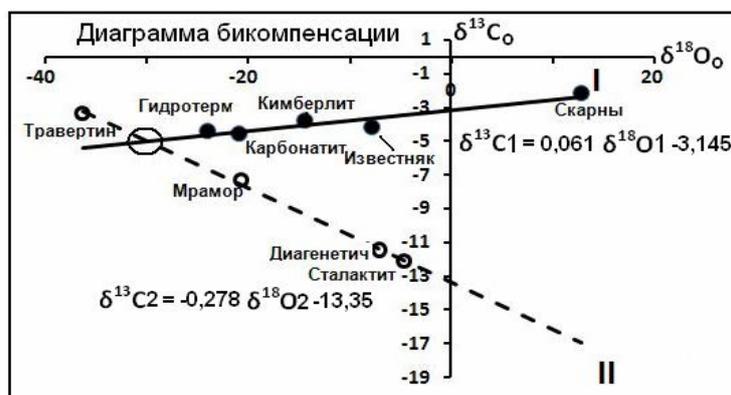


Рис.2. Диаграмма бикомпенсации по карбонатным семействам

соответствует  $T \approx 180^\circ C$ .

При тех же условиях для

надсемейства 2  $T \approx 270^\circ C$ . **Родовой** источник описывается координатами точки пересечения (на рис.2 обведено кружком) диаграмм надсемейств:  $\delta^{18}O_{oo} \approx -30\text{‰}$ (SMOW) и  $\delta^{13}C_{oo} \approx -5\text{‰}$  (PDB).

### О ПЕРВИЧНЫХ ИСТОЧНИКАХ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА

Эти данные позволяют оценить источники изучаемых элементов. Все значения изотопного состава углерода не информативны. Установлено наличие весьма лёгкого кислорода ( $\delta^{18}O_{oo} \approx -30\text{‰}$  (SMOW)), отсутствующего на Земле. Но в некоторых метеоритах [Лаврухина, 1992] отмечено значение  $\delta^{18}O = -65\text{‰}$ . Близкие величины обнаружены в тонкозернистых межпланетных частицах. Анализ образцов КА-та "Генезис" (Genesis) показал, что на Солнце концентрация  $^{16}O$  (отношение количества  $^{16}O$  к общему количеству кислорода) существенно выше, чем на Земле. Таким образом, изначально кислород земных карбонатов, видимо, имел космогенную природу.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОСТРОЕК ЮРСКИМИ МИКРОБИАЛЬНЫМИ СООБЩЕСТВАМИ

С.Ю. Малёнкина

*Геологический институт РАН, Москва, maleo@mail.ru*

Проведенные исследования 2007-2009 гг. обширного материала по юрским конкрециям Русской плиты (из нескольких разрезов Москвы, с. Каменная Тяжина, карьеров близ ст. Гжель и с. Никитское (Московская обл.), с. Михаленино и г. Макарьева (Костромская обл.), а также р. Сухой Песчанки Оренбургского Приуралья) выявили, что часть конкреций (в том числе и фосфатных) имеют отчетливо выраженное строматолитовое строение [1], другие же, вероятно, являются тромболитами (преимущественно фосфатные и карбонатно-фосфатные). Кроме того, в келловейских отложениях широко распространены так называемые железистые оолиты, по существу являющиеся онколитами, что подтверждает изучение в СЭМ. Они представлены тонкопереслаивающимися концентрическими слоями карбонатного вещества, шамозита, гидрогетита и иногда фосфата вокруг различных минералов и обломков самих онколитов. Вмещающими породами служат буро-желтые песчаные неравномерно известковистые глины. Эти образования формировались в крайне мелководных условиях с расчлененным, подвергшимся интенсивному выветриванию и закарстованности, палеорельефом при достаточно активном гидродинамическом режиме.

Еще в конце 2007 года в юрских отложениях Москвы автором были впервые на Московской синеклизе обнаружены разнообразные строматолитовые постройки. Позже они были выявлены и в других разрезах Московского региона [1]. Постройки относятся, согласно классификации М.Е. Раабен [2], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловейя-оксфорда. Келловейские строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы,

включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов, окружающих пород и пластовые постройки, общей мощностью до 0,35 м. Нижне- и среднеоксфордские строматолиты – бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15-25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна, часто они наклонены или перевернуты, что говорит о мелководных условиях и активной гидродинамике. На постройках присутствует различная бентосная стеногалинная фауна, свидетельствующая о том, что они образовывались в условиях нормальной солености. Строматолиты сложены тонкими (от сотых долей до 1-2 мм) чередующимися выпуклыми вверх слоями известкового вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, редко нацело фосфатны. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков (5-10 см) и пластовых образований, общей мощностью 0,05-0,2 м, в основном глауконитовых по составу, протягивающиеся непрерывно до сотен метров.

Анализируя морфологию построек и особенности вмещающих отложений, можно предположить, что келловейские строматолиты формировались в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой и частично в сублиторальной зоне с более спокойными условиями, ранне-среднеоксфордские – в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна на нестабильном субстрате, позднеоксфордские – в постоянно тиховодных условиях нижней сублиторали, в режиме замедленного осадконакопления на ровном достаточно стабильном субстрате. По изменению состава вмещающих осадков за рассматриваемый период (келловей-оксфорд), можно заключить, что происходило очень медленное погружение территории, что способствовало росту биогермов и лишь в конце позднего оксфорда, вероятно, глубина увеличилась настолько, что все приподнятые участки дна оказались ниже фотической зоны и строматолитообразование прекратилось, что подтверждается также общим нарастанием трансгрессивных тенденций [4]. Уникальные фосфатные строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались

нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Оба слоя залегают на песках келловея в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки (2 м) и прослеживаются на десятки метров. Строматолитовые постройки из нижнего слоя (оксфорд) относятся к пластовым [2]. Они субгоризонтально слоистые, со слабо выпуклыми вверх наслоениями, иногда развиваются некрупные полусфероиды, соединяющиеся общими наслоениями, суммарной мощностью 15-20 см. Нередки раздувы, утонения или выклинивания отдельных слоев, на 40-50% сложенных скрытокристаллическим фосфатным веществом и четко различающихся по цвету. Строматолитовые постройки из верхнего слоя (кимеридж) принадлежат к морфологическому типу столбчатых неветвящихся строматолитов [2], диаметром 5-20 см, высотой 20-35 см, с такой же четкой слоистостью, насыщены макрофауной, резко отделяются от вмещающего песка, включающего их фрагменты и венчаются пористой «шапочкой» грибовидной формы, с многочисленными сверлениями и комковато-слоистой текстурой. Ранее, до В.Н. Силантьева [3], считалось, что строматолиты верхнего слоя – это веретенообразные конкреции, нижний слой – фосплита. Оренбургские строматолиты расположены в зоне сочленения Волго-Уральской антеклизы с Прикаспийской синеклизой. В среднеюрскую эпоху с юго-востока через последнюю со стороны океана Тетис начала развиваться широкая трансгрессия [4] и данная территория оказалась на перегибе склона, вероятно, в оксфорд-кимериджское время здесь существовали локальные выступы рельефа, на которых и формировались строматолиты. Во время образования нижнего слоя, строматолитовые постройки формировались в достаточно тиховодных условиях сублиторали, на ровном стабильном субстрате (пластовая форма). Столбчатые строматолиты верхнего слоя, вероятно, возникли на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики, с существенными поставками терригенного осадочного материала, возможно эолового происхождения, поступавшего в бассейн и отлагавшегося одновременно с нарастанием строматолитов. Режим

постепенного медленного погружения и постоянное поступление осадочного вещества благоприятствовало росту биогермов до определенного момента, затем оно прекратилось, вероятно из-за резкого обмеления. Слойки обоих слоев сразу после отложения фосфатизировались, видимо путем бактериально опосредованного осаждения аморфного фосфата кальция. Этот процесс минерализации происходил синседиментационно или во время самой ранней стадии диагенеза сразу после деградации и переработки органического вещества отмирающего микробиального мата и захваченных распадающихся макрофаунистических остатков нарастающим сверху матом. Это увеличивало концентрацию фосфатов и других ионов в иловых водах, что приводило к пересыщению и осаждению аморфного вещества, в дальнейшем подвергавшегося раскристаллизации до микрокристаллитов апатита и более крупных кристаллов франколита. Вероятно, этому также благоприятствовали жаркий аридный климат (повышение концентрации во время отлива), близость относительно глубоководной части бассейна (Прикаспийской синеклизы) и связь с открытым океаном (приток обогащенных фосфатом вод).

Тромболитами можно считать многие из фосфатных и карбонатно-фосфатных конкреций, обнаруживающих при микроскопическом изучении явные слои нарастания, не такие четкие и менее правильной формы, чем у строматолитов или онколитов. Ранее это считалось всего лишь признаком их многостадийного роста. Однако исследование в сканирующем микроскопе выявило, что они образованы преимущественно коккоидными бактериями, что и придает комковатость их текстурам, а не нитчатыми формами, создающими слои в строматолитах. Тромболиты остаются в России самыми неизученными микробиолитами, хотя, видимо, и наиболее широко распространенными в юре.

## ВЫВОДЫ

I. Для образования онколитов в келловее Русской плиты были нужны крайне мелководные обстановки с достаточно активным гидродинамическим

режимом и расчлененным, подвергшимся интенсивному выветриванию палеорельефом.

II. Для формирования крупных строматолитовых построек в юре были необходимы следующие условия:

1. Локализация на выступах доюрского основания и их склонах.
2. Постепенное достаточно медленное погружение территории.
3. Литоральные и сублиторальные обстановки.
4. Достаточно обильные поставки осадочного материала.

III. Тромболиты, вероятно, формировались в зоне литорали и супралиторали.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).*

#### Литература

1. Малёнкина С.Ю. Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 129-132.
2. Раабен М.Е. Строматолиты // Под ред. А.Ю. Розанова. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52-58.
3. Силантьев В.Н. Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М. 1989, Т. 308. № 5. С. 1197-1199.
4. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

# ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ) И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

**А.И. Малиновский**

*ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, malinovsky@fegi.ru*

Изучение химического состава терригенных пород имеет большое значение для установления источников обломочного материала, определения состава областей питания и, в конечном счете, для выяснения палеогеологических условий их формирования.

Одной из важнейших проблем современной геологии является выяснение палеогеологических обстановок формирования осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах, аккретированных к восточной окраине Евразийского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом трансформного скольжения литосферных плит. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн (Сихотэ-Алинь), образованный мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без заметного влияния вулканизма.

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой северо-восточного простирания на 800 км. Стратиграфическая колонка террейна включает разрез 8 свит, возраст которых от берриаса до позднего альба, а общая мощность около 11 тыс. м. Отложения представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, пачками турбидитов, горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов и микститов.

Детально изучался химический состав песчаников, поскольку они несут наибольшую информацию о типе и составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей седиментации. Как дополнительные привлекались данные по составу глинисто-алевритовых пород.

По химическому составу журавлевские песчаники довольно однородны. Содержание  $\text{SiO}_2$  в них колеблется от 71.82 до 80.66%,  $\text{TiO}_2$  (0.17-0.34%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.89-12.43%),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1.56-3.95%),  $\text{MgO}$  (0.43-1.22%),  $\text{CaO}$  (0.37-2.58%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (1.07-3.53%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (1.16-3.16%). По этим параметрам песчаники близки к

кислым изверженным породам и занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками [1].

На диаграмме А.А. Предовского [2] изученные песчаники по частной глиноземистости расположены в полях глинистых и малоглинистых пород, а по показателю фемичности – в аркозовой их части. На диаграмме Si-Al-Fe [6] их фигуративные точки выстраиваясь вдоль линии гранит-базальт, попадают в поля субграувакк и аркозов, и наиболее близки по составу граниту. В свою очередь на классификационной диаграмме Ф. Петтиджона [1] журавлевские песчаники группируются в полях граувакк и литоидных аренитов, т.е. пород переходных к аркозам.

Поскольку абсолютные содержания породообразующих оксидов отражают состав не только обломочной части терригенных пород, но и их цемента, более объективно их геохимические особенности выявляются при рассмотрении ряда петрохимических модулей, а также модульных диаграмм [3]. По этим показателям песчаники близки друг другу и характеризуются: 1) относительно невысоким уровнем зрелости (ГМ от 0.10 до 0.29), что свидетельствует об их образовании преимущественно за счет механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания; 2) низким показателем фемичности (ФМ от 0.02 до 0.09), что хорошо согласуется с низким содержанием в них обломков основных вулканитов и высоким – кварца, кремнистых пород, гранитоидов; по этому показателю они занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами; 3) низкой титанистостью (ТМ от 0.009 до 0.042), что связано с примесью в песчаниках обломков кислых изверженных пород, в свою очередь, отличающихся низкими значениями ТМ, а также практически полным отсутствием примеси основной вулканокластике; 4) относительно высокой нормированной щелочностью (НКМ от 0.30 до 0.69), характерной для аркозов, отражающей довольно высокое содержание в них слюд и полевых шпатов, в том числе калиевых.

Химический состав глинисто-алевритовых пород близок составу песчаников, отличаясь от них пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (63.97-70.80%) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.49-2.73%), но повышенными –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.94-17.05%),  $\text{TiO}_2$  (0.51-0.72%),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2.77-5.32%),  $\text{CaO}$  (0.44-2.25%),  $\text{MgO}$  (0.81-1.96%) и  $\text{K}_2\text{O}$

(2.82-3.92%). Кроме того, в них выше значения ГМ (0.21-0.45), ФМ (0.04-0.17) и ТМ (0.022-0.054), но ниже значения НКМ (0.28-0.45), что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них кварца и полевых шпатов и большим – глинистого вещества. На модульных диаграммах глинисто-алевритовые породы четко обособляются от поля песчаников вместе с тем образуя с ними положительную корреляцию между парами ФМ-ТМ, ГМ-ТМ и отрицательную между ГМ-НКМ, ФМ-НКМ, ТМ-НКМ и ФМ-SiO<sub>2</sub>, что свидетельствует о преимущественно петрогенной (за счет размыва кислых интрузивов) природе изученных пород.

Генетическая интерпретация химического состава осуществлена по известным методикам М. Бхатиа и Дж. Мейнарда. На диаграммах М. Бхатиа [4] используемых для разделения песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок, большинство журавлевских песчаников соответствует либо приближается к песчаникам активных континентальных окраин, которые включают в себя как осадочные бассейны континентальных окраин андийского типа, так и континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации реконструируются при помощи диаграмм SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O [5], на которых журавлевские песчаники и алевроаргиллиты занимают промежуточное положение между песками из бассейнов как пассивных, так и активных континентальных окраин. Более определенно состав терригенных пород интерпретируется на диаграмме K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> [7]. На ней точки изученных пород расположены преимущественно в поле бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами и лишь иногда близки составу отложений, формирующихся в бассейнах пассивных тектонических обстановок. В целом, такое «промежуточное» положение фигуративных точек пород на всех диаграммах вероятно и является характерным для седиментационных бассейнов, связанных с обстановками трансформного скольжения литосферных плит.

Таким образом, обобщение и интерпретация химического состава терригенных пород Журавлевского террейна свидетельствует, что они формировались в седиментационном бассейне, пространственно и генетически связанном с режимом трансформного скольжения литосферных плит при малой роли вулканических процессов. Основными источниками обломочного

материала были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной коры. Вместе с тем, заметную роль в составе питающей провинции играли и фрагменты домеловых активных окраин, в первую очередь аккреционных призм, содержащих пластины кремней. Такой смешанный состав кластики, вероятно, является главным и характерным признаком седиментации в обстановке трансформной окраины, когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккретированные к ним фрагменты активных окраин.

#### Литература

1. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. - М.: Мир, 1976. – 535 с.
2. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего девона. - Л.: Наука, 1980. – 152 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. - СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
4. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. // The Journal of Geology. 1983. V. 91, № 6. – P. 611-627.
5. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. - Leggett J.K. (Ed.), Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins / Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. – P. 551-61.
6. Moor B.R., Dennen W.H. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments. // The Journal of Sedimentary Petrology. 1970. V. 40, № 4. – P. 1147-1152.
7. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. // The Journal of Geology. 1986. V. 94, № 5. – P. 635-650.

**РИФЕЙ И ВЕНД ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА:  
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ  
ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

**А.В. Маслов<sup>1</sup>, Д.В. Гражданкин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, [maslov@igg.uran.ru](mailto:maslov@igg.uran.ru)

<sup>2</sup> ИНГГ СО РАН, Новосибирск, [fbоеова@mac.com](mailto:fbоеова@mac.com)

Последовательность входящих в состав **типового разреза рифея** литостратиграфических единиц и их соотношения, а также палеогеография основных этапов формирования ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов осадконакопления и состав пород в источниках сноса в настоящее время не вызывают сколько-нибудь существенных дискуссий, иначе обстоит дело с датированием отдельных уровней и корреляцией разрезов рифея западного и восточного крыльев Башкирского поднятия. На протяжении длительного времени единственной изотопной датировкой в разрезе нижнего рифея являлся возраст дацитовых порфиритов айской свиты ( $1615 \pm 45$  млн лет) (циркон, классический U-Pb метод) (Нижний ..., 1989). Позднее был установлен возраст известняков нижней части бакальской свиты ( $1430 \pm 30$  млн лет, Pb-Pb метод) (Кузнецов и др., 2003) и верхов саткинской свиты ( $1550 \pm 30$  млн лет, Pb-Pb метод) (Кузнецов и др., 2008). Внедрение в практику новых методов (в частности, SHRIMP II) привело ряд исследователей к весьма неожиданным представлениям (Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2008), наиболее дискуссионным из которых был вывод о том, что вулканизм айского времени имел «длительность» в рамках от  $\sim 1600$  до 1340 млн лет. Однако, как это достаточно очевидно сейчас, к указанным данным следует относиться с изрядной долей скептицизма. Граница бурзяния и юрматиния в стратотипе рифея определяется, с одной стороны, U-Pb датировками цирконов машакской свиты и нефелиновых сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров и габбро Бердяушского массива, с другой – U-Pb возрастом бадделеита Главной дайки Бакальского рудного поля, прорывающей отложения бурзянской серии, и находится в интервале 1370–1385 млн лет (Ронкин и др., 2007). Для фосфоритов зигаино-комаровской свиты недавно получена цифра  $1330 \pm 30$  млн лет (Pb-Pb

метод) (Васильева и др., 2009). Отобраны для переопределения возраста авзянской свиты также образцы глауконитовых песчаников из бассейна р. Катав. Последовательность свит каратауской серии на западном крыле и в центральных районах Башкирского мегантиклинория установлена весьма надежно, нет каких-либо существенных противоречий и в их изотопно-геохронологических датировках, омолаживающихся вверх по разрезу (от ~950 до 650–680 млн лет). В свете сказанного дополнительных аргументов требуют представления о выделении в типовой верхнерифейской последовательности нового стратона – аршиния (Пучков, 2010).

На западном склоне Среднего Урала рифейские осадочные ассоциации распространены в двух зонах – западной и восточной. В последней известны наиболее низкие из вскрытых эрозией уровни верхнего рифея – синегорская и клыкчанская свиты кедровской серии (Стратиграфические..., 1993). По данным (Анцыгин, 1999), в кварцито-песчаниках синегорской свиты найдены криноидеи плохой сохранности, возможно указывающие на девонский возраст вмещающих их пород. Нам, однако, представляется, что для столь кардинального изменения возраста синегорской свиты требуются более весомые аргументы. Общий облик известных на Среднем Урале отложений сопоставим в главных чертах с эталоном каратавия, а в случае с кедровской серией, подобен ему вертикальной «организацией» осадочных комплексов (Маслов и др., 2002). Вместе с тем в верхней трети верхнерифейской последовательности существенное значение приобретают вулканогенные образования, что, скорее всего, обусловлено существованием здесь, как и на западном склоне Южного Урала ряда разновозрастных рифтогенных структур.

Отложения каратауской серии несогласно перекрыты на Южном Урале породами ашинской серии **венда** (толпаровская, суировская, бакеевская, урюкская, басинская, кук-караукская и зиганская свиты). Модельный возраст (Rb-Sr метод) тонкой фракции аргиллитов суировской свиты оценивается в  $638 \pm 70$  млн лет (Горожанин, 1995). Возраст глауконита из песчаников бакеевской свиты составляет  $617 \pm 12$  млн лет (Rb-Sr метод) (Козлов, Горожанин, 1993). Для отложений урюкско-зиганского интервала Южного

Урала методически надежные изотопно-геохронологические данные до недавнего времени отсутствовали, что в существенной мере затрудняло корреляцию их с разрезами серебрянской и сылвицкой серий венда Среднего Урала. Серебрянская серия объединяет танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. В северной части Среднего Урала в верхней части последней существенная роль принадлежит вулканогенным породам дворецкого комплекса. По данным Ю.Л. Ронкина (Суслов и др., 2002), возраст трахиандезитов этого комплекса составляет  $569\pm 42$  (Sm-Nd метод) и  $559\pm 16$  (Rb-Sr метод) млн. лет. Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты; каких-либо данных об изотопном возрасте указанных свит до недавнего времени не было. Новые возможности для корреляции отложений верхнего венда на востоке и северо-востоке Восточно-Европейской платформы и в пределах западной мегазоны Урала и палеогеографических реконструкций открыли данные о возрасте детритовых цирконов (Маслов и др., 2011) и результаты секвенс-стратиграфического анализа (Гражданкин и др., 2009, 2010). Использование последнего позволило скоррелировать лямницкую и нижнюю подсвиту верховской свиты ЮВ Беломорья со старопечнинской и перевалокской свитами Среднего Урала, а также бакеевской и урюкской свитами и нижней подсвитой басинской свиты Южного Урала (агминский секвенс). U-Pb возраст цирконов из вулканических пеплов в основании верховской свиты равен  $558\pm 1$  млн. лет (Гражданкин, 2003). Вышележащий солзенский секвенс объединяет отложения верхней подсвиты верховской свиты, нижней части чернокаменской свиты и верхнебасинской и нижнекуккараукской подсвит. U-Pb возраст цирконов из пеплового прослоя в нижней части чернокаменской свиты составляет  $557\pm 13$  млн. лет (Ронкин и др., 2006). Зимнегорский секвенс представлен в ЮВ Беломорье отложениями одноименной свиты, на Среднем Урале к нему относится шурышская подсвита чернокаменской свиты, а на Южном Урале – верхнекуккараукская подсвита. В подошве зимнегорской свиты установлена поверхность форсированной регрессии, на которой залегают глины с прослоями пеплов, содержащими цирконы с U-Pb возрастом  $555.3\pm 0.3$  млн. лет

(Martin et al., 2000). Ергинский секвенс в ЮВ Беломорье включает отложения ергинской свиты, а в Вычегодском прогибе – мезенскую свиту. На Среднем Урале завершает разрез верхнего венда осадочная последовательность верхней части чернокаменной и усть-сылвицкой свит, интерпретируемая как тракт высокого стояния уровня моря и образующая единый латеральный фациальный ряд с отложениями ергинского секвенса. На Южном Урале к данному секвенсу принадлежит зиганская свита. Присутствующие в разрезах сылвицкой и ашинской серий прослой вулканических пеплов позволили получить новые данные об изотопном возрасте отложений и длительности формирования секвенций. Так, U-Pb возраст цирконов из пеплов в нижней части перевалокской свиты составляет, по данным Дж. Меерта (Университет Флориды, США),  $567.2 \pm 3.9$  млн. лет. Он определяет верхний возрастной предел нижней границы агминской секвенции и редкинского горизонта. Еще одна датировка позволяет установить время начала формирования ергинской секвенции, а вместе с ней и котлинского горизонта – U-Pb возраст цирконов, выделенных из пеплового прослоя, обнаруженного Д.В. Гражданкиным в нижней части зиганской свиты (разрез на северной окраине г. Усть-Катав), равен  $548.2 \pm 7.6$  млн. лет (данные Дж. Меерта). В позднем венде Восточно-Европейской платформы с учетом данных, полученных, главным образом, при изучении разрезов ЮВ Беломорья и Среднего Урала сейчас намечены три этапа изменения сообществ организмов, что, по-видимому, даст в ближайшем будущем возможность расчленить верхневендские отложения на ряд региогоризонтов с уникальной палеонтологической характеристикой (Гражданкин и др., 2010).

*Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00279).*

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОХИМИИ СИНОРОГЕННЫХ ПСАММИТОВ

А.В. Маслов<sup>1</sup>, Г.А. Мизенс<sup>1</sup>, В.Н. Подковыров<sup>2</sup>,  
А.А. Сорокин<sup>3</sup>, Ю.Н. Смирнова<sup>3</sup>, Т.М. Сокур<sup>4</sup>

<sup>1</sup>ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, [maslov@igg.uran.ru](mailto:maslov@igg.uran.ru)

<sup>2</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург, [vpodk@mail.ru](mailto:vpodk@mail.ru)

<sup>3</sup>ИГП ДВО РАН, Благовещенск, [sorokin@ascnet.ru](mailto:sorokin@ascnet.ru)

<sup>4</sup>ИГН НАН Украины, Киев, [Sokur@ua.fm](mailto:Sokur@ua.fm)

Под синорогенными псаммитами нами понимаются как песчаники флишевых последовательностей периферических форландовых бассейнов, перекрывающих отложения пассивных окраин, так и песчаники собственно молассовых их последовательностей. К этому же тектонотипу принадлежат псаммиты межгорных прогибов, а также, возможно, песчаники, участвующие в выполнении постколлизионных грабенов. Как флиш, так и моласса представлены весьма пестрым по химическому составу спектром песчаников, отвечающим практически всем классификационным полям на диаграмме  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  (Herron, 1988). Значительная структурная незрелость многих из них приводит к тому, что они часто позиционируются в том числе и как сланцы или Fe-сланцы. В указанной ситуации невозможно выделить какой-либо один определенный по химическому составу тип синорогенных песчаников, как это сделано для некоторых других геодинамических обстановок (Шванов, Трифионов, 1997 и др.).

По медианному содержанию  $\text{SiO}_2$  среди проанализированных нами синорогенных песчаников можно наметить две группы. К первой из них ( $\text{SiO}_{2\text{медиана}} - 57-70\%$ ) принадлежат псаммиты Швейцарского и Предуральяского форландов, Олюторского и Верхнеамурского прогибов, серий Кунделунгу, Хаммамат и Эрайсэйдж, а также флишевые песчаники предгорного бассейна Карнийских Альп. Вторая группа, объединяющая молассовые песчаники Карнийского форланда, а также псаммиты района Централ Осаго, верхневендские молассоиды западного склона Южного Урала, Шкаповско-Шиханской впадины, Днестровского перикратона, Мезенской и Московской

синеклиз и ряда других исследованных нами объектов, характеризуется значениями  $\text{SiO}_2_{\text{медиана}} \sim 75\text{--}88\%$ .

Медианное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в синорогенных песчаниках Швейцарского форланда, верхнего венда западного склона Южного Урала, Беломорско-Кулойского плато, Московской синеклизы, серий Лейк Морис и Ангульа, а также серии Хортон  $\leq 8\%$ . Для псаммитов остальных синорогенных последовательностей этот параметр составляет  $> 10\text{--}11\%$ , тогда как в фанерозойском кратонном песчанике  $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 3.62\%$  (Condie, 1993).

Несколько различаются между собой синорогенные песчаники разных регионов по медианному содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ . Наименьшее медианное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  ( $\sim 1.9\%$ ) присуще псаммитам Швейцарского форланда. Для песчаников Карнийских Альп, района Централ Отаго, Беломорско-Кулойского плато, Московской синеклизы, Днестровского перикратона, а также серий Лейк Морис, Ангульа и Хортон  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ. медиана}}$  несколько выше и варьирует от 2.5 до  $\sim 3\%$ , тогда как в псаммитах серий Кунделунгу и Эрайсэйдж, молассовых последовательностях Урала и корфской свиты она составляет более 5%.

Песчаники Швейцарского форландового бассейна отличаются от всех других рассмотренных нами примеров синорогенных псаммитов чрезвычайно высокой величиной  $\text{CaO}_{\text{медиана}}$  ( $20.6 \pm 8.2\%$ ). Этот же параметр для песчаников серии Эрайсэйдж, Централ Отаго, флиша и молассовых последовательностей севера Урала, корфской свиты Олюторского прогиба, верхневендских отложений западного склона Южного Урала, ускалинской свиты Верхнеамурского прогиба, а также серий Кунделунгу и Хаммамат варьирует от  $1.2 \pm 1.9$  до  $6.7 \pm 2.4\%$ . Величина  $\text{CaO}_{\text{медиана}}$  в псаммитах остальных синорогенных последовательностей составляет менее 1%. Сходный характер распределения в проанализированных нами выборках имеет и  $\text{MgO}_{\text{медиана}}$ .

Для песчаников Карнийских Альп, серии Эрайсэйдж, верхневендских образований северо-западной части Мезенской синеклизы, а также серий Кунделунгу и Хортон величина  $\text{Na}_2\text{O}_{\text{медиана}}$  не превышает 0.8%. Псаммиты Швейцарского форланда, верхнего венда западного склона Южного Урала,

Московской синеклизы и Днестровского перикратона, а также бассейна Оффисер характеризуются несколько более высокими медианными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$ , тогда как для песчаников других синорогенных последовательностей этот параметр составляет более 2%.

Медианное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в большинстве рассмотренных нами примеров не превышает 2%. Песчаники верхнего венда Южного Урала по величине  $\text{K}_2\text{O}_{\text{медиана}}$  ( $1.1 \pm 0.4\%$ ) весьма близки к фанерозойским кратонным псаммитам К. Конди (0.91%).

Анализ общих особенностей химического состава песчаников различных синорогенных последовательностей показывает, что они имеют достаточно варьирующий состав и, следовательно, формировались, скорее всего, за счет смешения кластики из разнородных, в том числе и локальных, источников сноса. В указанной ситуации данные, полученные при использовании общепринятых дискриминантных геохимических диаграмм ( $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO--Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO--TiO}_2$ , F1–F2 и др.) без учета структурно-текстурных признаков пород и анализа как особенностей строения слагаемых ими осадочных последовательностей, так и соотношения последних с подстилающими и перекрывающими образованиями, не могут рассматриваться как решающий аргумент при установлении геохимической природы песчаников.

Следует также иметь в виду, что использованные нами диаграммы созданы, прежде всего, для песчаников перисубдукционных бассейнов и базируются в первую очередь на химизме свойственных дивергентному и началу конвергентного этапов основных типов магматических ассоциаций. Для псаммитов, накапливавшихся в бассейнах коллизионного этапа при существенно меньшей, чем ранее, доле магматических пород на палеоводосборах, специфические классификационные поля на уже имеющихся дискриминантных диаграммах, скорее всего, выделены не будут, хотя, возможно, и здесь нужен дифференцированный подход (например, попытаться

проанализировать состав песчаников различных типов форландовых прогибов, межгорных и остаточных бассейнов и др.).

Определенная перспектива указанного подхода видится нам в том, что на таких дискриминантных диаграммах как  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$  и F1–F2 точки псаммитов ряда синорогенных ассоциаций имеют достаточно сходное положение, например, с одной стороны, это песчаники серии Хаммамат Восточного Египта, а также пермской и кайнозойской моласс Западного Урала и Олюторского прогиба, источником кластики для которых являлся преимущественно расположенный рядом ороген, с другой – песчаники нескладчатой молассы, формирование химического состава которых контролировалось не только привнесом кластики со стороны воздымающегося орогена, но и с расположенной рядом платформы. Значительное перекрытие полей указанных песчаниковых ассоциаций можно видеть и на диаграммах М. Хиррона и F3–F4. Однако, как уже говорилось выше, в размыв на коллизионном этапе вовлекается исключительно широкая гамма различных по химическому составу породных ассоциаций и это делает поиск черт литохимического сходства синорогенных псаммитов во многом проблематичным. Тем не менее, полученные нами данные позволяют предположить существование пусть не единого, обособленного поля фигуративных точек химического состава орогенных песчаников на дискриминантных диаграммах, но хотя бы нескольких полей, обусловленных обломочными породами, связанными с размывами разнотипных орогенов или орогенов находящихся на различных стадиях эволюции.

*Исследования проведены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Реконструкции источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность» (проект УрО РАН 09-Т-5-1019).*

# СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПОНЯТИЯ «ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ТЕЛО»

**В.П. Матвеев**

*СПГГИ (ТУ,) Санкт-Петербург, wmatveev@mail.ru*

Системный подход подразумевает разработку чёткой понятийно-терминологической основы для исследования. Для раскрытия темы, в применении к геологии, в первую очередь нужны определения таких понятий как: объект, признак, таксон, систематизация.

Для выделения объекта необходимо его «ограничить» [5, 6], сделать «видимой» его границу и определить признаки «объекта выделения». По И.А. Одесскому [9] признаков требуется всего пять: форма, состав, строение, свойства, происхождение. Как пример выделения объекта приведена первоначальная стадия «определения» минерала. Здесь признаком наиболее информативным будут «свойства». В зависимости от цели выделения к характеристике свойств можно добавить: утилитарные – полезность, меркантильные – стоимость, так более очевидным становится вопрос о группировании признаков. Первые четыре можно отнести к группе «постоянных» (стационарных) признаков, целевые – к группе дополнительных признаков. А можно все признаки разделить на субъективные и объективные. Первые мы выбираем сами: это утилитарные – полезность, и т. д. Вторые – существуют независимо от нас и являются неприходящим свойством объекта. Они должны и отражают его материалистическую сущность.

В философии, материя в окружающей нас действительности, проявляется как неразделимое «пространство-время» и движение. Тогда, первые четыре «стационарных» признака минерала дают нам характеристику пространства (в данном случае кристаллическое вещество отражает его состояние, по В.И. Вернадскому [1], а по пятому – мы получаем для объекта характеристику

по «движению», признаку из другой философской категории. Минерал отражает перемещение химического элемента в земной коре [4]. Следовательно, можно полагать, что независимо от нас, любой природный объект должен содержать в себе два типа объективных «материалистических» признаков: пространства-времени и движения. В разных объектах они могут быть проявлены по-разному, что, по-видимому, связано с уровнем организации самих объектов. Так как сам признак является объектом, то он «воленс-ноленс» содержит в себе «движение», возможно, оно проявляется в изменении «веса» признака. Не исключаю в этом проявление сущности диалектики в геологических исследованиях.

Возвращаясь к выделению «объекта» через признак следует ещё заметить, что в стратиграфии В.С. Мейен [7] разрабатывал парадигму «взаимозаменяемости признаков». Её он обосновывал в качестве одного из трёх основополагающих принципов. И так, теоретически, для выделения «геологического тела» и его объективной характеристики необходим признак его по «происхождению», а также, по положению в пространстве–времени.

Систематизацией называется упорядочивание объектов определённой природы по определённым свойствам, и (или) отношениям единства. Системообразующими можно брать разные свойства и отношения между компонентами. Важно, что это «множество связанных между собой компонентов ...характеризуется единством, которое выражается в интегральных свойствах и функциях множества» [7, с. 46]. Проще говоря, такой тип связи компонентов позволяет приобретать системе новые эмергентные (перевод – «появление нового») свойства. В «вещественной геологии» пример систематизации это отношения: атом – молекула – элемент – минерал – горная порода. Нижний уровень – составная часть следующего уровня. Компонент (объект) предшествующего уровня организации (минерал) становится признаком для компонента последующего уровня, здесь – породы. Она в результате приобретает и новые свойства.

Операционная единица систематизации – таксон. Элементарный таксон должен существовать на любом иерархическом уровне организации вещества. На атомарном – это водород. На «геологических уровнях организации материи» на минеральном – моноэлементный минерал (графит), на породном – мономинеральная порода (гипс) и т. д.

В 1955г. «иерархический ряд объектов» устанавливается впервые. Он включает: «внутренние частицы – атомы – минералы – горные породы – формации – провинции – земные оболочки» [2, с. 143]. Н.С. Шатский между горными породами и формациями указывает «отложения разных генетических типов» [там же, с. 143]. Учение о генетических типах создавал А.С. Павлов, рассматривая процесс формирования четвертичных отложений.

«Четвертичные тела» сложены осадками, а не горными породами. Эти осадки находятся еще на пути к формированию геологических тел, что в первую очередь подчеркивается и своеобразными формами их геологических границ и быстрой фациальной (по Грессли) изменчивостью. Четвертичный период – время существования «эмбриональных» геологических тел. К процессу формирования геологического тела в четвертичном периоде применимы все законы тафономии, открытые А.И. Ефремовым [3] для образования ориктоценоза фоссилий. Только при “захоронении” четвертичное тело получает и свою верхнюю границу, и только тогда могут начаться процессы его превращения в «горную породу».

Если сравнить признаки для выделения «четвертичного тела» [8] с признаками для выделения «объекта», то у первого появляется признак, определяющий его положение в пространстве, а характеристика «генетический тип» – отражает тип «движения» слагающего его вещества.

В современной литературе по геологии понятие «геологическое тело» скорее термин свободного пользования. Предложенные определения [2, с. 13-19] и определения «конкретного» и «рабочего тела» по С.В. Мейену [7] убеждают в необходимости использования объективных признаков при выделении объекта.

Геологическое тело кроме набора признаков, типичных для «горной породы» должно быть охарактеризовано и через признаки «движения» и пространства-времени. Именно они придают новому уровню организации вещества эмергентные свойства. Так же, следует различать геологические тела четвертичного периода и геологические тела фанерозоя.

Таксоном для ассоциации осадочных пород «породно-слоевого» уровня организации может быть монопородное геологическое тело [9], а практически это фация. Прослеживание фаций в пространстве по латерали – «горизонт», частично уже абстрагирован от вещества, но объединяет таксоны во времени. Это своего рода таксон времени «по горизонтали». А группировка таких таксонов во времени по вертикали даёт формацию, новый уровень организации геологических тел. Очевидно, что связь «горная порода – формация» реально не отражает действительных природных взаимоотношений данных объектов.

Геологическое тело это характеристика вещества на уровне организации «ассоциации горных пород». На первоначальном этапе это уже и фация. Характеристика данного таксона дополнена признаками «движения» - процесса и отражается через генезис геологического тела и его расположение. Признаки «пространство-время» увеличивают свой вес с увеличением масштаба объекта – геологического тела. Когда выделяется «горизонт», то более весомым становится «площадной» признак. «Ассоциация горизонтов» уже может отвечать организации вещества на уровне «формации». Так физическое увеличение размера геологического тела, априори, придает ему новые качества и новые, динамические признаки, которые должны быть охарактеризованы. В первую очередь, это временной интервал формирования тела. Во – вторых, должно быть определено его положение в пространстве. Это географическое распространение, занимаемая площадь и место в палеоландшафте. Тогда «геологическое тело», как материальный объект, получает характеристику по всем качественным признакам: вещественным, пространству - времени и по движению – процессу.

Далее, возникает пока не решённый вопрос: принцип самоорганизации.

## Литература

1. *Вернадский В.И.* Размышления натуралиста. Пространство и время в неживой и живой природе. М.: Наука, 1975. 176 с.
2. *Геологические тела* (терминологический справочник). / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьёва. М.: Недра, 1986. 334 с.
3. *Ефремов И.А.* Тафономия и геологическая летопись. М.- Л.: изд. АН СССР, 1950. 179 с. (Тр. ПИН. Т. XXIV).
4. *Жабин А.Г.* Жизнь минералов. М.: Советская Россия, 1976. 224 с.
5. *Матвеев В.П.* Некоторые аспекты понятия «граница» в стратиграфии // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Казань: Каза. Гос. Ун-т. 2009. С. 256-258
6. *Матвеев В.П.* Экспликация некоторых операционных «символов» для характеристики времени, вещества, пространства в стратиграфии // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8 Уральского литологического совещания. Екат. РАН УО Ин геол-геох. им. Заварицкого, 2010. С. 213-215.
7. *Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М. Деп. ВИНТИ. 1976. 186 с.
8. *Миханков Ю.М.* Геологическая съёмка четвертичных отложений и геоморфологические исследования. Л.: Недра, 1973. 240 с.
9. *Одесский И.А.* Общая геология. Методические приёмы изучения геологических объектов: Методические указания. СПб. Горный институт. 1999. 26 с.

# ПУЛЬСАЦИИ ЗЕМЛИ КАК ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР СЕДИМЕНТО- И РУДОГЕНЕЗА

**Р.Г. Матухин**

*ЮФУ, Ростов-на-Дону, darya\_reshetnyak@mail.ru*

Общеизвестный факт региональной и планетарной приуроченности различных осадочных полезных ископаемых к определенным стратиграфическим рубежам, являющийся основным постулатом исторической минерагении, находит свое логичное объяснение в концепции многогранной пульсации Земли, контролирующей в результате периодического сжатия и растяжения планеты циклы развития всех ее геосфер.

В основу пульсационной гипотезы, отражающей взаимодействие планетарного масштаба сил притяжения (гравитация) и отталкивания (тепловая энергия), положены представления В. Бухера, М.М. Тетяева, М.А. Усова и В.А. Обручева, получившие свою известность в 30-х – начале 40-х годов прошлого столетия практически одновременно в США (В. Бухер) и СССР.

Эти представления нашли дополнительное обоснование, с учетом последних достижений геологии, в работах В.П. Казаринова [1-6 и др.], Е.Е. Милановского [7 и др.] и ряда других ученых. Д.Г. Панов [8] относил идею о пульсации Земли, основанную на принципах саморазвития материи планеты, к числу выдающихся обобщений в области геотектоники, наиболее полно охватывающих своим объяснением все многообразие взаимосвязанных форм глобальных геотектонических процессов, отражающих общие закономерности развития структуры земного шара.

Дальнейшее изложение материалов, позволяющих аргументировать концепцию, обозначенную в названии данного доклада, проводится с максимальным привлечением положений, разработанных создателем и многолетним главой сибирской школы литологов В.П. Казариновым (1912-1978), под руководством которого автор работал в СНИИГГиМСе в течение 17 лет. Приоритет при этом отдается незаконченной монографии «Пульсации

Земли», депонированной в 6-ти книгах через 5 лет после кончины Владимира Пантелеймоновича [1-6],. В силу специфики издания эта работа, подводящая итог многолетним раздумьям ученого о путях и закономерностях седименто- и рудогенеза в истории Земли, судя по количеству ссылок в современных публикациях остается известной ограниченному кругу читателей, особенно начинающих свой путь в науке и легко подверженных влиянию различных новомодных течений.

В обосновании пульсационной гипотезы В.П. Казаринов исходил из определяющего влияния на процессы осадконакопления в пределах сиалических блоков Земли стадий развития континента. Это влияние прежде всего находит свое отражение в количестве и составе продуктов физико-химической переработки пород на водосборных пространствах. В.П. Казариновым аргументировано положение о том, что не столько форма залегания геологических тел, но, главным образом, состав пород дает основание судить о закономерно меняющихся событиях геогенеза, отражающих в веществе геологических формации циклический характер развития всех геосфер Земли.

Введя понятие о меняющейся во времени зрелости осадка, устанавливаемой при комплексных, главным образом литологических исследованиях (термин заимствован у В.М. Дэвиса, называвшего высокогорный рельеф незрелым, а выровненный – зрелым), В.П. Казаринов обосновал существование в осадочной оболочке Земли различных по рангу циклов седиментогенеза: серий (15-20 млн. лет), комплексов (110-140 млн. лет) и фаланг (800-900 млн. лет). При этом обращалось внимание на существование и других по масштабу аналогично построенных циклов – меньше серии и больше фаланги.

По сравнению с завершенным циклом тектонического развития (от одного до другого максимума тектонической активности и, как следствие, от одного до другого минимума зрелости пород) осадочная серия отражает вторую половину предшествующего и первую половину следующего тектонического

цикла (от одного до другого минимума тектонической напряженности и максимума зрелости пород).

Средние, наиболее орогенные части серий, формировавшиеся в условиях сжатия, соответствуют эпохам проявления гранитоидного магматизма. Периодам максимального расширения Земли, приводящего к неминуемому раскрытию подводящих каналов, отвечает поступление к поверхности базальтоидных расплавов, а также других глубинных компонентов. В эти этапы развития планеты происходили максимальные затопления континентов, что при неизменном количестве воды мирового океана определялось общим расширением поверхности Земли при увеличении ее объема.

Построенные аналогично сериям, осадочные комплексы объединяют генетические ряды последних. Выделение комплексов наиболее рельефно фиксируется при анализе палеогеографической кривой, отражающей историю развития крупных регионов (единых бассейнов седиментации и водосборных площадей).

Как и серия, каждый комплекс включает этапы трансгрессивной и регрессивной стабилизации (соответственно фазы инундации и эмерсии), которым предшествуют стадии развития трансгрессивного и регрессивного морских режимов, контролируемых многократной сменой талассократических и геократических этапов развития Земли.

Периодам регрессивной стабилизации комплексов соответствуют известные геотектонические циклы – ассинтский (байкальский), салаирский, каледонский, герцинский, тихоокеанский и незавершенный еще альпийский. Эти же названия В.П. Казаринов сохраняет за соответствующими комплексами.

Эпохи седименто- и рудогенеза в истории Земли в соответствии с приуроченностью их к той или иной стадии ее развития делятся на орогенные и анорогенные составляющие.

Орогенные эпохи маркируются накоплением красноцветных, соленосных, угленосных и флювиогляциальных формаций, а также

параксизмами кислого вулканизма, приуроченных у регрессивным этапам развития бассейнов седиментации (срединные части комплексов).

Фланги комплексов, характеризующие анорогенные этапы и, как следствие, трансгрессии моря маркируются накоплением высоkozрелых формаций, минерагенический потенциал которых формируют бокситы, фосфориты, железные и марганцевые руды, кварцевые пески, россыпи и другие полезные ископаемые генетически связанные с продуктами глубокого химического выветривания. Эти уровни определяют также параксизмы базальтоидного вулканизма.

Таким образом, идеологической основой пульсационной гипотезы развития Земли является положение о том, что только периодические изменения объема планеты обуславливают все взаимосвязанные события геогенеза – тектонику, магматизм, трансгрессии и регрессии, климат, рельефообразование, развитие жизни, седименто- и рудогенез.

#### Литература

1. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Кн. 1. Литолого-формационный анализ осадочных толщ Сибири. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3253-83. – 201 с.
2. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Кн. 2. Серии. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3254-83. – 157 с.
3. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Кн. 3. Комплексы. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3255-83. – 171 с.
4. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Кн. 4. Фаланги и сверхциклы. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3852-83. – 111 с.
5. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Кн. 5. Циклы жизни. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3853-83. – 125 с.
6. Казаринов В.П. Пульсации Земли. Кн. 6. Пульсации Земли. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3854-83. – 69 с.
7. Милановский Е.Е. Пульсации Земли. //Геотектоника. 1995. № 5. – С. 3-24.
8. Панов Д.Г. Некоторые географические выводы из пульсационной теории геотектоники // Ученые записки РГУ. Т. XLIV. Вып. 8. – С. 17-25.

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦИТОВ ПАЛЕОГЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Р.Г. Матухин**

*ЮФУ, Ростов-на-Дону, darya\_reshetnyak@mail.ru*

В палеогене юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, в каневской и бучакской (главным образом) свитах среднего эоцена, широко распространены осадочные кремнистые породы, среди которых, кроме различных по морфологии желваково-конкреционных образований, выделяются, не имеющие однозначного генетического толкования, в значительной степени окремненные, иногда до стадии кварцитов песчаники (бассейны Дона, Донца, район Волгоградской ГЭС). Наиболее полная характеристика их дана И.А. Шамраем [5, 6].

Пластовые и пластово-линзовидные тела кварцитов обычно имеют мощность до 1 м. Более мощный пласт (3-5 м) образует Тарасовское месторождение (рр. Глубокая и Полная).

Аналогичными по строению являются месторождения кварцитов в Верхнедонском и Миллеровском районах Ростовской области.

Во всех случаях кварциты прослеживаются вдоль речных и балочных склонов, простираясь на несколько сотен метров, иногда до 1 км. Выклиниваясь, они в виде линзовидно-четкообразных залежей прослеживаются на том же гипсометрическом уровне на десятки километров. Вмещающими кварциты образованиями являются кварцевые пески.

Согласно И.А. Шамраю описанные им осадочные кварциты представляют вторичные гипергенно-эпигенетические породы, образовавшие при закладке речных систем в четвертичный период или, может быть, в конце третичного периода. При этом основным источником повышенного содержания кремнезема называются продукты гипергенного разрушения цеолитов и в меньшей степени глауконита и других неустойчивых силикатных минералов.

Определенная часть кремнезема в составе сильно минерализованных щелочных грунтовых вод могла образоваться за счет рассеянного хемогенного и органогенного опала.

Выпадение кремнезема в осадок обуславливалось повышением кислотности грунтовых вод вследствие разбавления их прирусловым внутрипластовым водоподпором слабо минерализованных речных вод, а также атмосферными осадками и, возможно, талыми водами в периоды межледниковья [5, 6].

Между тем, имеющиеся убедительные материалы по другим регионам и, в частности, по Западной Сибири [2-3 и др.] позволяют предположить другой генезис осадочных кварцитов.

Вслед за В.П. Казариновым [3] обосновавшим происхождение аналогичных пород в мезозойско-кайнозойской толще Западно-Сибирской плиты, мы полагаем, что эоценовые кварцитовидные песчаники юго-востока Восточно-Европейской платформы являются связующим звеном между структурным элювием и кремнистыми осадками конечных водоемов стока.

Как отмечает В.П. Казаринов, наибольшие массы кремнезема поступают в бассейн седиментации при первых проявлениях орогенного оживления пенепленизированных водосборных пространств, когда обеспечивался необходимый промыв элювия, а масштаб эрозии не превышал темпа формирования коры выветривания. В этих условиях интенсивному химическому преобразованию подвергались также рыхлые осадки краевой части бассейна, вышедшие из зоны седиментации в условиях начавшейся регрессии моря. В результате сформировался горизонт неоэлювия. Будучи весьма маломощным, последний в условиях продолжающегося поднятия территории подвергался интенсивному размыву. Именно изучение неоэлювия, генетическое обоснование которого было дано Б.Б. Польшиным [4], позволило выявить эпохи формирования кор выветривания в рыхлых мезозойско-кайнозойских отложениях Западно-Сибирской плиты [3].

Есть основание полагать [3], что часть кремнезема выносимого из коры выветривания не доходит до конечного водоема стока, осаждаясь на суше, включая зону развития неозлювия. Именно таким образом формировались мезозойско-кайнозойские кварциты обрамления Западно-Сибирской низменности. К этому же генетическому типу относятся мезозойские кварциты Парижского бассейна и США, а также кварциты в районах с пенеппенизированным рельефом в Австралии и Южной Африке. Отмечающий этот факт В.П. Казаринов подчеркивает, что в парагенезисе с кремнистыми породами (не только кварцитами) часто устанавливаются глаукониты и марганцевые руды, сменяемые в разрезе и по простиранию фосфоритами, железными рудами, кварцевыми песками, каолиновыми и огнеупорными глинами, т. е. основными минеральными образованиями связанными с продуктами коры выветривания [3].

Впервые в отечественной литературе генетическую связь массового отложения кремнезема в морском бассейне с химическим выветриванием на континенте в 1936 г. аргументировал А.Д. Архангельский [1]. Им же отмечено, что кремнистые породы в возрастном отношении залегают не беспорядочно, а приурочиваются к определенным стратиграфическим горизонтам, пользуясь на этих уровнях весьма широким территориальным распространением.

В отличие от генетических построений И.А. Шамрая [5, 6] мы полагаем, что кварциты палеогена юго-востока Восточно-Европейской платформы не образовались (они образовались в эоцене), а сохранились в прибортовых частях современных балочно-речных водотоков. Сохранению кремнезема в твердой фазе способствовал кислый состав грунтовых и речных вод, препятствующий переходу его в растворимую форму, как это имеет место при разложении монолитного тела кварцитов уже на расстоянии нескольких сотен и даже десятков метров от береговых уступов в сторону водоразделов, где грунтовые воды имеют высокие значения рН. Противоположная ситуация (низкие значения рН) в прибортовых частях современных балочно-речных водотоков, где кварциты не подвергаются разрушению, обусловлена наличием большого

количества гниющей органики преимущественно растительного происхождения, а также отмечаемым И.А. Шамраем [5. 6] в качестве основного фактора снижения рН, минерализованных подземных растворов прирусловым внутрислоевым водоупором, создаваемым поверхностными низко минерализованными речными водами.

Следует думать, что реки палеогена в этом регионе именно из-за высокого содержания органики обуславливали перевод кремнекислоты из раствора в коллоидальную (гелевую) форму. Попавшие в прибрежную зону бассейна хлопья кремнезема разносились течениями и осаждались под контролем механической дифференциации. О низкой величине рН среды осадконакопления свидетельствуют такие составные части палеогеновых разрезов, как углистые пески и глины, углисто-растительный шлам, торфянистые глины и другие показатели.

В заключение необходимо добавить, что эоцен является одним из возрастных максимумов накопления кремнистых осадков в мире.

#### Литература

1. *Архангельский А.Д.* К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР // Избр. труды, т. II. М.: Изд-во АН СССР. 1954. – С. 661-669
2. *Казанский Ю.П.* Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1963. – 364 с.
3. *Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И и др.* Выветривание и литогенез. М.: Недра. 1969. – 456 с.
4. *Полынов Б.Б.* Кора выветривания. Ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Л.: Изд-во АН СССР. 1934. – 242 с.
5. *Шамрай И.А.* Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Р/Д: Изд-во РГУ. 1964. – 236 с.
6. *Шамрай И.А.* Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования // Литология и полезные ископаемые. № 2. 1965. – С. 19-27.

# ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНО- СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Г.А. Мизенс, Л.В. Кокшина

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, mizens.igg.uran.ru*

С целью уточнения геологического строения доюрского фундамента, в 2008 году на юге Западно-Сибирской плиты, в северной части Боровской зоны, была пробурена параметрическая скважина Курган-Успенская-1 (КУ-1). Данная территория относится к окраине Казахстанского палеоконтинента вблизи зоны сочленения Уральских и Казахстанских структур. В результате изучения разреза, вскрытого упомянутой скважиной [1, 6], а также дополнительного опробования керн ряд поисковых скважин, были пересмотрены существующие представления о стратиграфии девонских и каменноугольных образований этого района [3] и получены совершенно новые данные по вещественному составу осадочных пород верхней части фундамента.

В общем виде в изученных разрезах установлены три группы песчаников. Первая из них – существенно кварцевые породы метаморфизованные до уровня кварц-серицитовых сланцев, описана в скважине ВК-37. Среди этих пород выявлены кварцевые и полевошпат-кварцевые граувакки, олигомиктовые и кварцевые песчаники с прослоями кварц-полевошпатовых граувакк и собственно граувакк. Вторую группу составляют красноцветные песчаники среднего-верхнего девона (скважины ВК-34 и ВК-54), а также красно- и сероцветные образования турне-нижнего визе, вскрытые в скважинах КУ-1 и ВК-44. Это слабо измененные петрокластические разности полевошпатовых и, реже, собственно граувакк, обычно с высоким содержанием плагиоклазов и очень низким (до 5%) – кварца. К третьей группе относятся высококварцевые аркозы триаса (скважина ВК-40).

Песчаники первой группы, по всей видимости, формировались за счет размыва края древнего Казахстанского континента. Об этом свидетельствуют

существенно кварцевый состав, присутствие обломков магматических (вулканических и плутонических), и метаморфических (сланцы, кварциты) пород, а также аксессуарных минералов, особенно турмалина. Несмотря на кварцевый состав, следов многократного переотложения материала не наблюдается, окатанных зерен мало, а в средней части разреза преобладают обломки относительно неустойчивых пород и минералов.

Состав петрокластических граувакк второй группы сохраняется в первом приближении от живета-франа до нижнего визе включительно, что свидетельствует о постоянном источнике сноса. Тем не менее, материнские породы эволюционировали. Наиболее наглядно это видно по результатам химических анализов – живет-франские красноцветы имеют более щелочной состав. Исследователи, изучавшие эти породы ранее [1, 4], приходят к выводу об их формировании в результате размыва вулканогенных комплексов (измененные обломки вулканитов) при участии пирокластического материала (свежие плагиоклазы). В общих чертах такой вывод справедлив. Некоторые структурные особенности песчаников, однако, заставляют предположить, что их основу слагает переотложенная тефра, состоящая не только из табличек плагиоклазов, но и из литокластов. Более высокая степень изменения зерен вулканических пород, скорее всего, обусловлена высоким содержанием стекла в основной массе, неустойчивого в процессе диагенеза и катагенеза. Если бы плагиоклазы перемещались воздушным путем, а обломки пород водными потоками, они бы относились к различным гранулометрическим фракциям и характеризовались бы различной степенью сортировки, что, однако, не наблюдается. Кроме того, многие обломки пород пористые, у них сложная форма с характерными выступами, заливами, изгибами.

Терригенный материал, тем не менее, присутствует, хотя и в подчиненном количестве. В первую очередь, это обломки кислых вулканитов и кварца, а в составе средне-верхнедевонских красноцветов встречаются также субвулканические разности, единичные зерна микроклина, обломки кварцитов и кварцитовидных песчаников (в том числе с эпидотом и мусковитом). В

составе песчаников каменноугольного возраста количество зерен кислых вулканитов значительно меньше (несколько процентов), встречены единичные фрагменты кварц-хлоритовых сланцев. Обломки метаморфических и субвулканических пород, возможно, представляют собою резургентный материал, а постоянное присутствие кислых вулканитов, вероятнее всего, объясняется размывом более древних вулканических комплексов. Некоторая часть обломков основных вулканитов, по-видимому, также представляет собою терригенное вещество, но оценить его количество трудно.

Обилие свежего, однообразного вулканогенного материала предполагает общий источник в виде действующих вулканов, существовавший, по крайней мере, от франа до раннего визе включительно. Вряд ли источником вулканогенного материала мог служить древний Казахстанский континент, как это предполагал [4]. В девоне таким источником, скорее всего, был краевой вулканический пояс, фрагменты которого сохранились на юге Боровской зоны (казанбасская свита). Подобные вулканиты известны и в Валерьяновской зоне, из чего А.И. Ивлев [2] делает вывод, что (стр. 316): «островодужный геодинамический режим на месте Валерьяновского синклинория в неразвитом виде существовал уже с живетского времени». Как известно [4 и др.], активная вулканическая деятельность на территории пояса после некоторого затишья возобновилась во второй половине раннего визе, что в точности сопоставляется с появлением обильного пирокластического материала в разрезе, вскрытого в скважине КУ-1. Однако, если принять вулканиты Валерьяновской зоны в качестве материнских пород при формировании девонских и раннекаменноугольных образований Боровской зоны, то надо признать, что граница между уралидами и казахстанидами проходит не по Уркашскому разлому (как считают В.Н. Пучков [5], А.И. Ивлев [2] и др.), а западнее, что в какой-то степени подтверждается и геофизическими данными. Именно так эту границу проводят А.В. Тевелев и др. [7] и некоторые другие исследователи, рассматривающие визейские вулканиты как элемент активной окраины андского типа Казахстанского палеоконтинента.

Вариант с Валерьяновской зоной в качестве источника вулканогенного материала предпочтительнее, так как изученные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, формировались в непосредственной близости от действующих вулканов. При этом в прибрежной части бассейна создавались покровы тефры, которая потом частично сбрасывалась волнами в море.

Кварцевые аркозы триасового возраста, описанные в скважинах ВК-40, ВК-41 и ВК-46, скорее всего, образовались за счет местного источника. Они приурочены к тафrogenным структурам относительно небольшой протяженности.

*Выполнение работы финансировалось госконтрактом 8/08, а также интеграционным проектом УрО, СО и ДВО РАН № 09-С-5-1013.*

#### Литература

1. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Санфирова С.С. Новые данные о геологическом строении палеозойского фундамента юга Курганской области (по данным изучения Курган-Успенской параметрической скважины) // Горные ведомости. 2010. № 5. - с. 34-51.
2. Ивлев А.И. Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. - Рудный-Костанай, 2008. - 500 с.
3. Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. и др. Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера, 2011, № 4. - в печати.
4. Пумпянский А.М. Девонские отложения доюрского фундамента южной части Западно-Сибирской плиты // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Информационные материалы. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. - с. 49-58.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. - Уфа: Даурия, 2000. – 145 с.
6. Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А. и др. Стратиграфия палеозойского разреза, вскрытого параметрической скважиной Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера, 2011, № 3. - с. 3-21.
7. Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Том 1. Южный Урал. - М.: Наука, 2005. - С. 213-247.

## ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ КАРСТОВЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

И.И. Минькевич, Ю.А. Килин, О.В. Клёцкина

*Пермский государственный университет, г. Пермь, iks-org@mail.ru*

Карстовые коллекторы представляют собой сильно пористые, кавернозные, пещеристые и трещиноватые массивы растворимых горных пород, наиболее распространенными из которых являются карбонаты (известняк, доломит, пясчий мел, мрамор и др.), сульфаты (гипс и ангидрит) и соли (галит, сильвин и др.). Растворимость кальцита  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде при температуре 17 °С составляет 0,011 г/дм<sup>3</sup>, гипса  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – 2 г/дм<sup>3</sup>, галита  $\text{NaCl}$  – 320 г/дм<sup>3</sup>. Карстовые коллекторы могут быть вмещителями подземных вод, нефти и газа. Они часто связаны с другими полезными ископаемыми — минеральными водами, бокситами, железными рудами, фосфоритами, россыпными месторождениями и др.

Поры, каверны (более 1 мм), пещеристые полости (более 0,1 м) и трещины в растворимых породах являются путями движения карстовых вод и флюидов.

Развитие карстовых коллекторов Г.А. Максимович рассматривал по следующим схемам: 1) первичная трещина – закарстованная трещина – канал – полость – пещера – сложная пещерная система; 2) первичная пористость – вторичная пористость и кавернозность – пещеристость. Карстовые коллекторы формируются в две стадии. В субаэральную стадию карстовые полости возникают под воздействием инфильтрационных и инфлюационных пресных вод атмосферного происхождения. Этот процесс продолжается и в стадию глубинного гидрогенеза, а затем и гидрогалогенеза – после перекрытия карстующихся толщ вышележащими отложениями, которые могут быть и водонепроницаемыми.

Наиболее распространены карбонатные коллекторы. В районах карбонатного карста инфильтрация атмосферных осадков происходит за счет повышенной плотности карстовых воронок. Благодаря усиленному поглощению внерусловых поверхностных вод карстовыми трещинами, понорами, а также наличию открытых полостей-коллекторов внутри карстовых

массивов происходит активное регулирование поверхностного и подземного стока [3].

Как отмечает В.Н. Быков [1], коллекторские свойства карбонатных пород в значительной степени предопределяются геометрией полостного пространства. Часто порода, имея вид хорошего коллектора, практически непроницаема и наоборот. Так, доломит нефтяного месторождения Клир Крик в Колорадо, обладающий скрытокристаллическим строением с отдельными порами, оказался хорошим коллектором. Из него получали до 60 тыс. тонн нефти и 3-5 тыс. тонн воды в сутки. В то же время обломочный известняк с многочисленными разобщенными мелкими кавернами служит непроницаемым разделом.

Исследования, выполненные в северной части Уфимского плато, дают возможность количественно оценить регулируемую роль карбонатного и сульфатного карста в формировании стока. В районах карбонатного карста поглощение поверхностного внеусловного стока происходит активнее, чем в районах развития сульфатов. Это объясняется сравнительно малой емкостью сульфатных пород благодаря быстрому насыщению их сульфатом кальция и в результате малой емкостью подземных полостей-коллекторов. Карстовые карбонатные коллекторы перспективны для накопления огромных запасов пресных подземных вод. В гипсах и ангидритах трещиноватость и коллекторские свойства ослабевают с глубиной, те же явления происходят и в солях, это связано также с пластичностью эвапоритов и их физико-химическими свойствами. Например, в геолого-литологическом разрезе карстовых районов Пермского Предуралья, где чередуются четыре пачки закарстованных гипсов и ангидритов с пачками карбонатных пород карстовые каверны и полости наблюдаются до глубины 80,0-180,0 м.

По исследованиям Г.В. Бельтюкова (1975; 1982) в солях выделены следующие типы карстовых коллекторов: 1) полости, приуроченные к контакту соляных и надсоляных пород (соляное зеркало), они, как правило, заполнены рыхлым терригенным материалом и вторичной солью; 2) внутрисоляные полости, заполненные вторичной солью, рассолами и газами. На Верхнекамском месторождении они вскрыты эксплуатационными камерами в

сильвинитовой породе. Наибольшая длина этих полостей 5 м, ширина 10 см; стенки отдельных пустот покрыты кристаллами гипса, галита и сильвина.

Профессор Г.А. Максимович еще в 1942 г. выделил основные типы коллекторов подземных вод на Земле в различные этапы развития поверхностных геосфер. В гидрогеологической истории Земли можно различить 4 основные эры развития коллекторов: трещинную, поровую, карстовую и антропогенную. В процессе развития земной коры наиболее древними простейшими были, по-видимому, трещинные коллекторы. Это были трещинные коллекторы островов первозданной суши с вулканическими конусами. В окружавшем острова океане хлоридного состава карбонатные отложения отсутствовали. В результате обломочного осадконакопления возникают морские отложения с порами и происходит переход к следующей гидрогеологической эре развития коллекторов – поровой. Время появления поровых подземных вод трудно установить, вероятно они возникли в начале архейского этапа. Появление на суше поровых вод обусловило переход от временных потоков к постоянным рекам.

Карстовые коллекторы появились в архейский этап развития геосфер. Это по Н.М. Страхову (1962) были доломиты осаждающиеся чисто химическим путем из океанской хлоридно-карбонатной воды. Н.М. Страхов предполагает, что в архейскую эпоху не существовало тяготение доломитов к аридным ареалам, тогда они могли возникать и в условиях гумидного климата.

Протерозойский этап характеризуется появлением хемогенных и органогенных известняков. В рифейский этап убывает значение хемогенных известняков и возрастает роль органогенных известняков гумидной зоны и хемогенных доломитов аридной зоны. Появляются также лагунные доломиты и гипсы.

В палеозойско-кайнозойский этап в аридных условиях возникает галит, а также калийные и магниевые соли. Растет значение гипсов. Появляются седиментационно-диагенетические морские доломиты, сменяющие первичные хемогенные. В гумидных условиях увеличивается роль органогенных известняков и убывает хемогенных. В целом карстовую гидрогеологическую эру можно разделить на четыре этапа: доломитовый, известняковый, гипсовый и соляной.

Характер развития карстовых коллекторов направлен от менее растворимых карбонатных к более растворимым гипсовым и наконец соляным. Среди карбонатных коллекторов доломиты отличаются специфическим ходом карстования с образованием каверн и разрушением до доломитовой брекчии, песка и муки. В доломитах часто не возникают поверхностные карстовые формы и карстообразование развито слабо. В известняках в зависимости от их чистоты карстовые явления развиваются с различной степенью интенсивности и возникновением разнообразных поверхностных и подземных форм. В гипсовом карсте развиты такие же формы, но меньшие по объему. Весьма специфичны коллекторы соляного карста.

С изменением химического состава атмосферы изменилась и интенсивность карстовых процессов и формирования коллекторов. Первичная атмосфера древнего типа, характерная для архея благодаря изобилию  $\text{CO}_2$  способствовала интенсивному закарстовыванию хемогенных доломитов. Переходный протерозойско-рифейский тип атмосферы, обедненной  $\text{CO}_2$  характеризовался меньшей интенсивностью карстования хемогенных доломитов, а затем и известняков. В условиях современной атмосферы с наименьшим содержанием  $\text{CO}_2$  интенсивность выщелачивания карбонатных толщ наименьшая. Карстующиеся отложения, среди которых преобладают карбонатные, развиты в трех основных геотектонических обстановках в осадочном чехле платформ, в складчатом фундаменте платформы и в горных складчатых областях.

#### Литература

1. *Быков В.Н.* Нефтегазовое карстование. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002 – 351 с.
2. *Максимович Г.А.* Основы карстологии. Том II. Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст. – Пермь, 1969 – 529 с.
3. *Михайлов Г.К.* Карст как регулятор подземного стока // Карст и гидрогеология Предуралья. Сборник статей УНЦ. – Свердловск, 1979. С. 23-25.

# ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД СРЕДНЕГО ДЕВОНА – СРЕДНЕГО КАРБОНА О. БЕЛЬКОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ О-ВА)

Е.С. Миролюбова

*ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Mirolyubova@mail.ru*

На острове Бельковский установлены породы каменноугольной, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Девонская представлена средним и верхним, каменноугольная нижним и средним отделами. Выделяются – соколовская, нерпалахская, чокурская и бельковская свиты .

*Соколовская свита (D<sub>2ef-zv</sub>) D<sub>2sk</sub>* впервые выделена М.К. Косько, Р.Ф. Соболевской, В.Ф. Непомилуевым и др. на о. Котельном. На о. Бельковском свита представлена известняками и доломитами, накопившимися (по представлениям предыдущих исследователей) в лагунных и мелководно-морских условиях. При изучении шлифов обращает на себя внимание отсутствие лагунной фауны (деструкторы, фильтраторы), в верхней части разреза и встречены кораллы (открыто-морские условия), строматопоры, брахиоподы (прибрежные открыто-морские условия) и остракоды (для лагун характерны, но их очень мало). Отсутствуют седиментационные доломиты характерные для лагун. В прокрашенных шлифах известняков можно наблюдать точечные следы зачаточной доломитизации, а также образование аутигенного кварца – это наложенный процесс, а не стадиальный. Также обращает на себя внимание, что прослой доломитов приурочены к разломам. Доломит в некоторых шлифах очень странный (шл. 4467-2) как будто он развивался не по известняку, а по плагиоклазу. А когда рядом шлиф кремниевой породы с порфиroidной структурой, где в кремниевой массе включены ромбики доломитов, заместившие плагиоклаз, очевидно, что этот доломит тоже вулканогенный.

Таким образом можно предположить, что доломиты отлагались не в лагунных условиях, а формировались за счет просачивания флюидов

обогащенных магнием, возможно при внедрении в стратифицированную толщу подстилающих отложений расплава магмы (основного ?) состава и ее дегазации. Мощность эйфельских-живетских отложений 600-800 м.

***Нерпалахская свита D<sub>3</sub>np*** выделена Д.С. Сороковым, Д.А. Вольновым, О.В. Черкесовым на о. Котельном в районе лагуны Нерпалах. На о. Бельковском по сравнению с другими стратиграфическими подразделениями она имеет наиболее широкое распространение: породами свиты сложены северная и частично центральная и южная части острова. Свита представлена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми глинистыми, известковистыми и песчанистыми алевролитами, темно-серыми аргиллитами, с редкими прослоями конгломерато-брекчий и единичными прослоями песчаников. В подчиненном количестве встречаются светло-серые органогенные и органогенно-обломочные известняки и темно-серые глинистые известняки. Распределение фауны по разрезу неравномерно – большинство фаунистических находок приурочено к верхней части свиты. На подстилающих отложениях соколовской свиты залегает с размывом. В подошве свиты пачка темно-серых аргиллитов с тентакулитами, пелециподами и гониатитами, на отдельных участках встречаются также известняковые брекчии. Мощность нерпалахской свиты на о. Бельковский 2200-2400 м (на о. Котельный ее мощность варьирует от 1200 до 8900 м).

При изучении шлифов обращает на себя внимание очень высокое содержание SiO<sub>2</sub> в виде тонкодисперсной кремнистой массы, обилие вулканического стекла в разной степени преобразования – угловатые обломки микрокварцитов начальной стадии перекристаллизации, округлые хлоритизированные капельки вулканического стекла, интенсивная лейкоксенизация, эти признаки безусловно указывают на пирогенный источник (пепловая природа?). Внимательное изучение обломочных частиц алевритовой и песчаной размерности наталкивает на мысль, что весьма значительная (а может быть и большая) их часть аутигенная, а не терригенная. Практически отсутствуют окатанные зерна как алевритовой, так и песчаной размерности.

Обломки угловатые субугловатые, часто корродированные, часто имеют отчетливо ограниченную кристаллическую форму. Встречаются обломки углистых сланцев, являющихся нефтематеринскими породами. Массивные текстуры, в которых просматривается иногда отчетливо выраженная, иногда плохо различимая дендровидно-биогенная текстура указывают на биогенно-бактериальную природу вторичных изменений. Наличие карбонатных прослоев указывает на то, что отложения формировались в мелководной среде. Следы контактового метаморфизма низкой стадии, следы динамометаморфизма (кливажирование).

По результатам изучения шлифов можно сказать, что аргиллиты было бы корректнее назвать туфоаргиллитами или паратуффитами, т. к. они сложены преимущественно пепловым материалом, осажденным в мелководно-морской среде и интенсивно переработанного за счет бактериальной деятельности. Вывод о преобладающей роли пеплового (туфогенного) материала отложений, слагающих нерпалахскую свиту, хорошо объясняет аномальную мощность, при отсутствии доказанных областей сноса питающих терригенных провинций.

**Чокурская свита D<sub>3</sub>C<sub>1sk</sub>** впервые была выделена Д.С. Сороковым, Д.А. Вольновым и др. на о. Котельный в районе реки Чокурки. На о. Бельковском она распространена на ограниченных участках в центральной его части и на юге. Сложена преимущественно темно-серыми и серыми алевролитами и темно-серыми аргиллитами. В подчиненном количестве встречаются серые песчаники, конгломераты и очень редко известняки. Максимальная мощность 1200 м.

В шлифах аргиллитов и алевролитов отмечается тонкое переслаивание кремнистых, глинисто-кремнистых, карбонатных, глинисто-карбонатных прослоев, обилие хлоритизированного вулканического стекла, рассеянный тонкий углефицированный растительный детрит, глобулы пирита. Текстуры преимущественно тонко-слоистые, но отмечаются также пятнистые, биотурбационные, дендровидно-узорчатые. Породы поликомпонентные, полигенетичные – вулканогенно-биогенно-осадочные. Образовались за счет

обильного поступления пеплового материала в мелководный морской бассейн при интенсивной переработке микроорганизмами (бактериальная переработка).

*Бельковская толща C<sub>2</sub>b1* впервые выделена В.Ф. Непомилуевым, М.К. Косько и др. на о. Бельковский. Сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями конгломерато-брекчий, известняков и углистых аргиллитов с единичными потоками андезито-дацитов и лавовых брекчий дацитового состава. Мощность достигает 400-450 м.

По результатам изучения шлифов отложения бельковской свиты можно охарактеризовать как чередование кварцевых граувакк обогащенных вулканогенными обломками и кремниевых или глинисто-кремниевых тонкодисперсных паратуффитов. Обращают на себя внимание текстуры – очковые, кольцевые, пятнистые, образованные, возможно, за счет газовых пузырьков, образующихся при разложении органики и насыщавших нелитифицированный осадок. Отмечается капиллярная микропористость.

Роль и объемы пеплового материала, слагающего нерпалахскую, чокурскую и бельковскую свиты, недооценивалась практически всеми исследователями. Не исследовалась также биогенная переработка осадка. Между тем решение этого вопроса представляется важнейшим при интерпретации геофизических данных на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В отложениях нерпалахской и чокурской свит отмечаются породы, которые можно назвать нефтематеринскими, а отложения бельковской толщи характеризуются высокой капиллярной пористостью, т. е. при благоприятных условиях, хороших структурах и наличии изолирующих горизонтов в вышележащих отложениях не исключена возможность формирования месторождений углеводородов на прилегающих акваториях.

## К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ ГАЛОПЕЛИТОВ

Н.Е.Молоштанова<sup>1</sup>, А.К.Вишняков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ПГУ, Пермь, *mineral@psu.ru*

<sup>2</sup>ЦНИИГеолнеруд, Казань, *root@geolnerud.net*

Сильвинитовые руды Верхнекамского месторождения перерабатывают, преимущественно флотационным методом, основой которого являются физико-химические свойства поверхностей, слагающих ее минеральных частиц. Это обуславливает необходимость минералогического изучения галопелитовой составляющей различных продуктивных пластов данного месторождения. Галопелиты представляют собой соленые породы, в которых нерастворимые минералы, в основном, пелитовой разности сцементированы минералом галитом [4]. В связи с малыми размерами они обладают большой суммарной удельной поверхностью, которая способствует значительному поглощению флотореагентов. Поэтому прежде, чем приступить, к основной, сильвиновой флотации, избавляются от примеси галопелитов их минералов, среди которых наиболее вредной составляющей считаются мелкие ( $> 8,5 \mu$ ) размерности частиц нерастворимого остатка (Н.О.). Для этого перед основной флотацией сначала проводится обесшламливание руды, шламовая флотация, где нерастворимый остаток отделяется от солевой части и отправляется в шламохранилище.

В процессе шламовой флотации часто наблюдается недостаточное разделение калийной руды на соляные минералы и нерастворимую ее часть (шламы). Это обусловлено отсутствием детальных данных о составе и технологических свойствах минералов галопелитов, их изменении в составе руды различных участков разрабатываемых шахтных полей. Отсутствие сведений по таким технологическим свойствам руды затрудняет планирование режимов ее переработки.

В связи с этим задача по изучению минералов галопелитов из продуктивных пластов на всех отработываемых участках является чрезвычайно актуальной. Для решения ее изучались образцы галопелитов из коржей над разрабатываемыми продуктивными пластами «В», «АБ» и «Кр-2» [1, 2], которые в силу технологических особенностей процесса добычи попадают в руду, идущую на переработку. По результатам исследований было установлено:

– Максимальные содержания нерастворимых компонентов отмечаются в бороздовых пробах из коржей над пластом «В», где их количество колеблется в пределах 34,3-56,5 %. В коржах над пластом «АБ» установлены минимальные

содержания Н.О. (10,9-20,7%). Бороздовые пробы из коржей над пластом «Кр-2» характеризуются значительными колебаниями количества Н.О. от 11,7 до 32,1%.

– Органическое вещество представлено, в основном, углистыми удлиненными и искривленными образованиями. Отмечается уменьшение его содержания в галопелитах вверх по разрезу (к пласту «В») и увеличение на восток (для различных пластов на северо-восток или на юго-восток). Кроме того, в отдельных образцах (по значениям отношения хлороформенного битума к спиртобензольному) отмечалось присутствие углеводородов нефтяного ряда.

– По данным фазового рентгеноструктурного анализа в нерастворимом остатке галопелитов установлены следующие минералы: ангидрит, доломит, кварц, калиевый полевой шпат, карбонаты (доломит и магнезит), иллит, хлорит, гематит.

– Соотношение количества вышеперечисленных минералов в пробах зависит от географического положения на шахтном поле и приуроченности к различным коржам.

– В корже над пластом «Кр-2» по усредненным данным установлены незначительные содержания кварца (до 5 %), достаточно большое количество калиевых полевых шпатов (около 36 %); а суммарное количество глинистых минералов (иллита и хлорита) составляет 19,5 %. Карбонаты и сульфаты являются постоянными аутигенными образованиями солеродных бассейнов и генетически связаны между собой. Количество карбонатов 13,5%, для сульфатов установлены содержания до 25,5 %, при этом, в точках отбора с повышенным содержанием карбонатов снижается количество ангидритов и наоборот. Из всех исследованных коржей, корж над пластом «Кр-2» характеризуется повышенным содержанием карбонатов (доломита), в количестве до 10,8-13,5%.

В корже над пластом «АБ» усредненные содержания кварца составляют 11,8 %, количество калиевых полевых шпатов установлено около 25,6 %. При этом значительно снижается в нем количество ангидритов и доломита до 11,9 и 7,4 % - соответственно. Кроме того, в галопелитах пласта «АБ» появляется магнезит около 7,8 % и повышается содержание глинистых минералов (иллита и хлорита) до 34,6 %.

В галопелитах над пластом «В» повышается содержание кварца до 13,5 % и калиевых полевых шпатов – 31,3 %, а количество ангидритов и доломитов

снижается соответственно до 5,0 % и 3,0 %. Содержание глинистых минералов резко возрастает до 41,5 %.

Таким образом, количество и состав Н.О. резко изменяются снизу вверх, от пласта «Кр-2» до пласта «В», со значительным увеличением содержания глинистой фракции.

По содержанию силикатов Н.О. подразделяется на низкосиликатный (до 40 %); среднесиликатный (40-70 %) и высокосиликатный (более 70 %). Основная масса проб, отобранных из пласта «Кр-2», относится к среднесиликатным (содержание силикатов составляет 48-66 %), а пробы, отобранные из пласта «В», считаются высокосиликатными (73-95 %) и высокоглинистыми (при содержании глинистых минералов от 37 до 41 %). Следовательно, Н.О. из пласта «В» наиболее насыщен компонентами, которые могут отрицательно влиять на процесс флотации.

Материалы проведенных исследований были использованы для подбора технологических регламентов и применению соответствующих реагентов, которые смогли эффективно подавить вредное влияние глинистых минералов [3]. Кроме того, экспериментальным путём (опытной флотацией) в лабораторных условиях было установлено, что при содержании карбонатов более 5,0 % снижается флотация сильвиновых зёрен. Это особенно важно для переработки руд пласта «Кр-2», являющегося одним из основных на Верхнекамском месторождении.

#### Литература

1. *Молоштанова Н.Е., Корочкина Е.О.* Комплексные исследования вещественного состава коржей над продуктивными пластами Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей / Перм. Ун-т. Пермь, 2007. С. 302-305.
2. *Молоштанова Н.Е., Корочкина Е.О.* Характеристика коржей над продуктивными пластами Верхнекамского месторождения // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2006. С. 12-13.
3. *Тетерина Н.Н. Молоштанова Н.Е. и др.* Влияние несоляных минералов на технологические свойства руды и продукты обогащения Верхнекамского месторождения солей // Обогащение руд. СПб., № 1, 2008. С. 16-19.
4. *Яржемская Е.А.* Вещественный состав галопелитов // Тр.ВНИИГ, 1954. Вып. 29. С. 260-314.

# СВЯЗЬ ГЕОФЛЮИДНОГО И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ РАЗВИТИЯ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В БАССЕЙНАХ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

**В.П.Морозов<sup>1</sup>, А.Н. Кольчугин<sup>1</sup>, Э.А.Королев<sup>1</sup>, В.А.Шмырина<sup>2</sup>, А.Г.Корчагин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Казанский федеральный университет, г. Казань, Vladimir.Morozov@ksu.ru*

<sup>2</sup>*КогалымНИПИнефть, г. Когалым*

Объектом исследований служили нефтеносные осадочные толщи районов двух осадочных бассейнов – Волго-Уральской антеклизы Восточно-Европейской платформы и Северо-Вартовской мегатеррасы Западно-Сибирской платформы. Отложения Волго-Уральской антеклизы были представлены карбонатными отложениями каменноугольной системы, а Северо-Вартовской мегатеррасы – терригенными отложениями юрской и меловой систем (песчаники, алевролиты, аргиллиты).

Целью настоящего сообщения является выявление факторов, обуславливающих возможности реализации определенных типов литогенеза. Важнейшими из них являются геофлюидный и геодинамический.

В основу работы было положено следующее. Согласно некоторым работам [1, 2], под литогенезом можно понимать: литогенез погружения (он же нередко называется фоновым), литогенез наложенный. Последний приводит к вторичным изменениям пород, которые имеют наложенный характер. Данный тип литогенеза, реализующийся в определенных геодинамических обстановках, можно разделить на литогенез, обусловленный элизионной гидрогеологической стадией развития бассейнов породообразования, и литогенез, обусловленный инфильтрационной гидрогеологической стадией развития бассейна породообразования. Такая, принятая в настоящем сообщении трактовка литогенеза, признается не всеми. Однако существование различных типов литогенеза, реализующихся на определенных стадиях развития осадочных бассейнов показывается многими. Схематично сказанное представлено на рисунке.



*Рисунок. Типы литогенеза*

Развитие осадочных бассейнов на примере современной Волго-Уральской антеклизы можно представить следующими стадиями, которые последовательно сменяют друг друга: стадия погружения, стадия воздымания, стадия динамотермальной активизации, стадия относительного тектонического покоя. Названная стадийность в других осадочных бассейнах может быть неполной и прерваться на любой из них.

В стадию погружения дна осадочного бассейна помимо процессов седиментогенеза реализуются также процессы фонового литогенеза. При относительно малой скорости прогибания дна реализующиеся процессы фонового литогенеза сопровождаются за счет уплотнения осадков и пород, а также дефлюидизации пород оттоком флюида преимущественно по напластованию пород. Условиями этого следует считать малую скорость отжима флюида по сравнению с его возможностью миграции по напластованию пород. При этом в максимальной степени, по сравнению с другими стадиями, реализуется закон физико-химической наследственности литогенеза (Пустовалов, 1940; Страхов, 1960-1962).

В случае относительно большой скорости прогибания или в условиях больших глубин, когда поступающий в породы флюид может мигрировать не только по напластованию пород, возможна его миграция и вкрест простирания [3], формируя зоны вторично измененных пород.

В стадию воздымания осадочных бассейнов реализуются, как известно, процессы, часто называемые эпигенезом или регрессивным катагенезом [1].

Важной в практическом отношении стадией развития бассейнов породообразования является стадия динамотермальной активизации, сопровождаемая формированием складчатости и нередко образованием

разрывных нарушений. Породы на этой стадии находятся в достаточно вязко-пластичном состоянии, чтобы сохранить свою сплошность. Они испытывают не только тектоническое воздействие, но и подвергаются нагреву. Повышенные температуры приводят к поступлению в поровое пространство пород дополнительных порций флюида за счет реализующихся процессов дегидратации. Миграция флюида при этом может осуществляться как по простиранию пород, так и вкрест. На важность этой стадии развития осадочных бассейнов указывают формирующиеся, благодаря флюидным потокам элизионной природы, месторождения нефти и ряд стратиформных месторождений, что также сопровождается образованием зон вторичного изменения пород.

Стадия относительного тектонического покоя приводит к снятию тектонических напряжений и остыванию осадочных толщ. Тогда в осадочных породах, потерявших вязко-пластичное состояние, вследствие снижения температуры, наблюдается появление трещиноватости, образованной трещинами разгрузки [4]. Свидетельством реализации этой стадии является массоперенос наиболее легко растворимых компонент сверху вниз по разрезу осадочного чехла.

В основу выделения названных стадий развития осадочных бассейнов, обусловленных определенными геофлюидным и геодинамическим режимами, положена геолого-историческая реконструкция процессов породообразования. Она базируется также на данных литогенетического анализа, структурных карт, анализа палеотемператур, данных современной геоморфологии и палеогеоморфологии.

#### Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Научный мир. – 2004. – 526 с.
2. Янаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3-30.
3. Файф А., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир. – 1981. – 436 с.
4. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука. – 1983. – 240 с.

## О КОНЦЕПЦИЯХ ГАЛОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ)

Г.А. Московский<sup>1</sup>, С.А. Свидзинский<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СГУ, Саратов, MoskovskyGA@info.sgu.ru

<sup>2</sup>ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», Котельниково Волгоградской обл., SvidzinskySA@yandex.ru

Пермская галогенная формация, развитая в Предуральском краевом прогибе и в Прикаспийской впадине, является исключительно крупной по площади распространения, мощности и полноте развития. Важное значение соленосной толщи в разрезе впадины предопределило активное её изучение. В результате были открыты Эльтонское и Гремячинское месторождения калийных солей, установлена бишофитоносность Приволжской моноклинали, сформулированы условия формирования галогенных толщ как типичных эвапоритов. К 1980-2000 г.г. в трактовке условий формирования соленосных толщ Прикаспия появились гипотезы галогенеза, в которых отрицается ведущее значение климата и океанических вод в составе рапы солеродных бассейнов (Н.М. Джиноридзе, С.Д. Гемп, Г.А. Беленицкая, Дюнин, и др.). В 2008-2010г.г. появились работы, в которых определяющая роль в образовании бишофита и солянокупольных структур придаётся гидротермальным процессам [2]. В связи с этим представляется необходимым привести результаты нашего многолетнего изучения состава солей и гидрохимии Прикаспийского солеродного бассейна с использованием методов термобарогеохимии.

**Галитовая стадия галогенеза.** Изучение состава включений в седиментационных разностях галита позволило нам установить, что отложение галита происходило в основном из рапы сульфатного типа, с температурой менее 35°C. По соотношению ионов  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  рапа бассейна незначительно отличалась от сгущенной современной морской воды, однако, она была существенно метаморфизована, иногда переходя в хлоридно-кальциевую. Это предопределило основные черты кунгурского галогенеза во впадине: отсутствие самостоятельной зоны сульфатов магния, наложение ее на сильвинитовую, карналлитовую и даже бишофитовую зоны.

**Условия образования сильвина.** Возможность его образования при испарении морских растворов рассматривалась П.Н. Чирвинским, М.Г. Валяшко и др. Условия его садки на основании изучения включений устанавливался О.И. Петриченко, В.М. Ковалевичем. Нами эта работа дополнена анализом рапы включений в эвтонических галите и сильвине. Для

некоторых разностей сильвина разных регионов, исследователи отмечали первично-седиментационные признаки, а в его образовании большое значение придавалось кристаллизации при охлаждении рапы. Не подвергая сомнению такую возможность, проверенную экспериментально, заметим, что температуры гомогенизации включений в галите из парагенезиса с сильвином составляют 40-47<sup>0</sup> С, что предполагает стратификацию рапы с более плотным и нагретым нижним слоем (О. Рауп, Р. Слоос, Ковалевич). Но в этих моделях не учитывается, что повышенные температуры рапы в нижнем слое могут приводить к растворению опустившихся на дно кристаллов сильвина поверхностной садки, увеличивая концентрацию калия в придонном слое. В последующем здесь могла реализовываться обвальная донная садка сильвина, на которую ранее мы указывали [3]. В эвтоническом галите и сильвине содержания  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  в вакуолях включений соответствуют сильвинитовой стадии сгущения современной океанической воды –  $K^+$  - 33,8 г/л,  $Mg^{2+}$  - 75,7 г/л, иногда превышая эти значения для  $K^+$  на 15-17 г/л,  $Mg^{2+}$  - на 5-10 г/л. В то же время, количество  $SO_4^{2-}$  изменяется существенно (от 1-2 до 45-50 г/л и даже более). Сильвины продуктивного горизонта Гремячинского месторождения, с «аномально высокими» содержаниями  $Mg^{2+}$  в рапе включений (до 100-114 г/л) рассматривались нами как вторичные (судя по содержаниям брома, отношениям  $Br^{10^3}/Cl$ , содержаниям Rb в них) [3]. Однако их детальное изучение показало, что и эти разности все же представляют седиментационные донные образования, образовавшиеся при растворении карналлита.

**Условия образования карналлита.** Условия образования карналлита определялись по анализам включений из эвтонического галита, входящего в парагенезис галит-карналлитовых пород. Анализ включений в галите, парагенном карналлиту, показал содержания  $K^+$  и  $Mg^{2+}$ , отвечающих современной сгущенной морской воде. Температура рапы на стадии садки карналлита, достигала по нашим данным 55-65<sup>0</sup>С. Содержание  $Rb^+$  в карналлитах Гремячинского месторождения варьирует от 0,015 % до 0,18 % [3], что также указывает на их седиментационный генезис.

**Условия образования бишофита.** При расшифровке условий образования бишофита, также использовались данные о составе включений в эвтоническом галите. Содержания  $K^+$  на начало садки бишофита составляли 10,5-3 г/л,  $Mg^{2+}$  – 91-122 г/л. Садка бишофита в прибортовых районах Прикаспия шла в основном из метаморфизованной рапы с содержанием  $SO_4^{2-}$  в пределах 0,5-15 г/л, хотя иногда начиналась при содержании  $SO_4^{2-}$  15,6-38,7 г/л.

По гомогенизации включений в галите, ассоциирующим с бишофитом, температура рапы достигала 65-70<sup>0</sup>С. Исследования М.Г. Валяшко и др. [1] и др., а так же наши [3] указывают на генезис бишофита как продукта эвтонической стадии галогенеза. Взгляды об «...эндогенном происхождении бишофитового минерального сырья из хлоридных металлоносных флюидов...» [5] не увязываются с приведенными выше данными. Закономерное соотношение основных компонентов первичной рапы на площади солеродного бассейна является обоснованием неправоты авторов «неэвапоритовых» концепций образования солей, так как влияние растворов и флюидов глубинного происхождения могло иметь лишь локальный характер. А взаимодействие пород солянокупольных структур с водоносными горизонтами терригенных пород вызывает появление ореолов «загрязнённых» солями пород межкупольных мульд. Видимо, развитие таких процессов и интерпретируется как образование конседиментационных соляных куполов [2]. Другие гипотезы происхождения солей основываются на облике, текстурах, присутствии флюидов, характерных для солянокупольной области Прикаспия, т.е на признаках, приобретенных на постседиментационной стадии литогенеза. Материал, полученный нами по гидрохимии кунгурского солеродного бассейна Прикаспия, позволяет считать, что на стадии соленакопления влияние эндогенного фактора было несущественным. Этот вывод нельзя распространять на постгалогенную историю впадины.

#### Литература

1. *Валяшко М.Г.* Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор при исследовании соляных месторождений. // Бром в соляных отложениях и рассолах. – М. Изд. МГУ. 1976. С. 5-9.
2. *Кусов Б.Р., Дзайнуков А.Б.* Генетические типы соляных куполов. Геология нефти и газа. 2008. №6. С. 45-49.
3. *Московский Г.А., Гончаренко О.П.* Галогенез Прикаспия. Часть 2. Гидрохимия заключительных стадий и условия постседиментационных преобразований солей. Изд-во «Научная книга». 2004. 88 с.
4. *Московский Г.А., Свидзинский С.А., Петрик А.И.* Условия формирования галогенных пород района Гремячинского месторождения сильвинитов // Известия СГУ. Серия Науки о Земле». 2008. Том 8, вып. 1. С. 64 –75.
5. *Разин Л.В.* ЭПГ, Au, Ag, Редкоземельные и рудные элементы в промышленном сырье Нижневолжских месторождений бишофита // Известия секции наук о Земле РАЕН. Вып. 19, июнь 2010. С. 51-58.

# БИОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ТРИАСА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Ф.А. Муравьев, Ю.П. Балабанов

КФУ, Казань, *fedor.mouraviev@ksu.ru, balabanov-geo@mail.ru*

В настоящее время известно, что формирование биогенных железистых минералов происходит в современных и древних осадках и почвах в результате деятельности железобактерий, магнитотактических бактерий и других микроорганизмов, способных восстанавливать железо [1-4 и др.]. Исследование природы ферромагнетизма горных пород, в свою очередь, является весьма важным аспектом палеомагнитных исследований.

В процессе литолого-палеомагнитного изучения пограничных отложений перми и триаса разреза «Жуков овраг» в бассейне р. Клязьма у г. Гороховец Владимирской области в подошве красноцветных триасовых пород нами были обнаружены железистые биогенные нитчатые образования, похожие на грибные гифы (рис. 1). Толщина нитей не превышает 1 мкм, они занимают межзерновое пространство, сливаясь вокруг обломочных зерен в сплошной чехол. Энергодисперсионные спектры нитчатых образований показывают, что они минерализованы железом с примесью кальция, кремния, титана и калия.

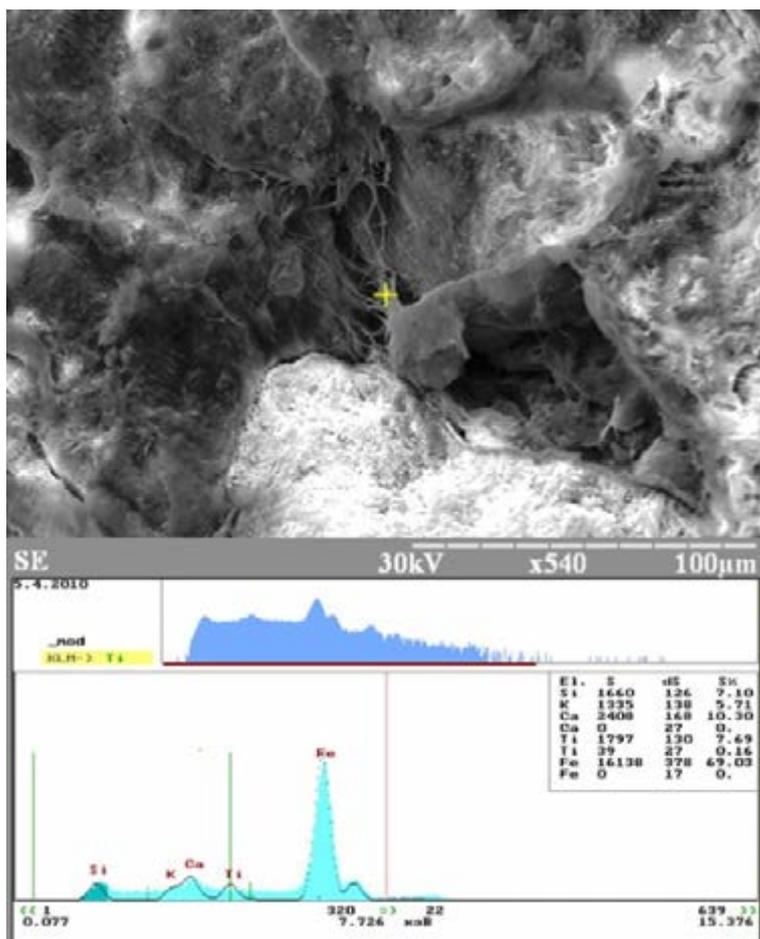


Рис. 1. Электронно-микроскопический снимок и энергодисперсионный спектр биогенных нитчатых образований в известковистом алевролите (нижний триас, Жуков овраг). Знаком «+» отмечено место снятия спектра

Исследуемые породы представлены алевролитами и алевропесчаниками бурыми, кварц-полевошпатовыми, с базальным карбонатно-глинистым цементом. Породы несут следы почвообразования в виде корневых ходов, пятен оглеения и обохривания, примазок палыгорскита и др.

Магнитная фракция, по данным ДТМА, представлена магнетитом и маггемитом. При нагревании до 400<sup>0</sup>С маггемит необратимо переходит в гематит и на кривой повторного нагрева не проявляется (рис. 2). Магнетит образует как мелкие зерна и их скопления с характерными ореолами оглеения вокруг них (рис. 3а), так и хорошо ограненные кристаллы размером 20-40 мкм. Размер, форма кристаллов магнетита, взаимоотношения с обломочными зернами породы (рис. 3б) свидетельствует об их аутигенном (*in situ*) образовании, либо о привносе воздушным путем. В пользу последнего свидетельствует также

присутствие маггемита, не перешедшего в гематит, формирующийся при транспортировке минералов железа водным путем. Таким образом, в исследуемых породах можно выделить две генерации железистых минералов: 1) явно биогенные нитевидные

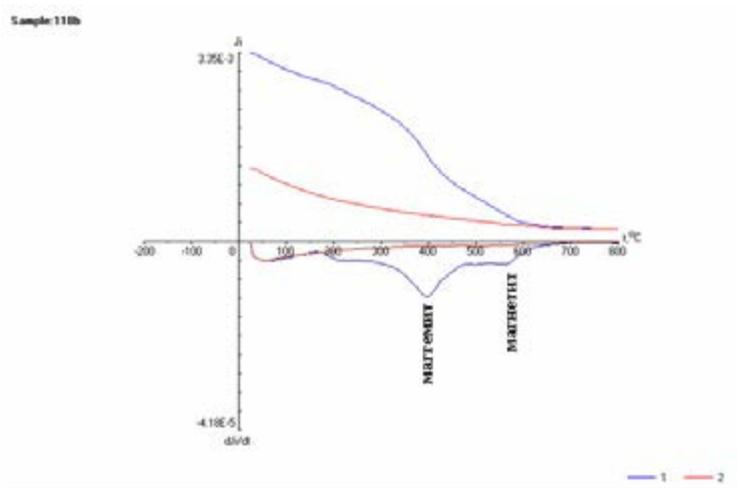


Рис. 2. Спектр ДТМА алевролита, нижний триас:  
1 – кривая первичного нагрева, 2 – кривая вторичного нагрева

образования и 2) кристаллический магнетит, который мог возникнуть в результате преобразования минералов первой генерации.

В этом случае в качестве возможного механизма формирования кристаллического магнетита в нижнетриасовых терригенных породах можно предположить следующий: 1) привнос с пепловым материалом железо-магнезиальных силикатов; 2) заселение специфическими микроорганизмами верхних частей накапливающегося осадка; 3) биodeградация железистых

силикатов, извлечение микроорганизмами гидроокиси железа, сорбция ее на стенках клеток; 4) отмирание, разложение микроорганизмов с возникновением локальных восстановительных условий; 5) трансформация гидроокиси железа в биогенный магнетит; 6) «дорастание» биогенных магнетитовых образований до октаэдрических кристаллов [1] в раннем диагенезе.

По данным палеомагнитных исследований изучаемые породы входят в палеомагнитную зону  $N_1T$  и характеризуются высокими значениями естественной остаточной намагниченности, существенный вклад в которую вносит биогенный магнетит. Размерность кристаллов магнетита ( $>0,1$

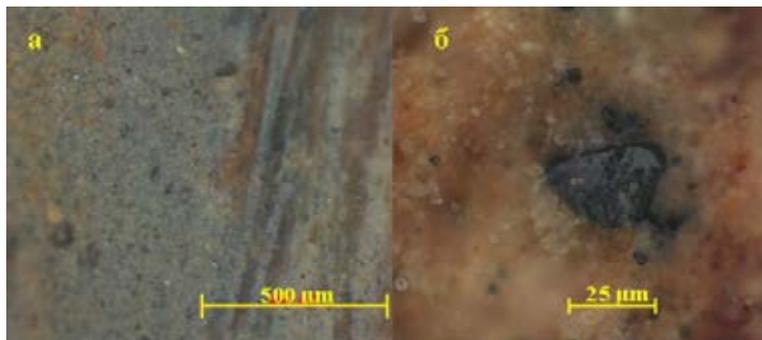


Рис. 3. Скопление мелких магнетитовых зерен в угленном участке породы (а), отдельный кристалл магнетита (б); свежий стил, алевролит, нижний триас

мкм) свидетельствует о его многодоменном магнитном состоянии, позволяющем фиксировать первичную компоненту естественной остаточной намагниченности горной породы. Его присутствие в красноцветных континентальных отложениях может являться признаком специфических условий осадконакопления, связанных с существенным влиянием железоизвлекающих микроорганизмов.

#### Литература

1. Бугина В. М., Георгиевский А. Ф., Дьяконов В. В., Марков В. Е. Биогенные магнетиты Горного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. – 2002. № 6. – С. 50-54.
2. Нургалиева Н.Г., Нургалиев Д.К., Чернова И.Ю., Косарева Л.Р., Халымбаджа И.В. Природа магнитных минералов в переходных фациях пермских отложений р. Кама // Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2006. – Т. 148, Кн. 4. – С. 113–125.
3. Fortin, D., Langley, S. Formation and occurrence of biogenic iron-rich minerals // Earth-Science Reviews – 72 (2005) – P.1 –19.
4. Bazylinski, D.A., Moskowitz, B.M. Microbial biomineralization of magnetic iron minerals: microbiology, magnetism, and environmental significance, in *Geomicrobiology: Interactions Between Microbes and Minerals* // Reviews in Mineralogy – 1997. Vol. 35 – P. 181–224.

# ЛИТОЛОГИЯ И МАГНЕТИЗМ ПОГРАНИЧНЫХ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА « ЖУКОВ » ОВРАГА

Ф.А. Муравьев, Ю.П. Балабанов

КФУ, Казань, *fedor.mouraviev@ksu.ru; balabanov-geo@mail.ru*

Граница перми и триаса в геологической истории Земли ознаменована мощными излияниями базальтов, с которыми связаны глобальные климатические изменения и изменения в развитии органического мира. Этот важнейший геологический рубеж давно привлекает внимание ученых и вызывает дискуссии, особенно при межрегиональной и межконтинентальной корреляции разрезов. В этой связи актуальной остается задача поиска и изучения наиболее представительных геологических разрезов пограничных отложений, в которых стратиграфический перерыв между пермью и триасом был бы минимальным. На территории Восточно-Европейской платформы одним из таких разрезов является разрез в овраге « Жуков », в бассейне р. Клязьма, в окрестностях г. Гороховец Владимирской области [1].

Разрез оврага « Жуков » представляет собой толщу преимущественно терригенных красноцветных отложений мощностью 50-70 м, четко разделяющуюся на две пачки по 25-30 м каждая. Нижняя пачка глинисто-мергелистая с прослоями доломитов и известняков, маломощными прослоями песков, верхняя – песчано-алевритовая, с русловыми врезами косослоистых песков в нижней части и палеопочвами в верхней (рисунок). Характер слоистости, состав и окраска пород, ископаемая фауна и флора [1] позволяют рассматривать данные образования как отложения мелководного внутриконтинентального бассейна и примыкающих к нему озерно-аллювиальных равнин в условиях полуаридного субтропического климата.

В процессе исследования образцов пермо-триасовых отложений методами палеомагнитного анализа, оптической и электронной микроскопии, электронного парамагнитного резонанса, рентгенографического анализа выявлены следующие особенности:

1. Терригенные породы изучаемого разреза имеют сходный минеральный состав и различаются долями обломочной, глинистой и карбонатной составляющей.
2. В обломочной фракции триасовых пород, наряду с кварцем и альбитом, появляется микроклин, что может свидетельствовать об участии вулканогенного материала в накоплении осадков. Карбонатная составляющая пород нижней пачки представлена доломитом, верхней – кальцитом.
3. Парамагнитные особенности большинства карбонатов схожи между собой – невысокое содержание  $Mn^{2+}$ , отсутствие электронно-дырочных центров,

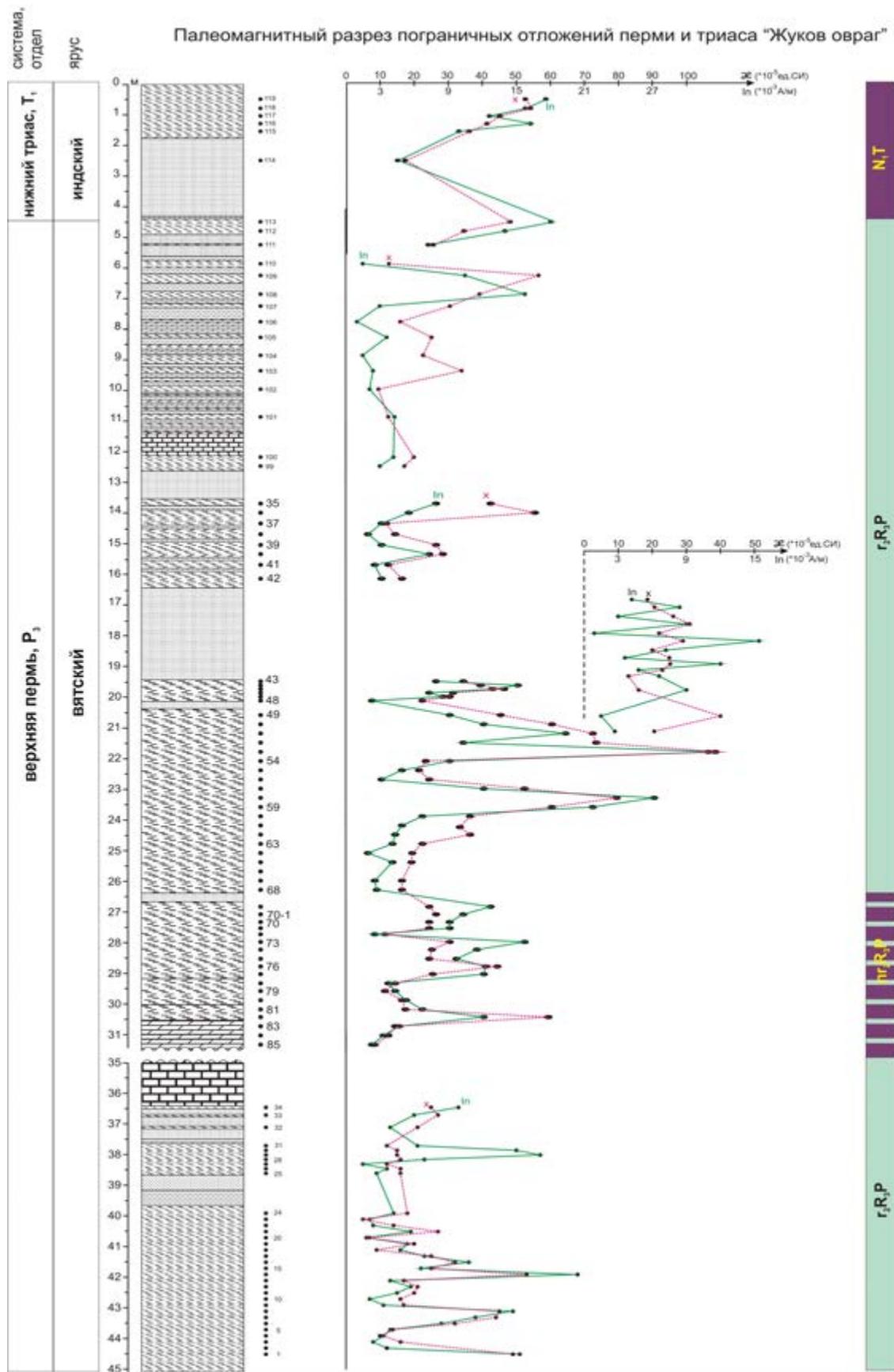


Рисунок. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика отложений перми и триаса оврага « Жуков » (с правой стороны от литологической колонки показаны места отбора палеомагнитных проб и указаны их номера)

органических радикалов [2]. Эти особенности характеризуют их как диагенетические преимущественно хемогенные.

4. Присутствие в породах остатков окремнелого растительного детрита свидетельствует о близком расположении суши и высоком щелочном резерве иловых вод.

5. Нитевидные образования разного состава – и в пермских, и в триасовых породах, в том числе железистые, – предполагают значительную роль бактериальных сообществ (или грибов) на раннедиагенетических стадиях формирования пород.

6. Распределение значений естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости (рисунок) образует тренды, подчеркивающие седиментационную цикличность и постепенность изменения условий на границе пермь-триас. В пользу постепенного изменения условий на этой границе в данном разрезе свидетельствует богатый палеонтологический материал, собранный специалистами ПИН РАН, Саратовского университета и других организаций [1].

7. Основными минералами – носителями естественной остаточной намагниченности горных пород являются магнетит, маггемит и гематит. Маггемит скорее всего развивается по магнетиту и представляет собой продукт окисления последнего на первой стадии его гипергенного изменения. Предполагается, что тонкозернистый магнетит имеет биогенное происхождение.

8. По данным дифференциального термомагнитного анализа участкам в разрезе с относительно повышенными магнитными свойствами отвечает наличие в горных породах главным образом магнетита и маггемита, а с пониженными – гематита.

9. Предположительно по результатам рентгено-структурного анализа отсутствие магнетита и маггемита в породах коррелируется с присутствием в них пеплового материала.

10. Активное проявление вулканической деятельности в отдельные интервалы позднепермской эпохи существенным образом тормозило биологическую активность, проявившуюся в данном случае в отсутствии бактериальных сообществ, ответственных за выработку магнетитовых образований.

#### Литература

1. *Сенников А. Г., Голубев В. К.* Пограничные отложения перми и триаса гг. Вязники и Гороховец (Владимирская область) // *Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии: Материалы V Международной конференции – Москва: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 2010 – С. 102-107.*

2. *Муравьев Ф.А., Галеев А.А.* Парамагнитные свойства как показатели литогенетических условий и вторичных изменений пермских карбонатных пород // *Типы седиментогенеза и их эволюция в истории Земли: материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. Т. II. С. 98-101.*

# СЕДИМЕНТОСФЕРА: ВЗГЛЯД ИЗ ОКЕАНА

**И.О. Мурдмаа**

*Институт океанологии им. П.П.Шириова РАН, Москва*

Суперсистема внешних геосфер Земли (атмосферы, гидросферы, криосферы, биосферы) должна быть дополнена седиментосферой, как сферой процессов седиментогенеза, приводящих к формированию стратисферы – слоистой верхней оболочки литосферы. Седиментосфера рассматривается здесь как функционирующая в настоящее время глобальная геосистема, охватывающая всю совокупность процессов седиментогенеза на планете Земля. Взаимодействие седиментосферы с атмосферой, гидросферой, криосферой, биосферой, литосферой происходит путем обмена веществом, энергией и информацией.

Седиментосфера представляет собой высший (геосферный) уровень организации фациальных систем, включающий как континентальные, так и морские (океанские) фации [4]. Настоящий доклад нацелен на освещение осадочного процесса, главным образом, в океанском сегменте седиментосферы. Работа основана на обобщении собственного опыта полувековых исследований литологии и фаций донных отложений современных океанов и морей.

Осадочный процесс в океанском сегменте седиментосферы обеспечивается, главным образом, массами терригенного и биогенного осадочного материала, баланс потоков которых определяет распространение на дне Мирового океана основных типов осадков: терригенных и биогенных. На них накладываются эпизодические, геологически мгновенные выбросы вулканокластического материала. Узко локализованные (на осях спрединга) подводные гидротермальные эксгаляции создают тела полиметаллических сульфидных руд, но их вклад в баланс вещества океанского сегмента седиментосферы ограничивается дополнительным поступлением в морскую воду некоторых рассеянных элементов (например, марганца).

Океанский седиментогенез подчинен трем главным типам зональности: циркумконтинентальной, климатической и вертикальной [1-5]. В описанном

Н.М. Страховым океанском литогенезе [6] я предложил выделить приконтинентальный (близкий к морскому) и пелагический типы седиментогенеза (литогенеза) [4, 5]. В приконтинентальной мегафациальной области доминирует терригенная седиментация, в пелагической – биогенная.

**Терригенный материал** поступает из континентального сегмента в виде твердых продуктов субаэральной денудации пород суши, выносимых в океан преимущественно крупными реками. Этот материал, прошедший через приустьевые маргинальные фильтры, перераспределенный гравитационными потоками и придонными течениями, создает приконтинентальную область повышенных скоростей терригенного осадконакопления с гигантскими глубоководными конусами выноса, шлейфами, осадочными хребтами, дрифтами.

Фациальная изменчивость терригенных отложений приконтинентальной области создается литодинамикой придонного нефелоидного слоя водной толщи, контролируемой гравитационной энергией рельефа дна и динамикой придонных течений.

Эоловая пыль поступает в атмосферу над океанами, в основном, из аридных зон континентов. Из атмосферы аэрозоли оседают в поверхностный слой океанской воды, пополняя запасы терригенной водной взвеси, участвуя в гемипелагической седиментации приконтинентальной области аридных зон, где эоловый материал может составлять существенную, а то и преобладающую часть терригенного осадочного материала. Тонкие фракции эоловой пыли разносятся стратосферными потоками над всей поверхностью Мирового океана, но их вклад в седиментогенез становится заметным только в пелагической области ничтожно малых скоростей осадконакопления.

**Биогенный осадочный материал**, представленный преимущественно известковыми ( $\text{CaCO}_3$ ) или кремневыми (аморфный  $\text{SiO}_2$ ) скелетными остатками и органическим веществом морских организмов, генерируется биосферой во всем Мировом океане. Количество вновь созданного биогенного осадочного материала определяется первичной продукцией (ПП)

фитопланктона в поверхностных водах океана. ПП зависит от поступления питательных веществ в эвфотическую зону фотосинтеза, где обитает флора кремневых (диатомеи) и известковых (кокколитофориды) микроводорослей. Вторичная продукция осадкообразующего зоопланктона (фораминифер, радиолярий, птеропод) контролируется пищевыми ресурсами, созданными фитопланктоном.

Планктоногенные известковые и кремневые осадки формируются в ходе пелагического седиментогенеза в условиях дефицита терригенного материала по отношению к продукции биогенных компонентов и скоростям их накопления [3, 5] (абсолютным массам [7]). Значительная доля биогенных минеральных компонентов и почти все органическое вещество подвергаются распаду на пути ко дну, а особенно на поверхности дна [2]. Критическая глубина карбонатакопления (КГК) отделяет фации менее глубоководных известковых осадков от абиссальных фаций бескарбонатных кремнисто-глинистых илов или пелагических (красных) глин.

Растворение биогенного кремнезема имеет плавный профиль и не создает на дне резких фациальных границ. Пелагическое кремненакопление ограничено тремя широтными поясами повышенной биологической продуктивности: северным и южным усеренными и экваториальным, приуроченным к зонам дивергенции [3]. Кремнистые и кремнисто-глинистые осадки в этих поясах распространены глубже КГК, тогда как на меньших глубинах развиты кремнисто-известковые осадки.

За пределами поясов кремненакопления, под центрами субтропических антициклонических круговоротов течений, на дне абиссальных котловин глубже КГК развиты фации пелагических (красных) глин, скорости накопления которых на больших площадях меньше 1 мм/ 1000 лет [4, 5].

Планктоногенное органическое вещество первичной продукции проходит в пелагиали через систему пищевых цепей, микробного и химического распада. Небольшая его доля оседает на поверхность дна, где почти полностью распадается в условиях крайне медленного осадконакопления. Относительное

господство биогенной седиментации не приводит к накоплению органического вещества в пелагической области.

В приконтинентальной области сочетание больших скоростей осадконакопления с высокой биопродуктивностью способствует формированию мощных толщ обогащенных органическим веществом тонкослистых (ламинированных) осадков.

Потоки вещества и энергии в седиментосфере управляются внешней информацией солнечной системы через закономерности атмосферы, гидросферы, биосферы с одной стороны и внутренней геодинамической информацией планеты, реализуемой в мегарельефе поверхности литосферы, с другой. Исследование способов передачи и сохранения информации в современной седиментосфере необходимо для решения обратной задачи фациального анализа: реконструкции палеообстановок геологического прошлого.

*Работа поддержана проектом РФФИ 11-05-01000а.*

#### Литература

1. Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадочного процесса в Мировом океане // Тр. Океаногр. комис., 1962. Т. 10, вып. 3. С. 3 – 8.
2. Безруков П.Л. (ред) Осадкообразование и магматизм океана. // Геология океана. Океанология. М.: Наука, 1979. – 415 с.
3. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. – 391 с.
4. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. – 303 с.
5. Мурдмаа И.О. Океанский пелагический литогенез. // Лит. и пол. ископ., 1991, № 5.
6. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. – 299 с.
7. Страхов Н. М. Проблемы современного и древнего осадочного процесса. Т. 1. - М.: Наука, 2008. – 495 с.

## **О МОБИЛИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА СТРАТИСФЕРЫ В ХОДЕ ПОДЗЕМНОЙ ВЕТВИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВОДЫ**

**Р. Х. Мусин, Р. З. Мусина, Д. А. Нигматуллина, Г. А. Тухватуллина**

*Казанский федеральный университет, г. Казань, rmusin@ksu.ru*

Особенностью развития многих геологических процессов является их циклический характер. Продолжительность циклов варьирует от суток и года (слойки роста кораллов, ленточные глины и др.) до 600-800 млн. лет (суперконтинентальный цикл Вилсона). Эти периодичности определяются разнообразными факторами и характеризуют эволюционное развитие Земли в целом.

Начало формирования стратисферы приходится на самые ранние этапы развития Земли (не позже 3,5 млрд. лет назад), и оно тесно связано с эволюцией гидросферы. Их объемы соответственно составляют – 1,02 млрд. км<sup>3</sup> (по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому [3]) и 2,5 млрд. км<sup>3</sup> (по Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дерпгольцу, 1971 [1]). Характерной чертой стратисферы является её частичное сложение водорастворимым веществом карбонатного, сульфатного и галоидного составов, масса которых достигает  $7,3 \cdot 10^8$  млрд. т [3]. А гидросфера отличается тесной взаимосвязанностью разнотипных её составляющих за счет проявления круговоротов воды, наиболее масштабным из которых, в настоящее время, является гидрологический круговорот, с ежегодным объемом вовлеченной в него воды – 577 тыс. км<sup>3</sup> [1]. Подземная ветвь этого круговорота, начинающаяся с инфильтрации атмосферных осадков, характеризующихся минимальным солесодержанием (обычно не более 50-70 мг/дм<sup>3</sup> в техногенно слабо нарушенных районах), и заканчивающаяся разгрузкой подземных вод в поверхностные водотоки и водоемы, где минерализация подземных вод в большинстве случаев превышает 100-200 мг/дм<sup>3</sup>, приводит к подземной химической денудации. Интенсивность мобилизации вещества земной коры в ходе подземной ветви гидрологического круговорота определяется, в первую очередь, степенью увлажненности территорий, а также водопроницаемостью и растворимостью пород

геологического разреза. Одним из показателей подземной химической денудации является условная скорость снижения земной поверхности, которая для территории бывшего Советского Союза варьирует, по В. П. Звереву, – от менее 0,1 до более 3,0 см/1000 лет [2]. С. Л. Шварцевым был определен химический вынос вещества потоками подземных вод в основных ландшафтных зонах земного шара. Суммарный вынос в умеренной зоне изменяется от 8-14 (ландшафтные зоны, соответственно, тундры и степи) до 31-39 (лесостепь и зона южной тайги) т/год\*км<sup>2</sup> [4].

В данной статье роль наиболее широко распространенных осадочных пород в формировании состава подземных вод и масштаб подземной химической денудации рассматриваются на примере района окрестностей с. Печищи, расположенного на правом берегу р. Волга (Куйбышевское водохранилище), западнее г. Казани, и широко известного как область стратотипических и опорных разрезов казанского и уржумского ярусов средней перми. Верхняя часть разреза сложена здесь комплексом полигенных пермских и четвертичных отложений. На урзе водохранилища (НПУ – 53 м) вскрываются морские сероцветные сульфатно-терригенно-карбонатные образования нижне- и верхнеказанского подъярусов. Абсолютные отметки их распространения – 0-100 м. Казанские отложения с незначительным размывом перекрываются пестроцветной толщей аллювиально-озерных карбонатно-терригенных образований уржумского яруса мощностью 60-70 м, а наиболее верхние гипсометрические уровни – 150-190 м – сложены красноцветными терригенными породами северодвинского яруса. На большей части территории пермские образования перекрыты 1-8 м чехлом четвертичных элювиально-делювиальных суглинков, максимальной же мощностью – до 10-15 м – четвертичные образования характеризуются в относительно крупных речных долинах, обладающих шириной до 0,5 км и направленных к водохранилищу. Гидрогеологическую модель Печищинского полигона можно представить в виде двухслойной толщи, осложненной на локальных участках линейными зонами четвертичных врезов. Верхняя часть этой толщи соответствует

образованиям северодвинского и уржумского ярусов, характеризующихся незакономерным чередованием в разрезе слабо выдержанных по латерали прослоев с резко варьирующей водопроницаемостью. Нижняя же часть толщи представлена высокопроницаемыми трещиноватыми латерально выдержанными пачками сульфатно-карбонатных пород казанского яруса. Совокупность литолого-фациальных особенностей и фильтрационных параметров данной модели (верхней части разреза гидрогеосферы до уровня водохранилища) обуславливают – преобладание в разрезе вертикальной нисходящей фильтрации; локальную обводненность уржумских отложений, что проявляется наличием многочисленных нисходящих родников с расходом до 2-3 л/с и поверхностного стока в тальвегах оврагов, который исчезает при пересечении эрозионными ложбинами казанских отложений; преимущественную сдренированность верхней части образований казанского яруса; отсутствие выдержанных водоносных горизонтов до базисного уровня дренирования. Химические составы подземных вод уржумских и верхней части казанских отложений, а также поверхностных вод небольших водотоков на большей части территории, вне пределов населенных пунктов, практически идентичны. Это гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные, кальциевые или магниевые-кальциевые воды с минерализацией, преимущественно, 0,25-0,5 г/дм<sup>3</sup> и преобладающей общей жесткостью – до 5-6 ммоль/дм<sup>3</sup>. Формирование состава этих вод связано с процессами углекислотного выщелачивания карбонатно-терригенных пород, что подтверждается проведенными нами анализами водных вытяжек с основных разновидностей пермских пород, а также почв и покровных четвертичных образований (при подготовке водных вытяжек использовалась вода варьирующего состава – дистиллированная; талая снеговая вода района с. Печищи, имеющая сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав и минерализацию 0,07 г/дм<sup>3</sup>, что примерно соответствует среднему составу атмосферных осадков в данном регионе (таблица)).

*Характеристика водных вытяжек на основе талой снеговой воды*

Литотипы	Индекс возраста	Минерализация (мг/дм <sup>3</sup> )	Жесткость (ммоль/дм <sup>3</sup> )
Почва	Q	237 (168)	2,1 (1,8)
Суглинок	Q	208-266 (139-197)	0,6-1 (0,3-0,7)
Песчаник	P <sub>3sd</sub>	95-123 (26-54)	0,5-0,6 (0,2-0,3)
Алевролит	P <sub>2ur</sub>	186 (117)	1,4 (1,1)
Глина	P <sub>2ur</sub> -P <sub>3sd</sub>	132-281 (63-212)	1,2-2,4 (0,9-2,1)
Глин.-карб. мука	P <sub>2ur</sub>	132 (63)	0,9 (0,6)
Мергель	P <sub>2ur</sub> -P <sub>2kz<sub>2</sub></sub>	148-228 (79-159)	1,1-1,2 (0,8-0,9)
Известняк	P <sub>2ur</sub>	141-285 (72-216)	1,4-2,8 (1,1-2,5)
Доломит	P <sub>2kz<sub>2</sub></sub>	174-227 (105-158)	2,4-3,0 (2,1-2,7)

*Примечание. В двух последних графах первые цифры отражают абсолютные значения, а цифры в скобках – приращения соответствующих параметров относительно характеристик первичной (снеговой) воды.*

Таким образом, формирование состава как поверхностных, так и подземных вод на большей части исследованной территории определяется, в первую очередь, взаимодействием атмосферных осадков с почвами и породами геологического разреза. Здесь, при величине атмосферных осадков 500 мм/год, их средней минерализации 50 мг/дм<sup>3</sup>, доле в формировании подземного стока – 15-20 %, минерализации родниковых вод – 300 мг/дм<sup>3</sup> и плотности выщелачиваемых пород 2,2 г/см<sup>3</sup>, величина снижения земной поверхности, за счет взаимодействия подземных вод с породами (или скорость подземной химической денудации), составляет ~1,0 см/1000 лет.

## Литература

1. *Всеволожский В.А.* Основы гидрогеологии. – М.: Изд-во МГУ, 2007. – 448 с.
2. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / под ред. Е. В. Пиннекера. – Новосибирск: Наука, 1982. – 239 с.
3. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. – М.: Недра, 1990. – 480 с.
4. *Шварцев С. Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1978. – 287 с.

## ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ

**В.М. Мухин**

*СГУ, Саратов, muchin@ info.sgu.ru*

В северо-западной части Чёрного моря и заливах в более чем 400-х точках были проведены замеры потенциала Eh, температуры и рН грунтов, поднятых дночерпателем. Пробы осадков были подвергнуты химико-битуминологическому анализу с определением карбонатности, Сорг, гуминовых веществ, спирто-бензольного и хлороформенного битумоидов, а также форм реакционноспособного железа и серы сульфидной. По аналитическим данным рассчитывалось количество углерода, пошедшее на редукцию окисных минеральных форм, суммарная концентрация аутигенно-минералогических форм железа, процентное содержание в ней железа сульфидного и коэффициент восстановленности осадка «К». Этот коэффициент представляет собой отношение исходного содержания органического углерода в осадке к сумме реакционноспособных форм железа. Он показывает соотношение восстановителей и окислителей в осадках.

Условия, благоприятные с точки зрения накопления нефтематеринских пород, характеризуются следующими признаками: низкими отрицательными значениями потенциала Eh; высоким содержанием лабильных органических веществ; низким содержанием минеральных окислителей, преобладанием сульфидных форм железа над окисными.

В большинстве случаев существует прямая связь между интенсивностью редукции окисленных минеральных форм и концентрацией Сорг в осадках. Легкогидролизуемые вещества распределяются в прямой связи с общей концентрацией органического вещества, однако, доля их в его составе проявляет тенденцию к обратной зависимости. При одинаковом соотношении концентраций органического вещества и окисленных минеральных форм в

осадке, потери органики на редукцию будут тем выше, чем больше в её составе лабильных компонентов. Следовательно, для одинаковых фациальных условий по редукционным потерям можно судить о том, в каком направлении развивались окислительно-восстановительные процессы в геологическом прошлом. Однако заниженный процент потерь органического вещества может свидетельствовать не о сохранившемся высоком потенциале органического вещества, а являться следствием накопления гумусового материала. Об этом же может говорить и пониженное содержание доли сульфидного железа в сумме его реакционноспособных форм.

При селективном окислении органического вещества, в нём возрастает содержание битумоидов (вследствие остаточного накопления).

В изученных осадках наблюдаются следующие ситуации, определяющие направление развития окислительно-восстановительных реакций, а, следовательно, и изменения условий накопления потенциально нефтематеринских пород по геохимическому фактору:

I. *Исходное содержание  $C_{org}$  более 0,5%. Коэффициент битумоидности увеличивается от 0,1 до 0,6, коэффициент  $K$  уменьшается от 1,2 до 0,6, содержание сульфидного железа уменьшается от 28 до 1% от суммы его реакционноспособных форм.* - В этом случае энергетический потенциал органического вещества близок к истощению. Минеральные окислители в основном прореагировали. Окислительно-восстановительные реакции замедляются. Потенциал  $E_h$  сохраняет высокие значения, то есть условия для накопления нефтематеринских пород неблагоприятны.

II. *Исходное содержание  $C_{org}$  менее 0,5%. Коэффициент битумоидности увеличивается от 0,6 до 3,5, коэффициент  $K$  уменьшается от 0,6 до 0,04, соответственно содержание сульфидного железа уменьшается от 48 до менее 1% от суммы его реакционноспособных форм.* – В этом случае также энергетический потенциал органического вещества близок к истощению. Физико-химические реакции в исходных грунтах обеспечивались достаточным количеством оксигенов, даже в условиях больших глубин с затруднённым

доступом кислорода из придонных вод, условия для накопления нефтематеринского вещества неблагоприятны.

III. *Исходное содержание Сорг более 0,5%. Коэффициент битумоидности увеличивается от 0,1 до 0,6, коэффициент К возрастает от 0,1 до 1,2, содержание сульфидного железа возрастает от 1 до 30% от суммы его реакционноспособных форм.* – Подобное сочетание геохимических параметров указывает на то, что битумоидность ОВ возрастает за счёт того, что дефицит минеральных окислителей побуждает анаэробную микрофлору обращаться к так называемому «конституционному дыханию» [2]. В такой обстановке анаэробные бактерии выступают в роли активных жиरोобразователей [1], заметно пополняющих баланс углеводородных компонентов ОВ. С другой стороны увеличение Сорг исх. к сумме реакционноспособных форм железа (коэффициента К) указывает как на увеличение абсолютных масс ОВ, так и его легкогидролизуемых компонентов, что и определяет высокий энергетический потенциал исходного нефтематеринского вещества.

IV. *Исходное содержание Сорг менее 0,5%. Коэффициент битумоидности возрастает от 0,6 до 3,5, коэффициент К при этом изменяется от 0,1 до 0,6, а содержание сульфидного железа возрастает от 1 до 22% от суммы его реакционноспособных форм.* – Рост коэффициента К и содержания сульфидного железа на фоне роста битумоидности при небольших концентрациях ОВ говорит о том, что увеличение относительного содержания битумоидов происходит за счёт окисления высокоактивного органического материала. Если при I и II распределении геохимических показателей битумоидность возрастает с ростом концентрации окислителей (коэффициент К уменьшается), то здесь, наоборот, возрастает концентрация ОВ (коэффициент К увеличивается), причём, рост доли сульфидного железа указывает на то, что одновременно с ростом содержания активного ОВ, ресурсы окислителей истощаются. Подобное развитие окислительно-восстановительных реакций

указывает на благоприятные условия для формирования нефтематеринского потенциала осадков.

Полученные данные сведены в нижеследующую таблицу.

<b>Eh + ,неблагоприятные условия</b>			<b>Eh -, благоприятные условия</b>		
$\beta$	K	% FeS	$\beta$	K	% FeS
<b>Сорг <math>\geq</math> 0,5</b>					
<b>I</b>			<b>III</b>		
0,1	1,2	28	0,1	0,1	1
0,2	0,9	18	0,2	0,35	4
0,3	0,8	10	0,3	0,65	14
0,4	0,7	5	0,4	0,9	22
0,6	0,6	1	0,6	1,2	30
<b>Сорг <math>\leq</math> 0,5</b>					
<b>II</b>			<b>IV</b>		
0,6	0,6	48	0,6	0,1	1
0,7	0,5	38	0,7	0,15	3
0,9	0,4	22	0,9	0,25	8
1,2	0,3	6	1,2	0,35	12
1,5	0,2	1	1,5	0,4	14
2,0	0,15	$\leq 1$	2,0	0,45	16
2,5	0,1	$\leq 1$	2,5	0,5	18
3,0	0,05	$\leq 1$	3,0	0,55	20
3,5	0,04	$\leq 1$	3,5	0,6	22

#### Литература

1. Селибер Г.Л., Катанская Г.А. Влияние затруднённого доступа воздуха на образование жира микроорганизмами // ДАН СССР, 1951, т. 76, №5, С. 727-730.
2. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970. – 309 с.

# КАОЛИНИТ В СРЕДНЕКАРБОНОВЫХ КАМЕННЫХ УГЛЯХ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

**А.В. Наставкин**

*Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, geo\_alex@mail.ru*

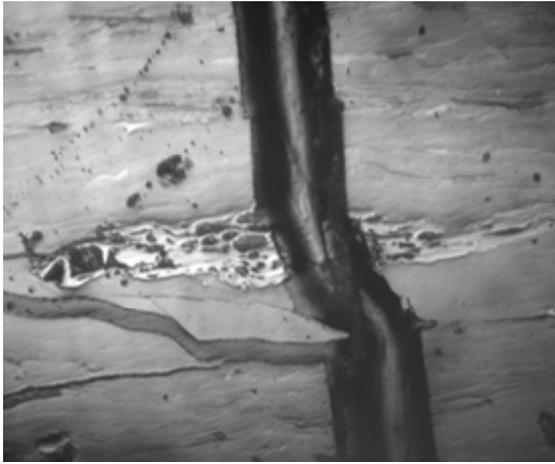
Традиционно для петрографического анализа углей используют метод определения групп мацералов, для чего исследуют аншлиф-брикет под микроскопом в отраженном свете и идентифицируют мацералы в иммерсионной среде, сравнивая их по показателю отражения, цвету, морфологии, высоте микрорельефа, структуре, степени ее сохранности [2].

Глинистые минералы в углях в отраженном свете характеризуются темно-серым цветом с коричневым оттенком, имеют тонкозернистое или чешуйчатое строение. Они на 50% и более сложены частицами размером от 2 до 100 мкм, не имеют рельефа, встречаются в виде линз, прослоек или в виде тонко рассеянных частиц среди коллинита, иногда заполняют клеточные полости в микрокомпонентах с видимой анатомической структурой. В иммерсии — темно-серые, почти черные [1].

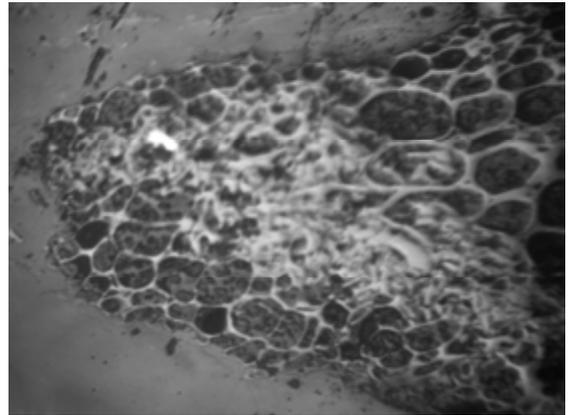
Для электронно-микроскопического изучения углей применялся сканирующий электронный микроскоп VEGA II LMU (фирмы Tescan) с системами энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT (с безазотным детектором X-Act ADD).

Петрографическому и электронно-микроскопическому изучению были подвергнуты аншлиф-штуфы каменных углей Донецкого бассейна пласта l<sub>7</sub> и пластов h<sub>3</sub>, h<sub>4</sub> шахты Наклонная.

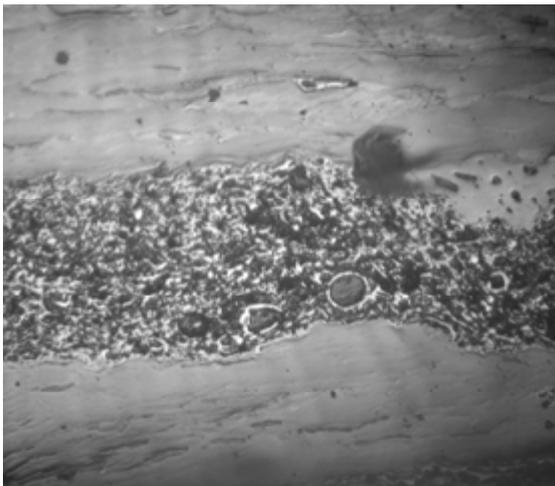
Традиционное петрографическое изучение этих углей показало, что угли полосчатые, трещиноватые, трещины развиты по напластованию и вертикально секущие. Основная масса угля гелифицированная, однородная. Содержание микрокомпонентов группы витринита превышает 80%. Микрокомпоненты группы инертинита представлены линзами фюзинита (рис. 1) и семифюзинита (рис. 2). Клеточные полости в инертините часто



*Рис. 1. Инертинит, пересекаемый трещиной*



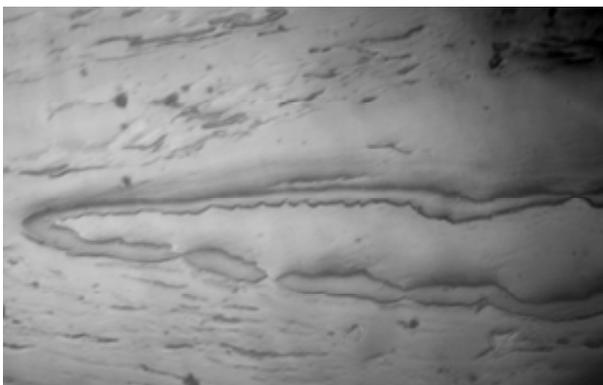
*Рис. 2. Инертинит клеточного строения*



*Рис. 3. Инертинит, клеточные полости заполнены нерудными минералами*



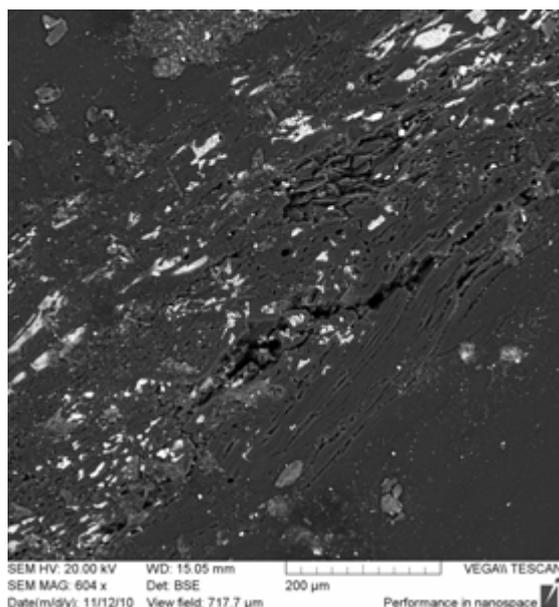
*Рис. 4. Инертинит с минеральным веществом в клеточных полостях, в том числе с сульфидами железа*



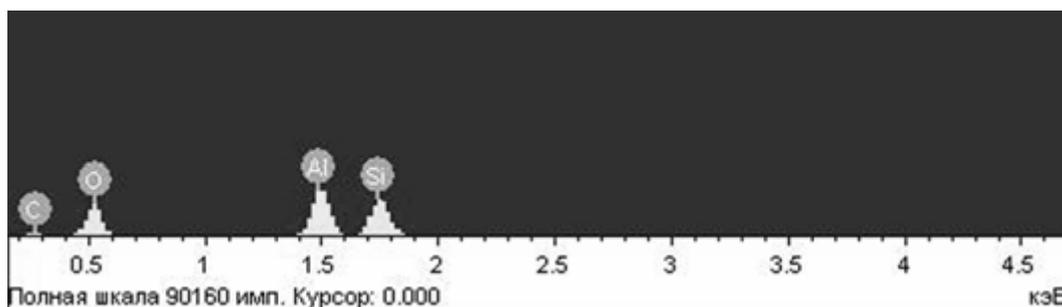
*Рис. 5. Фрагмент кутикулы*



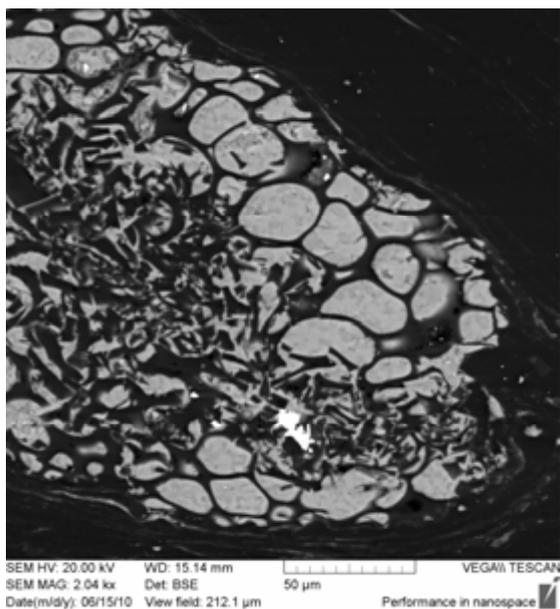
*Рис. 6. Минеральное вещество (кварц ?)*



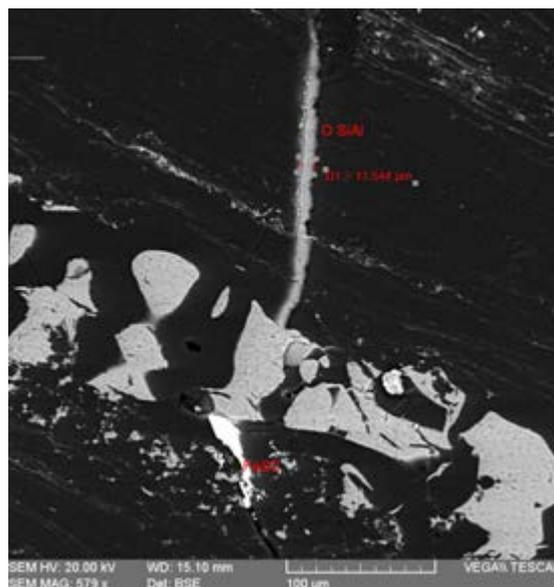
*Рис. 7. Каолинит (белое) в общей массе угольного ОБ*



*Рис. 8. Энергетический спектр каолинита, полученный на ЭДС-микроспектроанализаторе*



*Рис. 9. Каолинит (серое) заполняет клеточные полости в инертините*



*Рис. 10. Пирит (ярко-белое) и каолинит (серое) заполняют клеточные полости в инертините*

заполнены нерудным минеральным веществом (рис. 3) и редкими сульфидами железа (рис. 4). Микрокомпоненты группы липтинита представлены споринитом (оболочками микроспор) и кутинитом (рис. 5). Минеральное вещество представлено также редким жильным кварцем (рис. 6).

При электронно-микроскопическом изучении этих углей были обнаружены скопления каолинита размером около 80 мкм, приуроченные в основном к инертинитовым прослоям (рис. 7, 8, таблица). Клеточные полости диаметром до 35 мкм в инертините заполнены каолинитом (рис. 9), очень редко — сульфидами железа (рис. 10).

Таким образом, петрографическое изучение минеральных компонентов углей традиционными оптическими методами и дальнейшее их электронно-микроскопическое изучение показали высокую степень сходимости результатов их определения. При этом электронно-микроскопический анализ углей позволил различить их наноструктуру и микротрещиноватость, уточнить минеральный состав глинистых минералов.

Таблица

*Элементный состав каолинита в угле, в весовых %*

Спектр	O	Al	Si	Итог
Спектр 1	58,49	20,11	21,40	100,00

#### Литература

1. Межгосударственный стандарт ГОСТ 9414.1-94. Уголь каменный и антрацит. Методы петрографического анализа. Часть 1. Словарь терминов. – Минск: Межгосударственный совет по стандартизации, метрологии и сертификации, 1994. – С. 12-13.
2. Межгосударственный стандарт ГОСТ 9414.3-93. Уголь каменный и антрацит. Методы петрографического анализа. Часть 3. Метод определения групп мацералов. – Минск: Межгосударственный совет по стандартизации, метрологии и сертификации, 1995. 9 с.

## УГЛЕВОДОРОДЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.А. Немировская<sup>1</sup>, В.В. Сивков<sup>2</sup>, К.С. Шельтинг<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ИО РАН, Москва, *nemir@ocean.ru*

<sup>2</sup> АО ИО РАН, Калининград, *sivkov@kaliningrad.ru*

<sup>3</sup> ООО «Сварог», Москва, *scheltinga@mail.ru*

При разведке, обустройстве и эксплуатации нефтегазовых месторождений обычно проводятся мониторинговые исследования состояния окружающей среды, в том числе определение загрязнения этих районов нефтью. Основную массу (до 95%) нефти и нефтепродуктов составляют углеводороды (УВ). Современная система экологического мониторинга из-за сложности анализа основана на определении содержания УВ, которые называют нефтяными (НУ). Поэтому понятие нефтяное загрязнение подменяется понятием углеводородное загрязнение. В морских геоэкосистемах донные осадки и условия их накопления отражают интегрированную во времени сумму веществ из различных сфер Земли. В связи с этим, в последние годы во многих программах по мониторингу природной среды предпочтение отдается анализу донных осадков, а не воде, которая в большей степени подвержена сезонным колебаниям.

Распределение органических соединений (ОС) в донных осадках в значительной степени зависит от степени их дисперсности. При переходе от песков к илам, содержание  $C_{\text{орг}}$  обычно увеличивается и между дисперсностью осадков и  $C_{\text{орг}}$  существует зависимость с коэффициентами корреляции ( $r$ )  $> 0.8$ . Распределение УВ в большинстве случаев также определяется гранулометрическим типом осадков. Илистые отложения (особенно при доминировании фракции  $< 0.1$  мм) легко поглощают органические соединения, в том числе и УВ из водной толщи с взвесью. Максимальными сорбционными способностями по отношению к УВ обладают каолинит и иллит.

В Балтийском море в районе месторождения Кравцовское (платформа Д-6) (104 рейс НИС «Профессор Штокман») донные осадки в основном

относятся к песчанистым отложениям с большим количеством мелкой гальки магматических пород, в которых в отдельных случаях были видны линзы черного цвета. Эти осадки отличались высокими концентрациями алифатических УВ. Летом 2010 г. их содержание в районе платформы Д-6 изменялось в интервале 6-55 мкг/г (рис. 1), а в составе  $C_{орг}$  - 6.0-53.4 %.

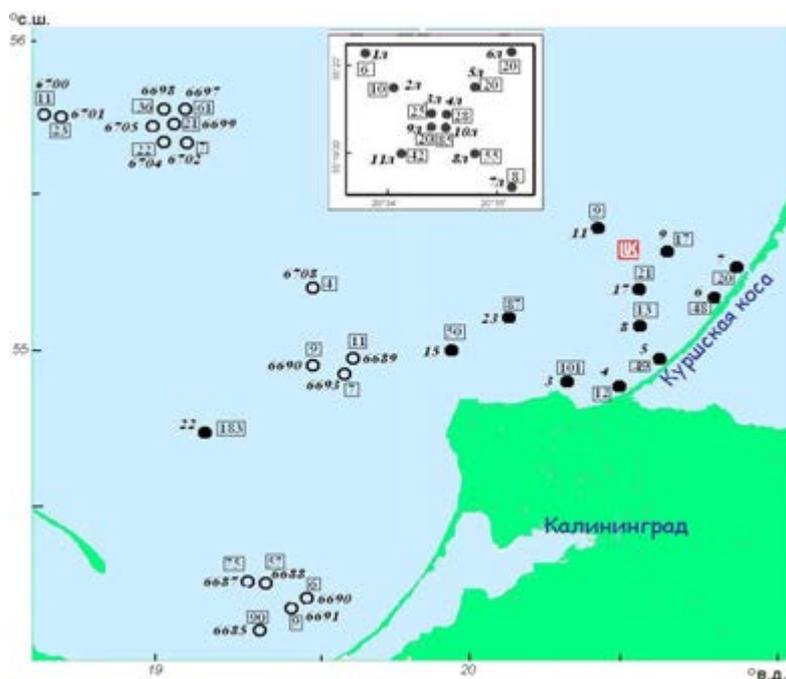


Рис. 1. Схема отбора проб донных осадков летом 2010 г.; светлые кружки – 103 рейс НИС «Профессор Штокман», темные кружки – 104 рейс НИС «Профессор Штокман», в квадратах содержание УВ в мкг/г., врезка - полигон в районе платформы Д-6

На некотором удалении от платформы Д-6 концентрации УВ снижались и в среднем составили 29.4 мкг/г. За пределами полигона в районе платформы Д-6 повышенные их концентрации установлены в прибрежных песчанистых осадках (в среднем 46.2 мкг/г, 20.5% от  $C_{орг}$ ) с максимумом на ст. 3 – 101.2 мкг/г. Состав алканов и конфигурация хроматограмм указывали на преимущественно нефтяное происхождение УВ, как в осадках вблизи платформы Д-6, так и в прибрежных.

Наиболее высокие концентрации установлены в алевроито-пелитовых илах на станциях 22 и 23 с глубиной >100 м - (87-183 мкг/л, рис. 1). Однако в составе  $C_{орг}$  доля УВ оказалась довольно низкой – 0.13-0.42%. Дифференциация осадочного материала в зонах повышенной

гидродинамической активности приводит к тому, что при понижении дна происходит образование илистых отложений с высоким содержанием ОВ.

Примечательно, что и ранее песчаные осадки в районе платформы Д-6 отличались повышенными концентрациями УВ в пересчете на сухую массу (до 480 мкг/г) и в составе  $C_{орг}$  (до 83%, то есть ОВ осадков состояло практически из УВ). В коричневатом мелкозернистом песке здесь были отмечены черные линзы.

В западной части исследуемого района (103 рейс НИС «Профессор Штокман», рис. 1) содержание  $C_{орг}$  при переходе от илов к песчаным осадкам, расположенным на подводном склоне Самбийского полуострова, изменялось: от 0.07 до 4.91%. Концентрации УВ колебались в интервале 4 - 89.5 мкг/г; а доля УВ в составе  $C_{орг}$  - 0.07 - 0.8%. Состав алканов оказался довольно постоянным и во всех пробах доминировали терригенные, аллохтонные гомологи, т.е. отличался от района платформы Д-6.

В Баренцевом море в районе Штокмановского газо-конденсатного месторождения (ШГКМ) по данным литолого-минералогических исследований, донные осадки представлены в основном пелитами (с частицами  $\leq 0,01$  мм) с небольшой примесью алевритового материала (0.1-0.01 мм). Распределение концентраций  $C_{орг}$  определялось гранулометрическим типом осадков ( $r_{C_{орг}-Вл}=0.89$ ) и с глубиной захоронения их концентрации традиционно снижались. Напротив, содержание УВ увеличивалось в осадочной толще в среднем в 2 раза к слою 22 см. Между распределением УВ,  $C_{орг}$  и влажностью связи отсутствовали  $r_{C_{орг}-УВ}=-0.48$ . В низкомолекулярной области доминировали легкие микробильные алканы, а в высокомолекулярной – нефтяные.

Аналогично району ШГКМ распределялись УВ и  $C_{орг}$  в Баренцевом море на участках, где были опробованы воронкообразные углубления морского дна, образование которых может быть связано либо с процессами вытаявания погребенного льда («potholes»), либо с разгрузкой на поверхность морского дна газа (rockmarks). В толще осадков содержание  $C_{орг}$  уменьшалось, а УВ – увеличивалось (рис. 2). Между содержанием  $C_{орг}$  и влажностью осадков здесь

наблюдалась зависимость с высоким коэффициентом корреляции:  $r(\text{Вл.}-C_{\text{орг}})=0.89$  и полностью отсутствовали связи между распределением УВ, Вл. и  $C_{\text{орг}}$ :  $r(\text{Вл.}-\text{АУВ})=-0.30$ ,  $r(C_{\text{орг}}-\text{АУВ})=-0.09$ . Последнее может указывать на поступление УВ не связанных с взвесью.

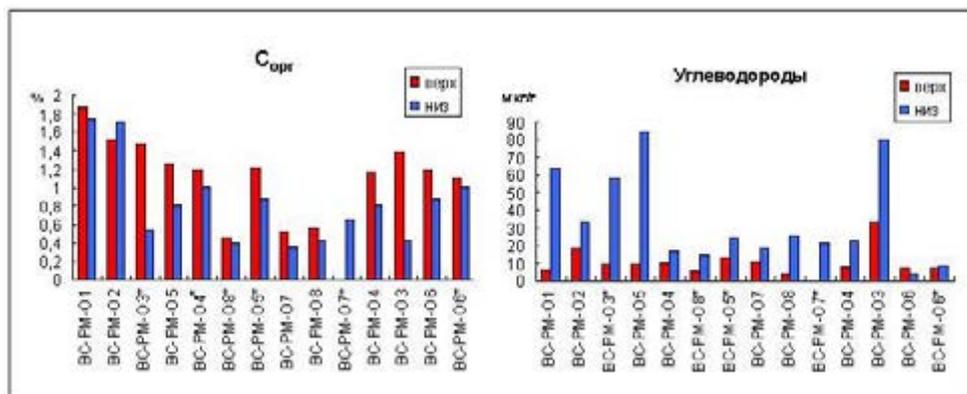


Рис. 2. Изменение концентраций  $C_{\text{орг}}$  и УВ в толще донных осадков Баренцева моря, в районе, где были обнаружены покмарки

Однако по данным акустического профилирования в районах распространения воронок признаков газонасыщения осадков (следов миграции газонасыщенных флюидов в толще осадков) не наблюдалось. Не были установлены макроскопические признаки газонасыщенности и в разрезах современных осадков со дна воронок. Только в одном случае на срезе колонки осадков было отмечено образование каверны, возможно связанное с высвобождением газа.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в районах месторождений гранулометрический фактор не является определяющим в распределении УВ в осадках. Большая изменчивость концентраций УВ в зависимости от времени исследования обусловлена разной скоростью их поступления из осадочной толщи.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ООО «ЛУКОЙЛ-КМН», ООО «Сварог» и Программа №21 президиума РАН.*

**СВЯЗЬ РУДНОСНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
С МАТЕРИНСКИМИ ЖЕЛЕЗИСТЫМИ КВАРЦИТАМИ  
(БОЛЬШЕТРОИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ,  
БЕЛГОРОДСКИЙ РАЙОН КМА)**

**И.И. Никулин**

*ООО «Белгородская горнодобывающая компания», Белгород, ivnikulin@rambler.ru*

Богатые железные руды сформировались в довизейской коре выветривания, развитой на железистых кварцитах курской серии. Железорудная кора выветривания находится под палеоген-каменноугольным осадочным чехлом мощностью 425-510 м. В основании нижнекаменноугольных отложений почти повсеместно, особенно в понижениях древнего рельефа, прослеживаются переотложенные богатые железные руды мощностью от 0 до 20 м. Во многих случаях под ними залегают выветрелые надрудные сланцы  $kt_4$ , частично преобразованные в бокситы, железо-глиноземистые руды, каолиниты и др. мощностью до 60-70 м. Мощность железорудной коры варьирует от 80 м до 300 м на железистых кварцитах и до 50-70 м – на сланцах, по которым местами образовывались бокситы.

По предыдущим представлениям [1, 3] структура Большетроицкого месторождения рассматривалась как система прямых симметричных складок (рисунок). Полученная в процессе разведочных работ геологическая информация требует пересмотра устоявшихся представлений о геологическом строении месторождения.

Выявлены две рудоконтролирующие разрывные структуры - малоамплитудные зоны дробления (повышенной проницаемости), вдоль которых мощность рудной залежи резко возрастает в 1,5-3 раза. Плащеобразная форма зоны окисления железистых кварцитов вдоль двух зон повышенной трещиноватости приобретает черты так называемого линейного морфологического типа с увеличением мощности в 1,5-3 раза: от 100-150 до 200-300 м по профилям V и V +400 и от 50-60 до 150 м по профилю V - 400. Рудоносные породы коры на юго-западе и северо-востоке полностью или почти

полностью выклиниваются. Верхняя сланцевая подсвита коробковской свиты ( $PR_1kr_4$ ) подстилается преимущественно железисто-кварцитовыми и кварцито-сланцевыми образованиями, за счет которых сформировались богатые руды. Эта толща прослежена нами на глубину до 300 м. Если мощность  $kr_3$  составляет около 100-120 м (рисунок, а), то мы ее полностью пересекли, как и следующую – среднюю сланцевую подсвиту  $kr_2$ , мощность которой оценивалась [2] в 25-40 м. Отсюда, на забое многих скважин должны находиться породы  $kr_1$ . Восточнее скважины 781 наличие сланцев не подтвердилось. Мощность  $kr_{1-3}$  не определена, так как разведочные скважины не достигли стойленской свиты. По предыдущим данным, она достигает 600-650 м, а всей коробковской свиты, с добавлением  $kr_4$ , около 700-800 м. Складчатая структура месторождения в процессе разведочных работ подтверждения не нашла (рисунок, б). Судя по расположению контактов  $kr_4/kr_{1-3}$ , зафиксированных в 14 скважинах, вся коробковская свита полого (под углами 5-10°, иногда 20-30°) погружается к северо-западу, а на северном фланге месторождения, вероятно, к север-северо-западу. Не исключено наличие слабо выраженных пологих складок с размахом крыльев 200-400 м, а также более интенсивных складок следующего порядка (десятки метров).

Главный минерал слабо сцементированных руд – мартит (и марти-тизированный магнетит). Практически мономинеральные его скопления относятся к рыхлым породам. При частичном замещении его гидрогематитом образуются красноватые глиноподобные разновидности, а лимонитом – бурые до жёлтых. Наложение более поздней минеральной ассоциации (гематит, сидерит, кальцит, шамозит и др.) привело к частичной цементации названных выше типов руд.

Таким образом, в разрезе курской серии нижнего протерозоя участвует, не выделявшаяся ранее, верхняя сланцевая подсвита коробковской свиты –  $kr_4$ , которая считалась полностью эродированной. Нижележащие железистые кварциты и кварцито-сланцы, относимые к подсвитам  $kr_1$  и  $kr_3$ , не разделены, как принято считать, четко выраженной сланцевой подсвитой  $kr_2$ . Поэтому, следуя традиции

четырёхчленного деления коробковской свиты, мы выделяем в ней верхнюю сланцевую –  $kr_4$  и нижнюю железисто-сланцево-кварцитовую ( $kr_{1-3}$ ) части

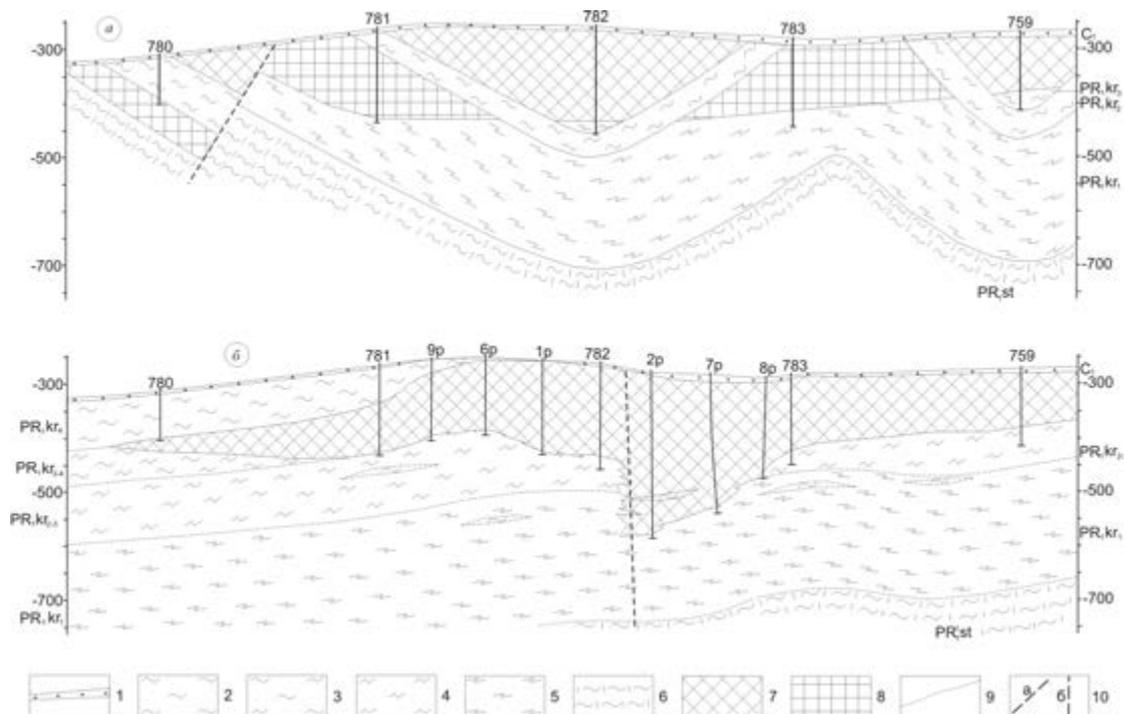


Рис. 1. Схематический геологический разрез по профилю V Большетроицкого месторождения (Западный участок)

а) по результатам поисково-оценочных работ 1960-65 гг. и б) по результатам разведочных работ 2008-10 гг.; 1 - базальный горизонт  $C_1$ -отложений, рудные конгло-брекчии; 2 - выветрелые филлитовидные сланцы, бокситы, Fe-Al-породы  $PR_1kr_4$ , прослой сланцев среди Fe-кварцитов  $kr_{2,3}$ ; 3 - толща, переходная от сланцев к Fe-кварцитам; 4 - Fe-кварциты,  $kr_{2,3}$ ; 5 - Fe-кварциты,  $kr_1$ ; 6 - филлитовидные сланцы,  $PR_{1st}$ ; 7 - богатые Fe-руды в  $kr_{2,3}$ ; 8 - богатые Fe-руды в  $kr_1$ ; 9 - предполагаемые (условные) границы; 10 - предполагаемые разломы (а); ось зоны дробления (б)

Следует считать довизейскую железорудную кору выветривания Большетроицкого месторождения пологой моноклиалью, которая интенсивно гофрирована только на уровне мелкой складчатости. Установленный структурный аналог в Белгородском рудном районе – Висловское месторождение, предполагаемый – соседнее Шемраевское. Морфологический тип – линейно-плащеобразный.

#### Литература

1. Клекль Н., Большетроицкое месторождение / И.Н. Леоненко, И.А. Русинович, С.И. Чайкин // В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии, т. III, Железные руды. М.: «Недра», 1969. С. 181-191.
2. Романов И.И., Шевырев И.А. Белгородский рудный район / Н.И. Голибкин, Н.Д. Кононов, В.П. Орлов (ред.) // В кн.: Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. С. 293-438.
3. Христанов В.А., Петин А.Н., Яковчук М.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Белгородской области. Изд. БелГУ, 2000. 245 с.

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА В БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТАХ УРАЛИД СЕВЕРА УРАЛА

Н. Ю. Никулова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [nikulova@geo.komisc.ru](mailto:nikulova@geo.komisc.ru)

Литолого-геохимическое изучение базальных горизонтов уралид поведилось в нескольких пространственно разобщенных районах севера Урала от Верхней Печоры на юге до р. Кара на севере (рис. 1).

Фундамент представлен в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, возраст которых в изученных обнажениях – от среднего рифея до нижнего кембрия. Характер взаимоотношения уралид и доуралид определяется блоковым строением и характером рельефа фундамента – золоторудная минерализация приурочена к опущенным блокам фундамента и, в значительной степени, зависит от особенностей состава подстилающих пород. Так, сходный минеральный состав, строение разреза, условия залегания и состав подстилающих пород имеют нижнепалеозойские гравелиты алькесвожской свиты хребтов Малдынырд и Саури-Пэ. Сходство не только источников вещества, но и условий и процессов

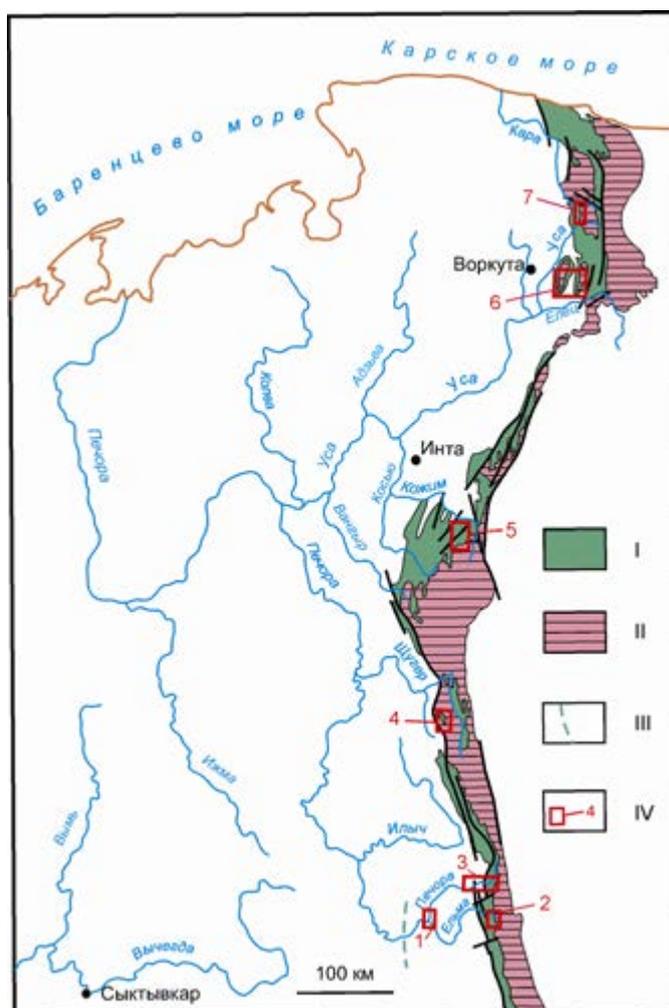


Рис. 1. Схема расположения нижнеордовикских и допалеозойских отложений на севере Урала. По М. Л. Ключиной (1985) и В. Н. Пучкову (1979) Условные обозначения. I – нижнепалеозойские отложения; II – доордовикские отложения; III – граница Малопечорского аллохтона; IV – участки проведения исследований: 1 – "Нижнеельминский"; 2 – "Чум"; 3 – "Проскуринский" и "Выдеринский"; 4 – "Тельпосский"; 5 – "Кожимский"; 6 – "Енганэпейский" и "Манитанырдский"; 7 – "Саурипейский"

минералообразования обусловило и идентичный состав золота и включений минералов палладия [1].

Выделено четыре возможных варианта их взаимоотношения уралид/доуралид. Наиболее полный разрез межформационного контакта уралид/доуралид, в котором снизу вверх вскрываются: породы фундамента → образования древней метаморфизованной коры выветривания, сохранившиеся в понижениях доордовикского рельефа → отложения алькесвожской свиты → отложения обеизской свиты, в том числе песчаники воротинской толщи над тальвеговыми зонами палеодепрессий, располагается на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). Второй тип разреза, в котором в нижнепалеозойских отложениях отмечается присутствие переотложенного материала древней метаморфизованной коры выветривания, хотя собственно кора выветривания не сохранилась, выявлен на г. Маяк (южная граница Приполярного Урала), на правом берегу р. Балбанью (Приполярный Урал) и на г. Саури-Пэ (Полярный Урал). Разрезы третьего типа, где нижнепалеозойские терригенные отложения залегают на образованиях коры выветривания, мощность которых составляет первые десятки сантиметров, обнаружены на руч. Састумнел (верховья Печоры, Северный Урал) и оз. Двойное (хр. Манитанырд). Четвертый тип разреза, в котором кора выветривания отсутствует, пользуется распространением на Верхней Печоре, хр. Малдынырд (Приполярный Урал), хребтах Енганэ-Пэ и Манитанырд (Полярный Урал). Золото обнаружено в нижнепалеозойских терригенных отложениях в разрезах первого и второго типов. Разрезы третьего типа, по нашему мнению, также потенциально золотоносны. Не обнаружено золото в разрезах четвертого типа.

Использование для интерпретации химического состава отложений методики литохимии [2], позволило установить, что золотоносные отложения характеризуются повышенной гидролизатностью и щелочностью. Последнее хорошо видно на диаграмме (рис. 2), в которую внесены составы золотоносных алькесвожских песчаников (кластеры III и IV, обр. И-17, 1-02, 1-09 вне кластеров), и песчаников обеизской свиты (кластеры I, II и обр. 20, 1-01, И-15

вне кластеров). В двух пробах из песчаников кластера II обнаружены единичные знаки золота.

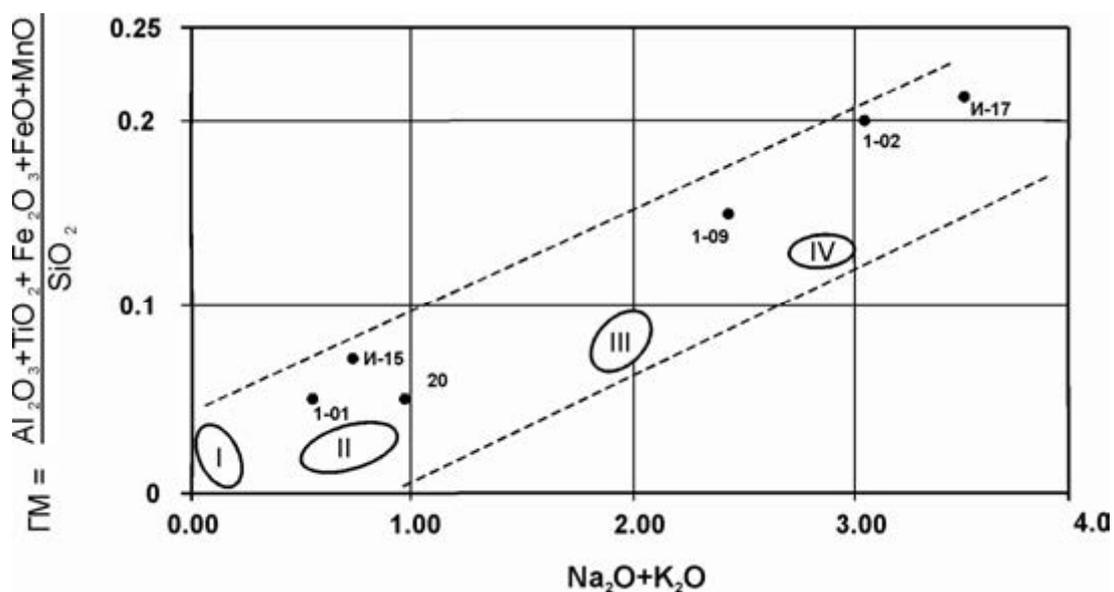


Рис. 2. Модульная диаграмма для пород зоны межформационного контакта на г. Баркова (Приполярный Урал)

Самородное золото из различных литологических типов пород и стратиграфических уровней различается по составу и морфологии, что указывает на множественность его коренных источников. Однако во всех разрезах в Тельпосском, Кожимском и Саурипейском районах, где было установлено золото, в основании нижнепалеозойского разреза присутствуют или собственно кора выветривания или продукты ее ближнего переотложения (алькесвожская толща). Золотоносные породы всегда содержат так называемые минералы-индикаторы, существование которых обусловлено примесью материала коры выветривания – хлоритоид, гематит, пирофиллит.

#### Литература

1. Никулова Н. Ю. Минералы палладия в золоте из базальных горизонтов уралид на хр. Саури-Пэ (Полярный Урал) // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Мат-лы Всероссийск. Минералогич. семинара с междунардн. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 166–167.
2. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

# ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА МИКРОФОССИЛИЙ И ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ

Е.А. Новичкова

ИО РАН, enovichkova@ocean.ru

Для реконструкций процессов осадконакопления в Белом море нами впервые выполнено комплексное исследование палиноморф, включая водные палиноморфы, представленные цистами динофлагеллат, зелеными водорослями, акритархами и органическими остатками скелетов фораминифер, а также наземные (пыльца и споры). Основой палеореконокструкций стали первые радиоуглеродные (AMS<sup>14</sup>C) датировки толщи донных осадков Белого моря.

*Материал и методы.* В работе использована 44 пробы поверхностных (0–5 см) осадков и колонка донных осадков 6050, отобранных в рейсах Института океанологии в 2001–2006 годах. Колонка 6050, отобранная в Бассейне моря у открытой части Двинского залива с глубины моря 101 м, вскрывает отложения мощностью 335 см (рис. 1). Дно в этом районе представляет собой пологоволнистую аккумулятивную равнину. Техническая подготовка образцов для изучения палиноморф осуществлялась автором по стандартной палинологической методике [2, 4, 10, 11, 13].

*История развития моря в голоцене.* Период 13–11.5 тыс. кал. л.н. (поздний дриас). По данным анализа водных палиноморф, в Онежском заливе реконструируется холодноводный солоноватоводный водоем с низким уровнем первичной продукции и притоком пресных вод, вероятно ледникового происхождения, что установлено по наличию в спектрах космополитного вида *O. centrocarpum* (его арктических подвидов) в сочетании с холодноводными полярными видами (*I. minutum* и *E. karaense*). АН-критерий (соотношение фотосинтезирующих и гетеротрофных видов в составе ассоциаций водных палиноморф)  $\approx 0$ . Наши данные хорошо сопоставляются с данными по северной части Атлантического океана, где для периода 11.2–10.2 <sup>14</sup>C тыс. л.н.

реконструирована суровая ледовая обстановка, блокировавшая приток теплых океанских вод на шельф Северной Евразии и вызвавшая смещение к югу субполярного фронта [8].

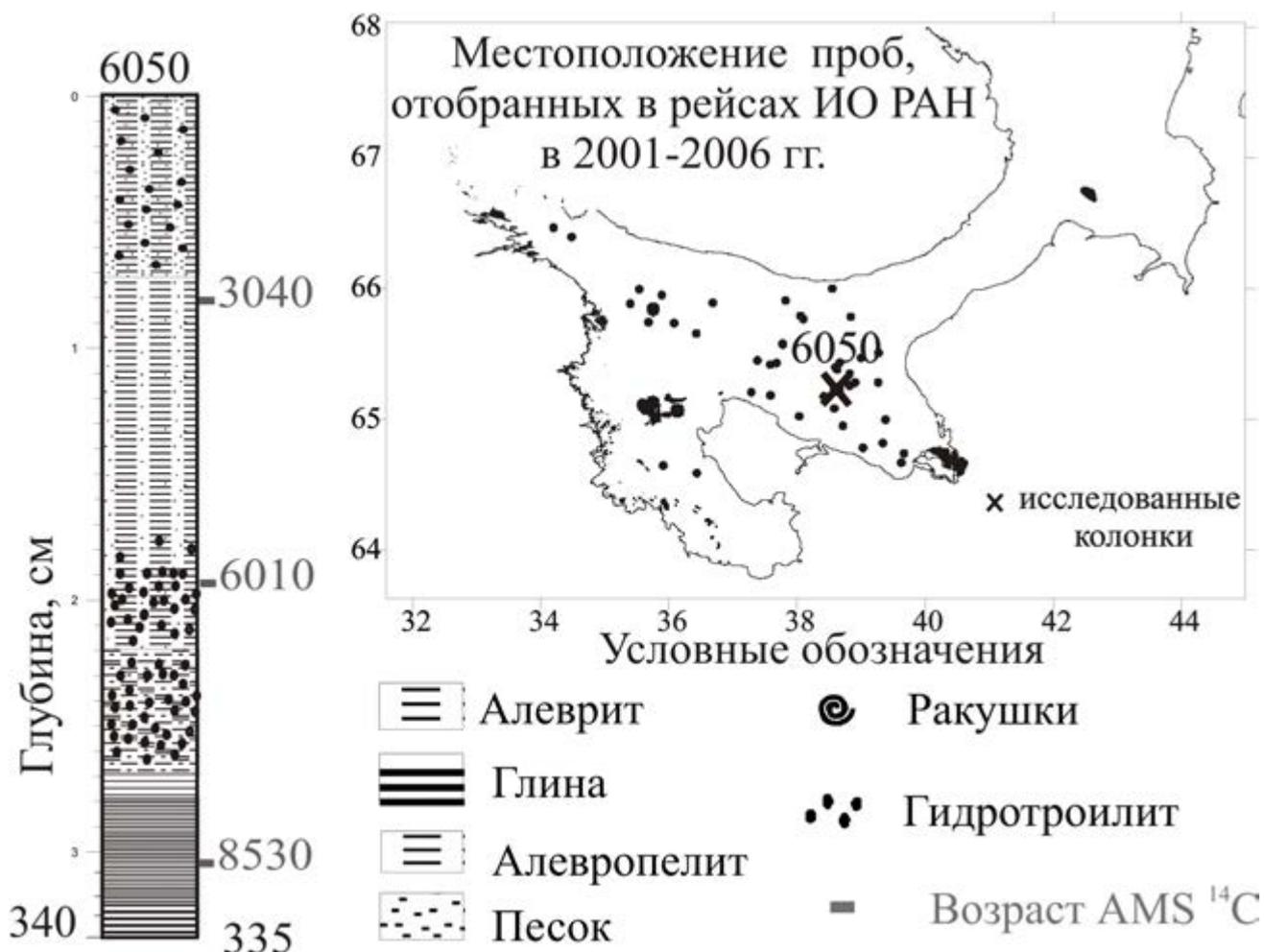


Рис. 1. Литологическая характеристика колонки 6050, с указанием уровней радиоуглеродного датирования и полученных датировок

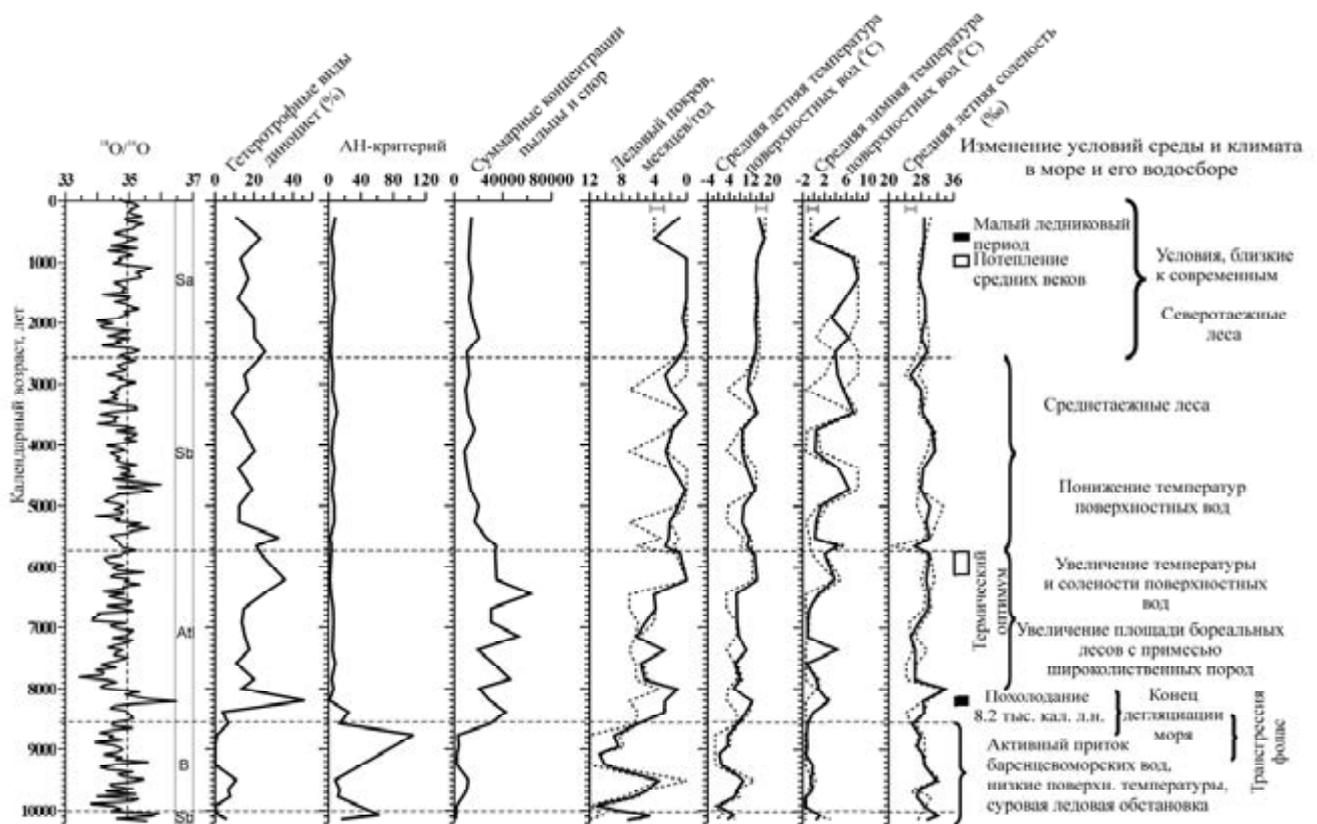
Период 11.5–10 тыс. кал. л.н. (примерно соответствует пребореальному периоду) является переходным для Белого моря. Анализ ассоциаций водных палиноморф показывает (по началу роста АН-критерия) резко возросшую циркуляцию вод в Белом море при смене обстановок осадконакопления с ледниково-морских на морские. По данным нашего анализа, за счет присутствия космополитных видов диноцист реконструируются большие сезонные колебания температуры фотического слоя вод, а наличие цист эвригалинных холодноводных видов позволяет предположить продолжающийся процесс дегляциации бассейна, завершившийся, вероятно, около 10 тыс. кал. л.н.

Для периода 10–9 тыс. кал. л.н. (бореальный период; рис. 1) характерно резкое увеличение притока баренцевоморских вод. Во второй половине бореала положение полярного фронта в Баренцевом море сместилось в северном и северо-восточном направлении, и продуктивность вод увеличилась [12]. В Белом море это привело к тому, что после 10.2 тыс. кал. л.н. в осадках юго-восточной части Бассейна и северо-восточной части Онежского залива отмечено максимальное содержание диноцист космополитных видов североатлантического происхождения. Существенное сокращение продолжительности ледового покрова реконструируется по увеличению доли тепловодных видов *S. ramosus* после 8.6 тыс. кал. л.н.

Период 9–5.8 тыс. кал. л.н. (соответствует атлантическому периоду голоцена) отражен в составе ассоциаций водных палиноморф появлением новых для Белого моря цист тепловодных видов. В составе ассоциаций диноцист возрастает доля субтропических видов и снижается роль космополитных, что говорит о смягчении условий их обитания и отсутствии резких колебаний температуры поверхностных вод по сезонам. Исследования цист динофлагеллат Баренцева моря для последних 8.3 тыс. кал. л.н. показали активную адвекцию теплых североатлантических вод (особенно в период 8–5 тыс. кал. л.н.) в его южной части по увеличению доли цист *P. dalei* [15]. Наши данные свидетельствуют о максимальном увеличении роли цист относительно тепловодных видов *P. dalei* и *S. ramosus* в период 7.5–6 тыс. кал. л.н. По данным анализа водных палиноморф для восточной части Бассейна средние летние температуры поверхностных вод для времени 6.3–5.8 тыс. кал. л.н. были близки к современным (рис. 2). Кратковременное похолодание 8.2 тыс. кал. л.н., отмеченное рядом исследователей в Баренцевом море и в Норвежско-Гренландском бассейне [3, 5, 7, 9, 12], в Белом море зафиксировано по кратковременному возрастанию содержания холодноводных гетеротрофных видов (АН-критерий=0).

Для начала периода 5.8–2.6 тыс. кал. л.н. (суббореальный период) по комплексам палиноморф фиксируется похолодание климата за счет сокращения количества цист тепловодных видов динофлагеллат и некоторого увеличения

гетеротрофных холодноводных видов (*I. minutum*, *B. simplex*, *E. karaense*). Согласно полученным данным, температуры поверхностных вод вновь понижаются после термического оптимума голоцена, а продолжительность ледового покрова несколько увеличивается. Кроме того, развиваются виды, способные существовать при резких колебаниях температуры воды по сезонам, что позволяет предположить снижение притока баренцевоморских вод. Наши данные сопоставимы с информацией по отступанию атлантических вод на юг в Норвежско-Гренландском бассейне  $\sim 5$   $^{14}\text{C}$  тыс. л.н., которое привело к расширению влияния арктических условий на весь Гренландский бассейн [8]. Похолодание  $\sim 4$   $^{14}\text{C}$  тыс. л.н. отмечено также для западного побережья Норвегии [6].



**Рис. 2.** Палеогеографические события за последние 10200 кал. лет в восточной части Белого моря и его водосборе, сопоставленные с климатическими показателями ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , колонка GISP2, Гренландия [14]), и реконструированные по данным анализа цист динофлагеллат ледово-гидрологические параметры поверхностных вод. Пунктирными линиями обозначены границы выделенных интервалов; серыми штрихами – диапазон современных показателей

В период 2.6 тыс. кал. лет – современность (субатлантический период) состав ассоциаций водных палиноморф становится близким к современному с учетом региональных особенностей формирования в поверхностных осадках

Белого моря [1]. Максимальное количество тепловодных фотосинтезирующих видов динофлагеллат для южной части Бассейна отмечено около 1000 кал. л.н., что соответствует потеплению Малого климатического оптимума голоцена, во время которого для Белого моря нами реконструирована минимальная для субатлантического периода продолжительность ледового покрова. После климатического оптимума, закончившегося в Белом море, по нашим данным, около 600 л.н., доля цист тепловодных видов снизилась при одновременном увеличении содержания в составе цист динофлагеллат гетеротрофных холодноводных видов во время МЛЭ.

Таким образом, полученные данные, в сопоставлении с опубликованными результатами микропалеонтологических, литолого-геохимических и других исследований, позволили реконструировать голоценовую историю развития моря с момента его дегляциации. Установлено, что процесс смены обстановок осадконакопления с ледниковых на ледниково-морские был разновременным для разных районов моря, что хорошо реконструируется как по литологическим, так и по микропалеонтологическим данным.

*Данная работа выполнена в рамках программы 21 фундаментальных исследований президиума РАН (проект Система исследований морей Европейской части России). Автор также выражает благодарности академику А.П. Лисицыну и д.г.н. Е.И. Поляковой за помощь в анализе полученного материала.*

#### Литература

1. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // Океанология. 2007. Т. 5. № 47. С. 709–719.
2. Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26, 1–25.
3. Birks C.J.A., Koç, N. A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea // Boreas. 2002. 31(4). P. 323-344.
4. Dale B. Dinoflagellate cyst analysis of Upper Quaternary sediments in core GIK 15530–4 from the Skaggrak // Norsk Geol. Tidsskr., 1985. Vol. 65. P. 29–34.

5. Duplessy J.C., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Paterne M., Labeyrie L. Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean // *Boreas*. 2001. 30. P. 2–16.
6. Grosfjeld K., Larsen E., Sejrup H.P., de Vernal A., Flatebo T., Vestbo M., Haflidason H., Aarseth I. Dinoflagellate cysts reflecting surface-water conditions in the Voldafjorden during the last 11,300 years // *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 403–415.
7. Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.C., Paterne M. Late Weichselian to Holocene paleoenvironments in the Barents Sea // *Global and Planetary Change*. 2002. 34. P. 209–218.
8. Koç N., Jansen E., Haflidason H. Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas through the last 14 ka based on diatoms // *Quaternary Science Reviews*. 1993. Vol. 12. P. 115–140.
9. Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflow to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 <sup>14</sup>C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2001. № 20. P. 1851–1879.
10. Matthiessen J., de Vernal A., Head M., Okolodkov Yu., Zonneveld K., Harland R. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontologische Zeitschrift*. 2005. Vol. 79/1. P. 3–51.
11. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // *Papers Geol. Univ. Queensland*. 1984. Vol. 11. P. 1–23.
12. Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence / In: Andrews, J.T., et al. (Eds.), *Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. Vol. 111. P. 323–337.
13. Rochon A., de Vernal A., Turon J-L., Matthiessen J., Head M.J. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent basins and quantitative reconstruction of sea-surface parameters // *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*, 1999. V. 35. P. 146.
14. Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F. The GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  Climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, oceans, and volcanoes // *Quatern. Res.* 1995. 44. P. 341–354.
15. Voronina E., Polyak L., de Vernal A. et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 717–726.

## **КОСМИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ: МЕТОДЫ ОБНАРУЖЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

**Д.К. Нургалиев<sup>1</sup>, Д.М. Печерский, Д.М. Гильманова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*КФУ, г. Казань*

Ежегодно на поверхность Земли выпадают десятки тысяч тонн космической пыли. Состав этого вещества достаточно разнообразный – там преобладают хондриты и другие силикаты, стекла с вкраплениями металлов и сульфидов, и гораздо реже – частицы металлического железа и никеля. Многие компоненты по химическому составу сходны с земным веществом, но имеют уникальный изотопный состав, что позволяет их идентифицировать с космическим веществом. Но наиболее легко распознать наличие в образцах космической пыли можно по наличию металлического железа, никеля и их сплавов, а также характерной сферической или чешуйчатой форме этих частиц.

Имеется множество примеров обнаружения таких частиц в самых различных объектах. Такая пыль широко известна по астрономическим наблюдениям, по наблюдениям с искусственных спутников и зондов в высоких слоях атмосферы. Проведенные исследования космической пыли в различных осадках свидетельствуют о наличии вариаций количества выпадающей на землю пыли во времени. Это может быть вызвано различными причинами: прохождением Земли, Солнечной системы и Галактики в зонах с различной концентрацией пыли и обломков, импактными событиями на Земле, а также в Солнечной системе. В сущности, вся история указанных событий за последний 3-4 млрд. лет зафиксирована в первично осадочных породах Земли, и ее реконструкция могла бы позволить понять многие интересные процессы, представляющие интерес. Почему такая информация не получена до сих пор? Причина в одном – выявление космической пыли, и оценка ее количества является очень трудоемкой задачей. Действительно, исследование изотопного состава редких элементов или электронномикроскопические исследования даже сепаратов (например – магнитных) занимает слишком много времени и

является достаточно дорогим занятием. Способов определить металлическое железо, никель или их сплавы не так уж много и среди них наиболее надежный и простой способ – термомагнитный. Чистое железо имеет температуры Кюри от 710 до 780<sup>0</sup>С, температура Кюри чистого никеля составляет около 360<sup>0</sup>С, сплавы этих металлов имеют достаточно широкий спектр температур Кюри. Таким образом, железо должно легко идентифицироваться по данным термомагнитного анализа, так как в этой области температур никакие другие природные соединения не претерпевают магнитных превращений. С другой стороны, необходимо очень критично подходить к обнаружению металлического железа в горных породах. Особенно если образцы были подвергнуты механической обработке (распиловка, растирание) и при этом инструменты были железными или содержали железо, то можно уверенно говорить о загрязнении образцов.

Термомагнитный анализ (ТМА) образцов был проведен на экспрессных весах Кюри, где измерялась зависимость индуктивной намагниченности от температуры при скорости нагрева 100<sup>0</sup>С/мин. Такая большая скорость нагрева позволяет уменьшить влияние окисления, что иногда очень важно для получения более надежной информации о первичных минералах, содержащихся в горной породе. С учетом уровня шумов, который возрастает с возрастанием температуры, качественная термомагнитная кривая может быть получена по образцу объемом 100 мм<sup>3</sup>, который имеет магнитный момент 1\*10<sup>2</sup> А/м при комнатной температуре. По сути, это образец, в котором есть одна пылинка железа размером ~ 0.01 мм!

ТМА проводился в поле 0.2 Т, что обусловлено конструкцией конкретного прибора. Этого поля вполне достаточно для насыщения магнитомягких минералов, к которым относится металлическое железо, никель и их сплавы.

Для всех образцов были получены кривые  $M_i(T)$  первого и повторного нагрева до 800<sup>0</sup>С. Оценена концентрация в образцах различных минералов, в том числе и металлического железа, для чего по кривой  $M_i(T)$  определялся

вклад в величину  $M_i$  данного магнитного минерала, и эта величина делилась на удельную намагниченность насыщения этого минерала. Принимались следующие величины  $M_s$ : для магнетита и титаномагнетита  $90 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ , для железа  $200 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ , для гетита  $0,25 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ .

Описанные методики были использованы для исследования 285 образцов из разрезов Ключи, Тетрицкаро, Тепловка и Гамс. В 72 образцах было надежно установлено присутствие металлического железа и оценено его содержание.

Мы использовали для анализа кривые  $dM_s/d\log T(T)$  где все высокотемпературные эффекты значительно усилены, и отчетливо проявляются не только эффекты уменьшения намагниченности, но также и эффекты относительного роста. Пики, вызванные присутствием железа, отчетливо проявляются на указанных кривых. Максимумы пиков располагаются в температурном диапазоне  $\sim 720^0 - 755^0\text{С}$ . Температуры Кюри для каждого образца располагаются чуть выше в диапазоне от  $\sim 735^0\text{С}$  до  $770^0\text{С}$ .

Полученные нами результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Термомагнитный анализ является наиболее простым, производительным и достаточно надежным методом выявления металлического железа и сплавов железа-никеля в слабромагнитных осадочных породах. Это открывает огромные перспективы для получения палеоастрономической информации и создания новых инструментов для исследования процессов формирования осадочных толщ.

3. Учитывая сказанное выше, при анализе распределения металлического железа в осадках, необходимо отделять случаи первичного накопления железа из космоса от переотложения. Для этого следует, во-первых, изучать распределение железа в параллельных разрезах и, во-вторых, проверять корреляцию содержаний металлического железа и гидроокислов железа, магнетита, титаномагнетита, величины парамагнитной намагниченности.

# ВАРИАЦИИ ОТНОШЕНИЙ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В УРЖУМСКИХ И ТАТАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА

<sup>1</sup>Нургалиева Н.Г., <sup>1</sup>Силантьев В.В., <sup>2</sup>Ветошкина О.С.

<sup>1</sup>КФУ, г. Казань

<sup>2</sup>Институт геологии Коми Научного центра Уральского отделения РАН, г. Сыктывкар

Изотопные соотношения по углероду и кислороду хорошо известны как эффективные инструменты реконструкции палеогеографических факторов формирования осадочной толщи и широко используются в современной литологии и стратиграфии.

В настоящей работе рассмотрены данные по соотношениям стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатном веществе пород и раковин перми по эталонному разрезу Монастырского оврага, в котором обнажаются отложения уржумского (первая свита + вторая свита по схеме Н.Н. Форша) и татарского возраста (третья свита + четвертая свита + пятая свита по схеме Н.Н. Форша). Полученные данные представляют интерес как с точки зрения условий формирования осадков, так и с позиции их стратиграфической значимости.

Определения изотопного состава углерода и кислорода получены по 9 образцам, отобраным из второй, третьей, четвертой и пятой свит, причем измерения проводились в карбонатном веществе раковин неморских двустворчатых моллюсков и вмещающих пород.

$\delta^{13}\text{C}$  изменяется в диапазоне  $(-7) - (-2) \text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} - (-14.3) - (-7.9) \text{‰}$ .

В целом, полученные данные находятся в соответствующей стратиграфической области в координатной системе углерод-кислород, полученной в [3] и расширяют эту область в третьей четверти координатной плоскости в интервалы меньших значений изотопных показателей (рис. 1).

При этом установлено, что по  $\delta^{13}\text{C}$  близки между собой значения по раковинам и породам для третьей и четвертой свит и большая разница отмечается для значений по второй и пятой свитам. По  $\delta^{18}\text{O}$  имеются расхождения между раковинами и породами во всех свитах приблизительно на одну и ту же амплитуду – в свитах II, III, IV – в раковинах  $\delta^{18}\text{O}$  больше, чем в породах, а в свите V –  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинах меньше, чем в породах.

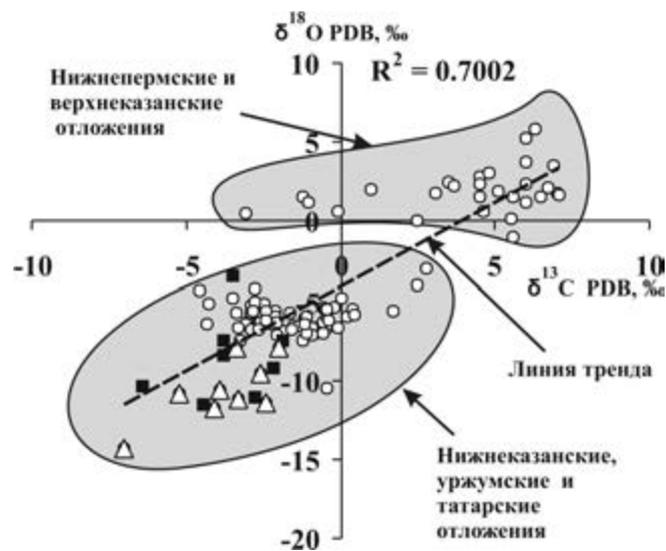


Рис.1. Взаимоотношения изотопных показателей углерода и кислорода по перми: кружки – данные выборки по [3]; новые данные, рассматриваемые в настоящей работе: треугольники – данные по раковинам, квадратики – данные по карбонатным породам

При сравнении данных по раковинам и породам большее доверие вызывают данные по раковинному материалу, сложенному кальцитом высокой степени сохранности. На правильность такого выбора косвенно также указывает наилучшая корреляция между углеродным и кислородным составами раковинного материала с  $R^2 = 0.545$  (для пород эта связь слабая – для них важно получить значения тестировочных критериев «измененности» в процессе диагенеза).

Рассмотрение вариаций изотопных показателей по раковинному материалу показывает, что свиты различаются поведением изотопных кривых (рис. 2).

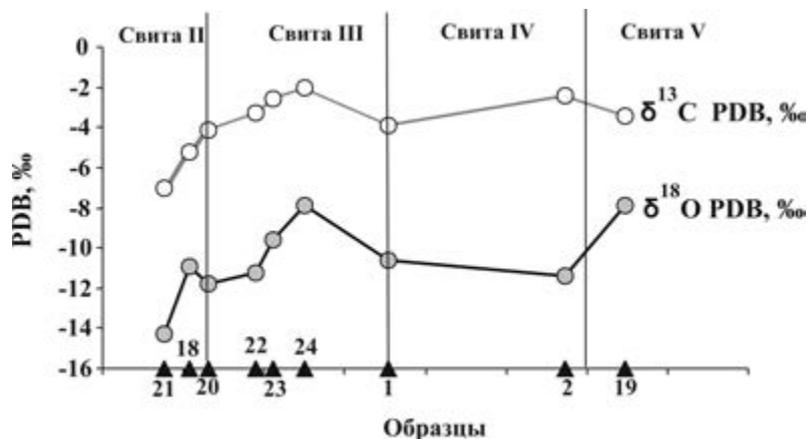


Рис.2. Вариации изотопных показателей по раковинному материалу разреза Монастырского оврага

Наблюдается увеличение показателей при переходе от второй свиты к третьей, уменьшение – от третьей свиты к четвертой и разнонаправленное изменение при переходе от четвертой свиты к пятой свите.

В целом отмечается преобладание прямой корреляции между кислородным и углеродным показателями, которое, вероятнее всего, обусловлено, усилением или ослаблением эвапоритового режима осадконакопления, который способствовал испарению изотопно-легкого кислорода и накоплению изотопно-тяжелого кислорода в морской воде. Эвапоритизация приводила также к увеличению солености воды и, видимо, к снижению изотопно-легкого углерода в системе вода-биота-органическое вещество-карбонат из-за снижения содержания органического вещества в этой системе и, соответственно, уменьшения количества углекислоты с более изотопно-легким углеродом, окисляемой и утилизируемой угнетенной фотосинтезирующей биотой и бактериями-редуцентами [1, 4].

В пользу преобладания механизма «испарения» свидетельствуют и высокие значения изотопного отношения стронция, отражающего связь

локальных бассейнов осадконакопления с Мировым океаном, а также высокие значения  $\alpha$  по данным ЭПР (вторая свита – начало третьей свиты) [2].

Наиболее выраженным эвапоритовый режим оказался во время накопления третьей свиты.

Тенденция к обратной корреляции углерода и кислорода при переходе от четвертой свиты к пятой свите, скорее всего, обусловлена влиянием опресняющих водотоков и уменьшением количества органики из-за смены экологического режима существования биоты, утилизирующей углекислоту, а также из-за смены режима растворимости углекислоты в системе вода-углекислота-осадок и соответствующего фракционирования изотопов углерода. Увеличение количества прослоев сильно магнитных песчаников = количества перерывов в осадконакоплении, начиная с верхней части третьей свиты и выше [2] аргументирует указанную гипотезу.

Таким образом, полученные данные подтверждают перспективность изотопии стабильных изотопов углерода и кислорода для характеристики геологической истории и стратиграфической летописи перми.

#### Литература

1. *Drummond C.N., Patterson W.P., Walker J.C.G.* Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperate-region marl lakes // *Geology*. – 1995. – Vol. 23, № 11. – P. 1031–1034.
2. *Нурғалиева Н.Г.* Пермские осадочные разрезы востока Русской плиты. Цикличность и фрактальные образы. – LAP LAMBERT Academic Publishing, 2010 - 210 с.
3. *Нурғалиева Н.Г., Нурғалиев Д.К.* Палеоклиматические факторы формирования осадочной толщи в пермский период на востоке Русской плиты // *Учен. Зап. Казан. Ун-та. Сер. Естеств. Науки*. 2009. - т. 151, кн. 3. - С.167-179.
4. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария // *Биосфера*, 2010 – Т.2, № 2 – С.231-246.

## **ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАЗАНСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ, БУДУЩЕЕ**

**Н.Г. Нургалиева, Р.Р. Хасанов, В.П. Морозов, Д.К. Нургалиев**

*К(П)ФУ, г. Казань*

Развитие литологии в Казанском университете тесно связано с историей геологических исследований, которые ведут свое начало со времени основания Минерального кабинета (1804 г). Работа Минерального кабинета (с 1826 года – Минералогический) до 1864 года поддерживалась такими профессорами как К.Ф. Фукс, В.И. Тимьянский, Э.И. Эйхвальд, А.Я. Купфер, Н.Ф. Кулаков, А.Т. Покровский, Д.И. Протопопов, П.И. Котельников, П.И. Вагнер [5]. В январе 1865 года было принято решение о создании также Геологического кабинета, первым заведующим которого стал Николай Алексеевич Головкинский – один из выдающихся основоположников не только казанской, но и российской геологической школы. Его работа «О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна» [1] стала важнейшей отправной точкой литологических исследований в Казанском университете. Пермские отложения Волго-Уральского региона являются стратотипическими для России со времени установления здесь пермской системы Р.И. Мурчисоном [7].

В работе Н.А. Головкинского [1] содержится первоначальная формулировка (за более чем 30 лет до публикации Вальтера....) основного фациального закона, проводится моделирование слоеобразования на основе колебаний уровня моря (в современных терминах секвенс-стратиграфическая реконструкция), предвосхищается понимание различия между понятиями литостратиграфии, биостратиграфии и хроностратиграфии. Данная работа и многие другие работы Н.А. Головкинского послужили мощной стартовой площадкой для дальнейших литологических исследований в Казанском университете, прежде всего, на полигоне пермских отложений. Главным объектом исследования были выходящие на дневную поверхность в Камско-Волжском бассейне сложные по своему строению верхнепермские отложения

(Зайцев, 1880, Кротов П.И., 1881, 1895-1898; Штукенберг, 1882; Никитин 1883, 1886, 1887; Амалицкий, 1886, 1887; Никитин, Штукенберг, Амалицкий, Павлов, Никитин, 1897; Ноинский, 1899) [5]. М.Э. Ноинский – один из последних учеников А.А. Штукенберга провел блестящие геологические исследования в Приказанском районе и в 1899 г. опубликовал свою известнейшую статью, посвященную описанию Печищинского разреза [9]. Повторяемость в строении комплексов рассматривается М.Э. Ноинским как «отражение определенной цикличности в процессе развития и умирания на данной территории Казанского моря в течение конхиферового времени». Каждый выделенный Ноинским цикллит начинается с богатых фауной карбонатов мелководной литорали-супралиторали и приливных равнин, сменяющихся плитчатыми гипсоносными доломитами засоленных лагун побережья, и, наконец, глинисто-мергельными образованиями застойных водоемов. Таким образом, в работах Ноинского получила второе дыхание одна из фундаментальных литологических идей, провозглашенных Н.А. Головкинским [1] – идея цикличности осадконакопления. В 1915 году А.В. Нечаевым [8] были выделены три известных яруса верхней перми – уфимский, казанский и татарский. Ярчайшими представителями классического периода становления казанской геологической школы стали Н.А. Головкинский, А.А. Штукенберг, А.В. Нечаев, М.Э. Ноинский, которые далеко продвинули фундаментальные литологические, методологические и методические аспекты, а также региональную литологию.

Крупный вклад в литологические исследования, проводимые университетом, был сделан Б.П. Кротовым. Научные исследования кафедры минералогии и петрографии во главе с Б.П. Кротовым в 20-30-х годах XX века были посвящены минералогии, петрографии и полезным ископаемым Поволжья, Приуралья и Урала. Б.П. Кротов в эти годы занимался проблемой образования доломитов верхнепермских отложений. Им была разработана теория образования доломитов путем химической реакции между сернокислым магнием морских вод и известковым илом [4]. К этому же времени относятся

работы Б.П. Кротова по изучению особенностей таких минералов, как галит, флюорит, гипс, ангидрит в осадочных породах. Стратиграфия и фациальное строение пермских красноцветных отложений получили свое дальнейшее объяснение и в трудах выдающейся ученицы М.Э. Ноинского – Е.И. Тихвинской. Литологическая направленность научных исследований в послереволюционные годы была обусловлена потребностью в местном сырье. В это время осадочные, главным образом, поверхностные образования начали разведываться на полезные ископаемые (Л.М. Миропольский, Е.И. Тихвинская, А.П. Блудоров и др.). Среди них, пермские (казанские) отложения – на битум, серу, медь, уголь; юрские – на горючие сланцы; третичные – на уголь.

В годы Великой Отечественной войны тематика научных исследований в связи с требованием мобилизации местных природных ресурсов на нужды обороны углубляется в направлении поисково-разведочных работ на местное сырье, на решение проблем их использования и путей развития местных производительных сил. Эта работа проводилась по заданию Совета по производительным силам (СОПС) АН СССР, руководителем секции минерального сырья являлся профессор Л.М. Миропольский. К этому же времени относятся интенсивные нефтепоисковые работы и литологическая съемка поверхностного осадочного чехла Закамья.

К концу 1950-х годов сотрудниками геологического факультета Казанского университета (В.А. Поляниным, В.М. Винокуровым и В.В. Корчагиным) и сотрудниками геологического института КФАН СССР (Н.В. Кирсановым, В.В. Сементовским, Г.Л. Миропольской, Е.Т. Герасимовой, В.К. Незимовым и Г.П. Ильясовой) практически были закончены литологические исследования поверхностного осадочного чехла (от сакмаро-артинских до четвертичных) ТАССР и смежных регионов. Особо необходимо отметить опубликование Л.М. Миропольским монографии по топогеохимии пермских отложений ТАССР [6] и в продолжение этих работ – литолого-геохимические исследования каменноугольных и девонских образований.

В целом, 1940-60-е прошлого века годы дали целую серию литологических работ, среди которых выделяются работы по литологии рудоносных сидеритовых осадочных толщ Кировской и Горьковской областей Г.Л. Миропольской; по условиям образования бокситов и перспективности поисковых работ на бокситы на территории Западной Сибири и Алтая А.И. Кринари; по литологии лингуловых глин Г.С. Ильясовой, по литологии доманиковых отложений Татарии Т.Е. Даниловой; по литологии белебеевской свиты В.М. Винокурова; по литологии верхнеюрских отложений юго-западной части Татарской АССР В.В. Корчагина; по минералогии карбонатных руд и вмещающих их карбонатных пород Бакальского железорудного месторождения на Южном Урале В.А. Тимескова. В начале 60 – х годов XX века началось планомерное изучение условий формирования медных руд пермских отложений Вятско-Камского региона и фосфоритовых месторождений юго-запада Татарстана и прилегающих регионов (В.А. Полянин, В.Г. Изотов, А.Н. Диденко). В результате этих работ к разработке был рекомендован ряд месторождений фосфоритов (Вожинское, Сяндюковское и другие).

Литологические исследования в университете активно развивались также усилиями профессора И.С. Муравьева, известного работами в области изучения каменноугольных и пермских отложений северо-востока Восточно-Европейской платформы.

Огромное значение в развитии литологической мысли имеют труды профессора В.И. Игнатьева, оставившего большое наследие по стратиграфии, тектонике, литологии и фациальному строению пермских отложений. Его книги, например, «Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период» [2] и «Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы» [3], стали настольными для многих геологов. Активное участие в изучении осадочных разрезов принимали В.П. Боронин и Б.В. Буров, стоявшие в 1960-е годы у истоков создания на кафедре геофизики палеомагнитной лаборатории, деятельность которой позволило начать развитие магнитостратиграфии, изучение магнитных минералов как индикаторов

процесса осадкообразования и породообразования. Полученные в этом направлении результаты были использованы для построения магнито-стратиграфической шкалы поздней перми и раннего триаса (В.П. Боронин, Б.В. Буров, П.Г. Ясонов, П.П. Петров, Ю.П. Балабанов, Д.К. Нургалиев, И.Я. Жарков).

Казанский университет со времени открытия «большой нефти» в Волго-Уральской провинции выступает одним из ведущих центров в области нефтегазовой геологии, и литологические исследования являются ее неотъемлемой частью. Наиболее значимые работы в этом отношении – это труды профессора В.И. Троепольского (первый зав. кафедрой геологии нефти и газа) по изучению условий формирования нефтеносных свит девонских, каменноугольных и пермских отложений. Подробнейший литолого-фациальный анализ живецких отложений юго-востока Татарстана был проведен и в работе другого выдающегося ученого кафедры геологии нефти и газа – доц. С.С. Эллерна. В совместном труде «Геологическое строение и нефтеносность Аксубаево-Мелекесской депрессии» [10] В.И. Троепольский и С.С. Эллерн непременно опираются на рассмотрение литологии и фаций девона, карбона и перми как базового компонента для интерпретации нефтегеологического развития рассматриваемой территории. Эта традиция развивается и в работах доцентов В.Н. Напалкова, Э.З. Бадамшина, Н.П. Лебедева, Р.К. Тухватуллина, В.М. Смелкова, Б.В. Успенского, Н.Г. Нургалиевой.

1960-80е годы характеризовались тем, что в геологии шире используются физические теории и методы исследования природных объектов. Началось активное внедрение новых магнитно-резонансных методов (В.М. Винокуров, Н.М. Низамутдинов), а также методов рентгенографии (Г.А. Кринари), термографии, люминесценции (А.И. Бахтин), ЯКР-спектроскопии (И.Н. Пеньков). Начатые В.М. Винокуровым на физическом факультете и продолженные впоследствии на кафедре минералогии работы по изучению

магнитных свойств минералов заложили основу нового научного направления – физики минералов и горных пород.

В 1990-е годы прошлого века в связи с разворачиванием в Татарстане крупных геологоразведочных работ литологические исследования на геологическом факультете приобрели новый импульс. В исследованиях все большую роль стали играть новые геологические подходы, обусловленные применением комплекса современных минералого-геохимических методов. В частности, в рамках совместных работ с ТГРУ ОАО «Татнефть» был проведен литолого-геохимический анализ меденосных, угленосных (Р.Р. Хасанов) и фосфоритносных (А.Н. Диденко) формаций на территории Татарстана. При изучении записей вариаций геомагнитного поля в пермских породах, для оценки периодов колебаний палеомагнитного поля был выполнен анализ микрослоистости пород и определены скорости накопления глинистых пород (Д.К. Нурғалиев, Д.И. Хасанов). В рамках подготовки Международного симпозиума по пермской системе (Б.В. Буров, Н.К. Есаулова, 1998 г.) большим коллективом сотрудников геологического факультета были проведены литолого-геохимические исследования стратотипических разрезов. В литологической лаборатории (В.П. Морозов) было организовано изучение строительных материалов с целью улучшения их качества и совершенствования технологии их производства на базе местного песчано-глинистого, гипсового и карбонатного минерального сырья. Использование электронной микроскопии (В.Г. Изотов, Л.М. Ситдикова) позволило открыть новые возможности интерпретации строения и условий формирования горных пород. Стали активно проводиться минералого-литологические исследования керн скважин нефтяных районов Республики Татарстан.

На всем протяжении развития литологических исследований в современную эпоху неизменным было развитие биостратиграфии, без которой невозможен полноценный литолого-фациальный и формационный анализ. Здесь следует отметить вклад таких ученых как М.Г. Солодухо, А.К. Гусев,

Б.В. Селивановский, В.А. Лукин, В.М. Игонин, В.Г. Халымбаджа, Н.К. Есаулова, Н.Л. Фомичева и др.

Сегодня Казанский университет располагает богатейшим наследием в области литологии, как по теоретическим подходам, так и фактическому материалу в виде керновых коллекций, измерений и данных по петрографии осадочных пород, литостратиграфии, биостратиграфии, магнитостратиграфии, геофизике, петрофизике, литогеохимии. Теоретический фундамент и фактический материал являются основой для развития литологии как в сугубо специальных литологических работах, так и в работах, смежных с литологией. Наиболее разрабатываемыми областями литологических исследований в Казанском университете сегодня являются: петрография осадочных пород: петрографические и литологические методы исследований, вещественный состав, структура и геохимия осадочных горных пород, стадийный анализ литогенеза, циклический анализ. Новый этап развития литологии связан с приданием Казанскому университету статуса федерального и серьезным переоснащением приборно-аналитической базы.

#### Литература

1. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна // Материалы по геологии России.- Казань, 1868. Т.1. 145с.
2. Игнатьев В. И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период.-Казань: Изд-во КГУ, 1976. 176с.
3. Игнатьев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Казань. Изд-во Казанск. ун-та. 1962. Ч. 1. Стратиграфия. 334 с.
4. Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани // Труды Казанского об-ва естествоиспытателей. Казань, 1914. 90с.
5. Материалы чтений, посвященных 170-летию Н.А.Головкинского, 160-летию А.А.Штукенберга, 200-летию Геологического музея. Казань, 2004. 187 с.
6. Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских отложений в Татарии,- М.: Изд-во АН СССР, 1956. 264с.
7. Мурчисон Р.И. Краткий отчет о геологическом путешествии по России в 1841г. // Горный журнал, ч.19, кн.II, 1841.
8. Нечаев А.В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геол. вестник. 1915. Т. I, Спб: Вып. 1. С. 20-31.
9. Ноинский М.Э. Разрез пермской толщи, выступающей на правом берегу р. Волги близ с. Печищи против г. Казани // Тр. Казанск. об-ва естествоиспытателей. 1899. Т. XXXII. Вып. 6. 34 с.
10. Троепольский В.И., Эллен С.С. Геологическое строение и нефтеносность Аксубаево-Мелекесской депрессии. – Казань: Изд-во КГУ, 1964. 658 с.

# **ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕ-ГАЗОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕХЕТСКОЙ СВИТЫ БОЛЬШЕХЕТСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ТЕРРАСЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

**Е.А. Овсянникова**

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, alepaao@mail.ru*

Нижнехетская свита относится к нижнемеловому комплексу отложений Большехетской структурной террасы Западно-Сибирской плиты и является продуктивным горизонтом на углеводородное сырье. Изучение литолого-фациальных особенностей и определение условий свиты является надежным способом прогнозирования залежей углеводородов на исследуемой территории.

Нижняя часть свиты представлена неравномерным переслаиванием алевролитов и аргиллитов, с увеличением алевроитовой составляющей вверх по разрезу. В отложениях преобладают неясно-косо-горизонтальнослоистые текстуры. По плоскостям напластования часто отмечается мелкий рассеянный растительный детрит с примесью слюды. Иногда текстуры нарушены процессами биотурбации осадка.

Алевроитовый материал представлен удлиненными, неокатанными и угловатыми зернами кварца, полевых шпатов и обломками метаморфических и кислых интрузивных пород. Все это указывает на очень низкую гидродинамическую активность среды седиментации. Цемент пород поровой, иногда контурно-поровый, хлорит-каолинит-гидрослюдистого состава, реже встречен поровый карбонатный цемент, представленный кристаллически-зернистым кальцитом. Среди вторичных изменений пород отмечены гидратация слюды (биотита), пелитизация, кальцитизация, серицитизация полевых шпатов и обломков пород, регенерация кварца, а также образование псевдоморфоз пирита по растительному детриту.

Верх по разрезу нижнехетской свиты пачка переслаивания аргиллитов и алевролитов перекрывается мощной пачкой песчаников глинисто-алевритистых, со слабо выраженной косо́й и горизонтальной слоистостью. По минеральному составу песчаники являются граувакковыми аркозами, содержащими циркон, апатит, рутил и гранат. Выше по разрезу мелкозернистые песчаники сменяются средне-мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми неслоистыми массивными песчаниками. Анализ гранулометрического состава песчаников показал, что размер зерен обломочного материала увеличивается вверх по разрезу, в то время как количество алевролитового и глинистого материала в этом же направлении уменьшается. Содержание псаммитовой фракции колеблется в пределах 50-70%, увеличиваясь вверх по разрезу. Алевролитовый материал составляет 5–20% объема песчаников, а пелитовый материал - 5–15%. Обломочные зерна имеют полуугловатую и полуокатанную форму. Степень сортировки их высокая. Такое распределение обломочного материала говорит о баровом происхождении песчаных тел, в условиях регрессирующего моря [1]. Кроме того, в разрезе нижнехетской свиты отмечается наложение баровых гряд друг на друга, которые при регрессии моря выходили на поверхность, образуя барьерные острова. Они под воздействием активной гидродинамики разрушались, что приводило к перемыву обломочного материала. Об этом свидетельствуют следы размыва в керновом материале, высокая сортировка окатанных и полуокатанных обломочных зерен, а также повышенное содержание устойчивых минералов. Цемент песчаников пленочно-поровый, каолинит-гидрослюдистый. Отмечается увеличение содержания каолинита вверх по разрезу. Кроме того, в мощной пачке песчаников присутствуют прослои песчаников известковистых с поровым карбонатным цементом, представленным кристаллически-зернистым кальцитом. Вторичные изменения песчаников представлены выщелачиванием, каолинитизацией, хлоритизацией и редкой кальцитизацией полевых шпатов; гидратацией слюды, слабой регенерацией зерен кварца.

Выше по разрезу песчаники сменяются толщей, в составе которой можно выделить два литолого-фациальных комплекса: алевритистых аргиллитов забаровых лагун, формирующихся во время регрессии и трансгрессии моря и песчаных и глинистых алевролитов промоин разрывных течений [1]. Алевритистые аргиллиты имеют многочисленные ходы илоедов и другие следы жизнедеятельности организмов. Они состоят на 80-90% из глинистого вещества и содержат 10-20% алевритового материала, представленного не окатанными, полуокатанными, изометричными, реже удлиненными зернами кварца, полевых шпатов, обломков магматических и метаморфических пород. Встречаются зерна граната, сфена, циркона, турмалина. В породах наблюдаются псевдоморфозы пирита по органическим остаткам, образование серицита и кальцита по полевым шпатам и гидратация слюды.

Песчаные и глинистые алевролиты граувакково-аркозового состава имеют горизонтально- и реже косослоистую текстуру. Они на 50-60% состоят из алевритового материала, на 20-40% из песчаного и на 10-25% из глинистого материала. Обломочные зерна полуугловатые, полуокатанные, неокатанные, имеют изометричную, часто удлиненную, таблитчатую форму. Количество глинистого материала уменьшается сверху вниз. Гранулометрический анализ этих отложений, указывает на среднюю активность гидродинамического режима осадконакопления [2]. А проведенные петрографические исследования дают возможность говорить о относительно стабильных условиях седиментации, где песчаные отложения перекрываются алевритовыми и сменяются глинистым материалом. Вероятно, описанные породы относятся к фациям промоин разрывных течений [1].

Верхняя часть нижнехетской свиты представлена массивными, часто горизонтально-слоистыми темно-серыми и черными аргиллитами, с мелким растительным детритом. Цвет пород обусловлен высоким содержанием в них органического материала [2]. Часто в аргиллитовой толще отмечаются хорошо выраженные следы роста белемнитов и другие органические остатки. Содержание алевритовой фракции в породе не превышает 5%. Накопление этих

отложений происходило на мелководном шельфе в условиях очень низкой гидродинамической активности бассейна.

Отложения нижнехетской свиты формировались в прибрежно-мелководной зоне. При регрессивном характере обстановок возникали песчаные баровые тела в условиях активной гидродинамики. При дальнейшей регрессии песчаные тела перемещались в сторону отступающего моря. Образовывались фации барьерных островов, которые выходили на поверхность и подвергались перемыву под воздействием прибойных волн, в результате чего накапливался хорошо отсортированный обломочный материал. В трансгрессивную фазу эти песчаные тела перекрывались отложениями забаровых лагун. Также выделены отложения сформированные фациями промоин разрывных течений. Разрывные течения являлись следствием штормовой деятельности моря. Они разрывали баровое сооружение и устремлялись в открытое море. В промоине накапливались последовательно песчаный и алевроитовый материал, выше перекрывающийся глинистым.

Аркозовый состав нижнехетских песчаников, присутствие в них обломков гранитоидов и метаморфических пород, а также состав акцессорных минералов, говорит об образовании песчаного материала за счет разрушения коренных пород складчато-метаморфического комплекса, прорванного гранитоидными интрузивами [3].

#### Литература

1. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти газа. – Л.: Недра, 1984. 260 с.
2. Рединг Х.Г. Остановки осадконакопления и фации. Т. 2. – М.: Мир, 1990. 384 с.
3. Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород. Т. 2. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 563 с.

# ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА)

**К.Ю. Оленова**

*Российский Государственный Университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва,  
olenovaksen@mail.ru*

Карбонатные отложения нижней перми в объеме ассельского и сакмарского ярусов входят в состав мощного карбонатного комплекса нижнего карбона – нижней перми Тимано-Печорской плиты. Объект настоящего изучения – северная часть Колвинского мегавала.

Данная работа основана на исследовании керна восьми скважин, стандартных шлифов, с привлечением материалов геофизических исследований скважин.

Карбонатные породы ассельско-сакмарского возраста представлены только известняками. При этом структурное разнообразие пород весьма значительно. В общем виде выделено четыре крупных структурных типа пород: известняки микрокомковато-сгустковые с органогенным детритом, известняки органогенно-обломочные с микрозернистым (микритовым) и яснокристаллическим цементом, известняки детритово-полифитные и известняки биогермные. В свою очередь, в этих группах выделены самостоятельные разновидности.

Так, например, среди органогенно-обломочных известняков выделены подтипы на основании видового преобладания обломков (криноидно-мшанковые и фораминиферово-водорослевые) и различного по структуре цемента (микрозернистый, яснокристаллический и смешанный). Биогермные известняки разделены на группы в соответствии со слагающими их биоценозами. Основу всех известняков представляют остатки организмов и продуктов их жизнедеятельности.

В региональном плане район исследований в ассельском и сакмарском веках располагался в пределах обширного эпиконтинентального моря; это был шельф существенно сократившегося и начавшего уже закрываться Уральского палеоокеана. Практическое отсутствие или точнее малое количество в карбонатных породах силикокластики свидетельствует о значительной удаленности района от суши, откуда мог бы поставляться обломочный материал.

Существование обильной и разнообразной фауны, в том числе стеногалинной, свидетельствует о том, что в изучаемом районе это было море среднеокеанической солености, а присутствие бентосных водорослей указывает на фотическую зону и небольшие в целом глубины. Наличие в ряде случаев цементации вадозного типа в виде менискового и каплевидного цемента отмечает кратковременные осушения, т.е. еще раз подтверждает мелководность данного участка бассейна.

При общей мелководности обстановки осадконакопления отмечаются некие различия в строении разрезов, которые можно объединить в два основных типа.

Разрезы первого типа развиты в центральной и северной части района. Они имеют достаточно отчетливое трехчленное строение. В основании залегают криноидно-мшанковые, микрокомковато-сгустковые и тонко-микрозернистые известняки с тем или иным количеством тонкоперебитого карбонатного детрита. В некоторых разрезах имеются прослои известняков биогермной структуры, но они в целом не характерны для этой части разреза. Мощность этого элемента не превосходит 3–5 м. В средней части разрезов этого типа отчетливо преобладают биогермные известняки. Завершающий разрез третий элемент вновь сложен органогенно-обломочными, микрокомковато-сгустковыми известняками с ограниченным и не обязательным присутствием известняков биогермных. В целом породы биогермной структуры составляют от 41 до 86% от общего количества, при

среднем значении 62%. Суммарная мощность разрезов ассельско-сакмарских отложений этого типа достигает 110-120 метров.

Разрезы второго типа в виде полукольца обрамляют область развития предыдущих разрезов с юго-запада, юга и юго-востока (рисунок, А). В отличие от достаточно четко дифференцированных на три пачки данные разрезы представлены многократным без видимой закономерности чередованием пород самой разной структуры. Содержание собственно биогермных известняков в этом типе разрезов в три раза меньше, чем в предыдущем и составляет в среднем 20%. Мощности разрезов этого типа составляют от менее 70 до 100 метров.

Наличие столь заметных различий в наборах пород и главное в самом строении разрезов, равно как и в их мощностях, свидетельствует о несколько различных обстановках соответствующих участков водоема.

Преобладание биогермных пород в центральных и северных частях, относительно однородное массивное строение среднего, нередко большего по мощности интервала, равно как и несколько бóльшая общая мощность разрезов первого типа обуславливает представление о рифовой природе образований северной и центральной частей района. В рамках более строгой терминологии это биостромный массив, что достаточно отчетливо наблюдается при профильных построениях, т. е. это – пластовое или линзовидное тело, сложенное сближенными в пространстве (и времени) отдельными биостромами. Важно отметить, что в данном случае биостромы образованы разными, по крайней мере, четырьмя видами организмов.

Осадконакопление ассельского века практически на всей площади началось в относительно тиховодных обстановках, что позволило осаждаться и фиксироваться на дне микрозернистому материалу с последующим образованием соответствующих известняков. Подобная ситуация достаточно быстро сменилась. В северной зоне развития первого – биостромного – типа разреза, видимо, быстро произошло некоторое уменьшение глубины и началось более активное развитие водорослей. Обмеление, скорее всего, обусловлено

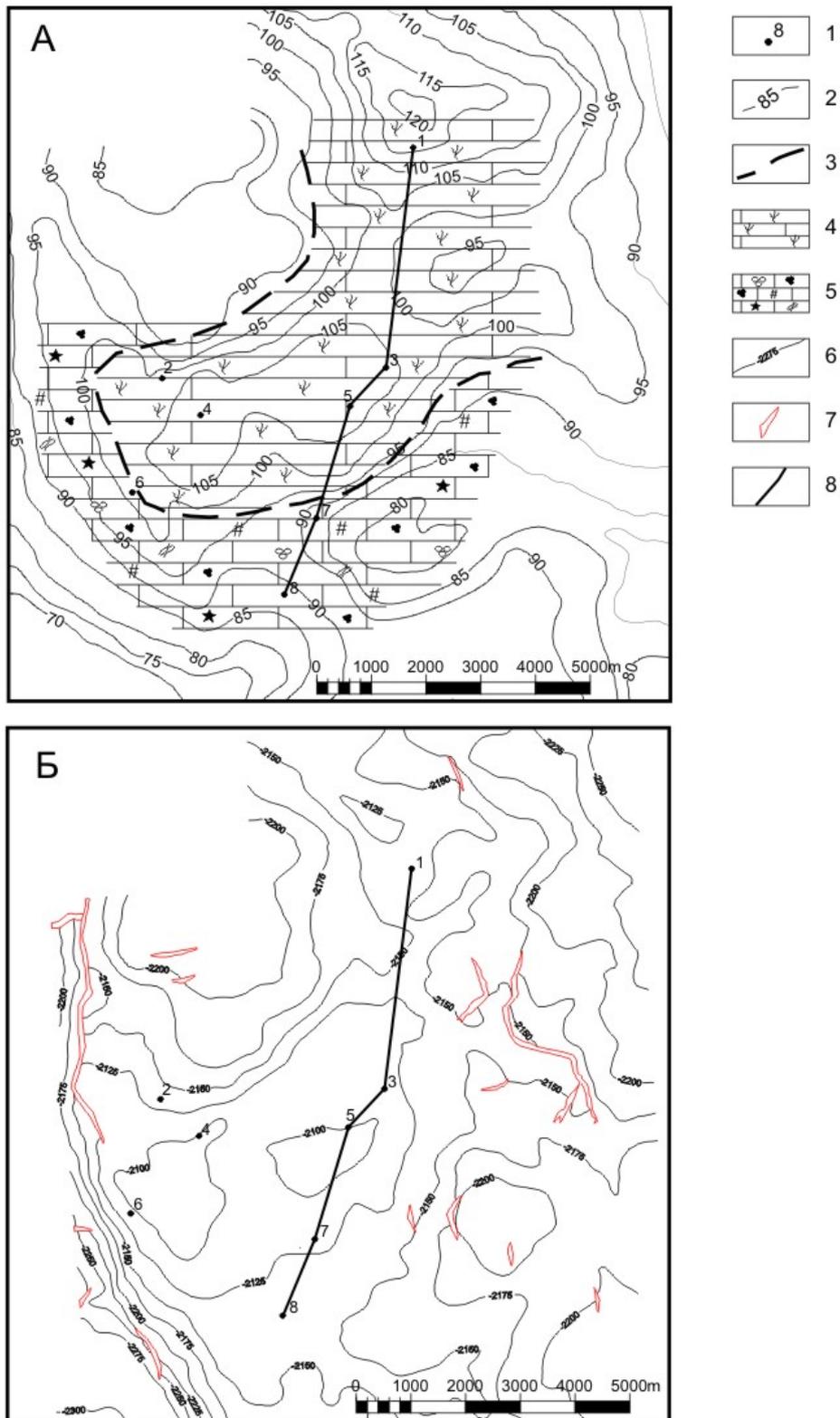


Рисунок. Схематические карты асельско-сакмарских отложений:

А – литолого-фациальная, Б – структуры поверхности. Условные обозначения: 1 – скважины; 2 – изогипсы толщин асельско-сакмарских отложений; 3 – граница фациальных зон; 4 – отложения отмели с преобладанием биогермных разностей известняков – область развития биостромного массива; 5 – отложения склонов отмели с развитием органогенно-обломочных и микрокомковато-сгустковых известняков; 6 – изогипсы по кровле асельско-сакмарских отложений; 7 – разломы; 8 – линия профильного разреза

более приподнятым, возможно, за счет роста локальных тектонических структур положения этой зоны. Полезно отметить, что зона распространения биостромного массива в общих чертах характеризуется и наиболее высоким положением в современном структурном плане (рисунок, Б). Локально в центральной и северной зонах в основании разреза развиты мелководные биогермные известняки, то есть здесь изначально были более мелководные участки. Это была обширная отмель, где в условиях лучшей освещенности шло более активное формирование карбонатного материала. При этом волнение в подобных мелководных условиях гасилось каркасообразующими организмами.

На пологих южных склонах этой отмели были обильно распространены организмы, в том числе временами и биогермообразователи, но в целом преобладало формирование органогенно-обломочных разностей. Условия этой зоны, обрамляющей отмельную, были значительно более тиховодны.

Со временем общее повышение уровня моря привело к затуханию формирования известняков биогермной структуры и кровельная часть ассельско-сакмарского разреза по всей площади вновь представлена разнообразными органогенно-обломочными и сгустково-микрозернистыми известняками.

Таким образом, в пределах исследуемой территории выделены две фациальные зоны: обширной отмели, где образовался биостромный массив, и обрамляющие ее склоны, где преимущественно сформировались органогенно-обломочные отложения.

# ФАЦИИ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХОРЕЙВЕРСКОЙ НГО

**Н.А. Осинцева**

*Российский Государственный Университет нефти и газа имени И.М. Губкина, г.Москва,  
osintsevana@mail.ru*

Объектом исследования являются фаменские отложения верхнего девона центральной части Хорейверской НГО Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

В ходе работы были выделены и охарактеризованы основные литотипы, проведены корреляция разрезов по данным ГИС и керновому материалу; построен схематический профиль карбонатного шельфа; определена связь образования и преобразования пустотного пространства с коллекторскими свойствами пород.

По результатам изучения керна и петрографических исследований пород в шлифах были выделены следующие основные литотипы (рис. 1):

- известняки строматопоровые (баундстоуны);
- известняки биогермные сферово-водорослевые (баундстоуны);
- известняки биогермные водорослевые (баундстоуны);
- известняки строматолитовые;
- известняки микросгустковые (мадстоуны-вакстоуны);
- известняки микрозернистые (мадстоуны-вакстоуны);
- известняки узловато-сгустковые (вакстоуны-пакстоуны).

Среди текстур пород преобладают биогермные, пятнистые, узорчатые, слоистые, строматолитовые и узловато-слоистые.

Геолого-литологическая интерпретация данных ГИС и построение литологических колонок показали как изменяются литолого-фациальные особенности скважин (рис. 1), на основе чего можно предположить, что условия осадконакопления данных территорий были схожи.



Рис. 1. Корреляция разрезов по данным ГИС и керновому материалу

Породы фаменского возраста формировались на внутреннем и внешнем шельфе тепловодного морского бассейна на небольших глубинах, а край шельфа обрамляли органогенные постройки, сформированные строматопорами, зелеными и синезелеными водорослями. Эти постройки слагали биогермы, которые в результате колебания относительного уровня моря, иногда выходили на поверхность и подвергались воздействию углекислых вод. В результате выщелачивания образовывалось вторичное пустотное пространство (каверны выщелачивания).

Помимо выщелачивания, среди постседиментационных преобразований можно выделить следующие: уплотнение; цементация; доломитизация; трещинообразование; стилолитизация. Эти процессы по-разному отразились на коллекторских свойствах пород. Трещинообразование привело к улучшению ФЕС, а уплотнение, цементация, доломитизация и стилолитизация, наоборот, привели к ухудшению коллекторских свойств пород.

По данным петрографических исследований шлифов, сопоставленных с результатами петрофизического анализа, пористость в изучаемых породах изменяется следующим образом:

- в известняках строматопоровых (баундстоунах) до 26%;
- в известняках биогермных водорослевых (баундстоунах) до 21%;
- в известняках биогермных сферово-водорослевых (баундстоунах) до 16%;
- в известняках строматолитовых до 2%;
- в известняках микросгустковых, узловато-слоистых и микрозернистых меньше 1%.

Коллекторами в изучаемых отложениях являются известняки строматопоровые (баундстоуны), известняки биогермные водорослевые (баундстоуны) и известняки биогермные сферово-водорослевые (баундстоуны), они характеризуются следующими интервалами изменения проницаемости:

- в известняках строматопоровых (баундстоунах) до 836 мД;
- в известняках биогермных водорослевых (баундстоунах) до 3324 мД;

Обстановка	Карбонатный шельф						Склон-бассейн
	Внутренний шельф			Внешний шельф			
	Приливно-отливная равнина	Внутренняя лагуна	Внешняя лагуна	Склон	Склон	Передовой склон	Ур. Моря
Схематический профиль							
Текстуры		бундстоуны	мадстоуны, вакстоуны	бундстоуны	бундстоуны	вакстоуны, пакстоуны	мадстоуны, вакстоуны
Биота	Строматолито-образующие в одоросли, водорослевые маты, кальциферы, зеленые водоросли	Одномерные фораминиферы, синезеленые водоросли	Одномерные фораминиферы, синезеленые водоросли	Строматопоры, однокамерные фораминиферы, чехлы зеленых водорослей	Обломки членников криноидей, раковины и иглы брахиопод, обломки раковин остракод, мшанок		Органогенный дестрит и шлам
Литология	Известняки строматолитовые	Известняки биогермные сферово-водорослевые	Известняки микро-густовые	Известняки водорос-левые	Известняки строматопоровые	Известняки узлового-слоистые	Известняки микрозернистые глинистые
Органогенные постройки	Биостромы	Биостромы, иловые холмы	Отсутствуют	Биостромы, иловые холмы	Невысокие биогермные постройки	Отсутствуют	Отсутствуют
Фото микрофаций							

Рис. 2. Схематический профиль карбонатного шельфа фаменского яруса центральной части Хорейверской НГО

в известняках биогермных сферово-водорослевых (баундстоунах) до 134 мД.

Наилучшим нефтегазовым потенциалом изучаемых отложений обладают известняки водорослевые и известняки строматопоровые. Эти породы, по оценочно-генетической классификации карбонатных коллекторов [1], можно охарактеризовать как коллектора с высокими полезной емкостью и фильтрационными свойствами. Средней полезной емкостью и средними фильтрационными свойствами характеризуются известняки сферово-водорослевые. Остальные породы не являются коллекторами.

Выводы:

- При постседиментационных преобразованиях на увеличение пустотного пространства повлияли выщелачивание, трещинообразование и стилолитизация. Эти процессы мы можем наблюдать в известняках строматопоровых, известняках водорослевых и известняках сферово-водорослевых.

- К ухудшению коллекторских свойств привели цементация и доломитизация, которые особо активно проявлялись в известняках строматолитовых.

- Породы, слагающие строматопоровые органогенные постройки, обладают наилучшим нефтегазовым потенциалом. Эти породы, по оценочно-генетической классификации карбонатных коллекторов [1], можно охарактеризовать как коллектора с высокими полезной емкостью и фильтрационными свойствами.

#### Литература

1. *Багринцева К.И. и др.* Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. – М. 2003.-264 с.
2. *Кузнецов В.Г.* Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений.- М.: Недра, 1992. – 240 с.

# ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ

**Б.М. Осовецкий**

*Пермский госуниверситет, г. Пермь, opal@psu.ru*

Мезозойское осадконакопление в восточных районах Восточно-Европейской платформы (территории Республики Коми, Пермского края, Кировской области, Татарстана, Башкортостана) началось с отложения раннетриасовых континентальных осадков. Основной областью сноса являлись Уральские горы, к тому времени в значительной степени нивелированные процессами денудации. Раннетриасовые реки сносили обломочный материал в озерные водоемы. Петрографический состав крупнообломочного материала нижнетриасовых отложений характеризуется преобладанием обломков пород уральской питающей провинции (кварциты, кремни, кварцитопесчаники, халцедон, кварц). В составе песчаной легкой фракции присутствуют в основном полевые шпаты, обломки пород и халцедон, в тяжелой – минералы группы эпидота, гематит, гидроксиды железа, хромшпинелиды.

После раннего триаса на данной территории наблюдался длительный перерыв в осадконакоплении, который продолжался до среднеюрской эпохи. В это время на верхнепермских и нижнетриасовых отложениях сформировалась раннемезозойская кора выветривания, в которой произошла мобилизация многих россыпеобразующих минералов. В стратиграфическом разрезе мезозоя она представлена железисто-глинистыми образованиями, залегающими в основании омутнинской («рудной») толщи байосс-батского яруса.

Континентальное осадконакопление, возобновившееся в среднеюрскую эпоху, характеризовалось господством аллювиальных фаций. Ему предшествовало воздымание Урала с возрождением ранее размытого герцинского горного сооружения. Многочисленные реки сносили с него обломочный материал в западном направлении. На первом этапе происходил размыв раннемезозойской коры выветривания, продукты которой при переотложении оказались составной частью базального крупнообломочного горизонта средней юры [1].

Континентальные среднеюрские отложения, относимые к песковской («надрудной») толще байосс-батского яруса, резко отличаются по вещественному составу от нижнетриасовых. Главными отличиями являются резкое преобладание в среднеюрских отложениях зерен кварца в составе легкой фракции и минералов, устойчивых к агентам химического выветривания (ставролит, дистен, турмалин, ильменит, циркон, лейкоксен, рутил), – в тяжелой. Кроме того, разнообразие минерального состава среднеюрских отложений свидетельствует о появлении дополнительных источников сноса обломочного материала, среди которых важную роль играли породы Тимана и Балтийского щита.

В позднеюрскую и раннемеловую эпохи на данной территории существовал мелководный морской бассейн, и отлагались глинистые, алевроитовые и мелкопесчаные осадки. Далее наступил перерыв в осадконакоплении, который продолжался до начала неогена.

Мезозойское континентальное осадконакопление проходило в условиях, способствовавших формированию различных типов минерализаций. Первым из них является роль процессов *раннемезозойского корообразования*, в результате которых произошло высвобождение тонкого и пылевидного золота, содержащегося в терригенно-карбонатных породах верхней перми и частично нижнего триаса. Последующий размыв коры выветривания обусловил образование повышенных концентраций золота в современных крупнообломочных аллювиальных отложениях.

Золото в этих отложениях отличается преобладанием хорошо окатанных весьма мелких (0,25-0,1 мм) и тонких (0,1-0,05 мм) частиц сильно уплощенного облика, претерпевших длительный континентальный перенос и последующий многократный перемыв водотоками разного возраста (позднепермскими, раннетриасовыми, среднеюрскими, средне- и позднеплейстоценовыми). Среди морфологических типов золотин распространены чешуйчатые, листоватые и тороидальные индивиды, являющиеся индикаторами длительного воздействия агентов переноса в водных потоках.

Наиболее высокие концентрации золота отмечены в аллювии небольших рек юго-восточных районов Вятско-Камской впадины, ближайших к коренным рудопроявлениям материнских золоторудных формаций Среднего и Южного Урала. Этому способствовали соответствующая ориентировка позднепермской

речной сети (направления долин с юго-востока на северо-запад) и высокогорный рельеф Южного Урала, с которого стекали реки с высокой эрозионной активностью [3].

Наряду с золотом произошло относительное обогащение продуктов коры выветривания и другими ценными минералами (платиноидами, монацитом, ильменорутилом, колумбитом, касситеритом, бадделеитом, лопаритом, флоренситом, перовскитом, ильменитом, цирконом, лейкоксеном, рутилом и др.). Зоны их повышенной концентрации разобщены в пространстве. Так, платиноиды, ильменорутил, колумбит и флоренсит характерны для грубообломочного аллювия юго-восточных районов Вятско-Камской впадины, а лопарит и Се-перовскит – для северных и северо-западных. Тем самым сказывается различие первоисточников питания, которыми наряду с уральскими являлись породы Карелии и Кольского полуострова [4]. Однако наиболее высокие концентрации некоторых минералов не всегда приурочены к современному аллювию из-за разубоживания его обломочным материалом местных пород или пониженной гидравлической крупности. Например, повышенные концентрации монацита и титано-циркониевых минералов характерны для мелкозернистых песков прибрежно-морских фаций верхнеюрских и нижнемеловых отложений.

Следующим по значению фактором являлась рудогенерирующая роль процессов *раннемезозойской тектоно-магматической активизации* региона. В результате этих процессов произошло омоложение глубинных разломов, активизация гидротермальной деятельности, поступление рудоносных флюидов из мантии, аргиллизация пород. Минералогическими признаками высокотемпературной гидротермальной деятельности являются находки крупных зерен галенита, касситерита, пирита и мелких кристалликов золота октаэдрической и более сложных форм. С низкотемпературными флюидами связана соответствующая минеральная ассоциация (флюорит, барит, самородная медь и др.).

Наиболее проблемным вопросом, связанным с деятельностью низкотемпературных флюидов на территории восточных районов Восточно-Европейской платформы, является характер и промышленное значение *золото-ртутного оруденения*. В мезозойских отложениях обнаружены ртутистое золото, интерметаллиды сложного состава с ртутью, киноварь, самородная

ртуть, установлены процессы природной амальгамации золота. Ртутистое золото и амальгамы часто образуют оторочки на зернах самородного золота, а в местах их повышенной концентрации происходит амальгамирование золотинок с образованием сложного по форме и химическому составу агрегата.

На данный момент на территории Вятско-Камской впадины обнаружено два золото-ртутных рудопроявления: в районах пос. Керос в среднеюрских и пос. Верх-Коса в нижнетриасовых отложениях. Ртутистое золото встречено также в современной аллювии рек Камы, Вятки, Весляны, Косы, Кодзи и др. Перспективы обнаружения на данной территории более масштабного коренного оруденения золото-ртутной формации достаточно обнадеживающие.

С процессами раннемезозойской тектоно-магматической активизации связана проблема прогнозирования и поисков кимберлитов мезозойского возраста в восточных районах Восточно-Европейской платформы. К настоящему времени в мезозой-кайнозойских отложениях Республик Коми, Чувашии, Башкортостана, Воронежской, Архангельской, Кировской областей и Пермского края установлено присутствие спутников алмаза (пиропов, хромдиопсидов, высокохромистых хромшпинелидов и др.). В восточных районах Вятско-Камской впадины (т.е. достаточно близко к западной алмазоносной полосе Урала с промышленными россыпями) в нижнетриасовых и среднеюрских отложениях обнаружены мелкие алмазы. Повышенная встречаемость мелких алмазов (размером до 0,5 мм) в базальных грубообломочных отложениях средней юры в бассейне среднего течения р. Весляны (в среднем одна находка на 5 м<sup>3</sup> породы) позволяет поставить вопрос о возможности обнаружения здесь россыпепроявлений алмазов [2].

Присутствие разнообразного комплекса ценных минералов в мезозой-кайнозойских отложениях восточных районов Восточно-Европейской платформы выдвигает ряд проблем, связанных с перспективами освоения минерально-сырьевой базы регионов. Первая из этих проблем – возможность поисков комплексных россыпей, среди которых наиболее важными являются золото-платиновые, титано-циркониевые с монацитом, золото-платино-редкометалльные (с танталит-колумбитом, ильменорутилом, Nb-перовскитом), золото-платино-редкоземельные (с монацитом, флоренситом, ортитом, Се-перовскитом), алмазные с благородными металлами и др.

Другим направлением является решение проблемы комплексного использования строительного сырья, имеющегося в изобилии на данной территории. Расчеты и эксперименты показывают, что при гидромеханизированной разработке месторождений песчано-гравийной смеси с классификацией крупнообломочного материала и обогащением песчаных отходов на винтовом сепараторе можно получить концентрат с содержанием золота до 15-20 г/т и платиноидов до 1-3 г/т. Кроме того, в таком концентрате ожидаются высокие содержания титано-циркониевых минералов (ильменита – до 60%, циркона – до 10%, рутила – до 7%), присутствуют ценные минералы, содержащие Nb, Ta, TR, Th, Sn. В отдельных песчано-гравийных месторождениях в составе гравийной фракции могут присутствовать алмазы промышленной крупности. Для их извлечения в комплект обогатительной аппаратуры необходимо дополнительно вводить отсадочные машины. Полученный на отсадочных машинах концентрат может быть просмотрен на рентгеносепараторе с извлечением алмазов на действующих предприятиях ОАО «Уралалмаз» [5].

Комплексной разработке могут подвергаться также месторождения песка с попутным извлечением гравитационным способом титано-циркониевых минералов и монацита; одновременно достигается удаление вредной для строительных песков примеси глинистых частиц.

#### Литература

1. *Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М.* Золото юрских отложений Вятско-Камской впадины. – Пермь: Перм. ун-т, 2009. – 230 с.
2. *Мелкие алмазы и минералы-спутники в юрских отложениях Вятско-Камской впадины /ред. Б.М.Осовецкий/.* – Пермь: Перм. ун-т, 2008. – 212 с.
3. *Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Макеев А.Б.* Золото Верхнекамской впадины. – Кудымкар: Коми-Пермяцк. кн. изд-во, 2003. – 218 с.
4. *Осовецкий Б.М.* Редкоземельная и тантал-ниобиевая минерализация мезозойско-кайнозойских отложений Вятско-Камской впадины // *Литосфера.* 2010. № 2. С. 62-76.
5. *Осовецкий Б.М.* Россыпеобразующие минералы Вятско-Камской впадины. – Пермь: Перм. ун-т, 2011. – 250 с.

# УРАНОВЫЙ РУДОГЕНЕЗ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ: ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

**И.Г. Печенкин**

*ФГУП «ВИМС», Москва, [pechenkin@vims-geo.ru](mailto:pechenkin@vims-geo.ru)*

Комплексный анализ рудоносности нефтегазоносных бассейнов интенсивно начал проводиться в 80-90-е гг. XX в. Появились обобщающие статьи и монографии о парагенетической связи рудо- и нафтидогенеза. Были разработаны теоретические модели формирования руд различных полезных ископаемых в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. В ряде работ рассмотрены особенности строения рудоконтролирующих зональностей и закономерностей положения в них «битумов». Особое место занимают исследования, связанные с эпигенетическими (наложенными) процессами как восстановительного, так и окислительного ряда, которые играют важную роль в расшифровке направленности и последовательности рудогенеза.

Наиболее благоприятные обстановки для рудообразования, представляют собой аконсервационные зоны бассейнов, где происходит разгрузка нефтяных и газовых флюидов с последующим их разрушением. Это способствует повышению восстановительной емкости пород различных первичных геохимических типов. В прибортовых частях бассейнов восстановительный эпигенез имеет площадное распространение, а в центральных преимущественно тяготеет к зонам разрывных нарушений.

Последующие процессы, связанные с инфильтрацией кислородных вод создают предпосылки для локализации полиминерального оруденения на восстановительных геохимических барьерах.

Последовательность процессов формирования наложенных изменений окислительного и восстановительного ряда и их взаимоотношение – один из ведущих факторов, влияющих на распределение полиминерального оруденения. Это определяется двоякой ролью углеводородных флюидов и продуктов их разрушения при этом процессе. С одной стороны битуминизация проницаемых пластов, а также связанные с этим пиритизация, доломитизация и

др. изменения, создают благоприятную геохимическую обстановку восстановительного характера для последующей концентрации рудного и нерудного сырья. С другой, внедрение битумов и их разрушение в зоне аэрации, приводит к захоронению сформированного ранее оруденения и исчезновению следов его образования (эпигенетической зональности). Это затрудняет прогнозные и последующие поисково-разведочные работы.

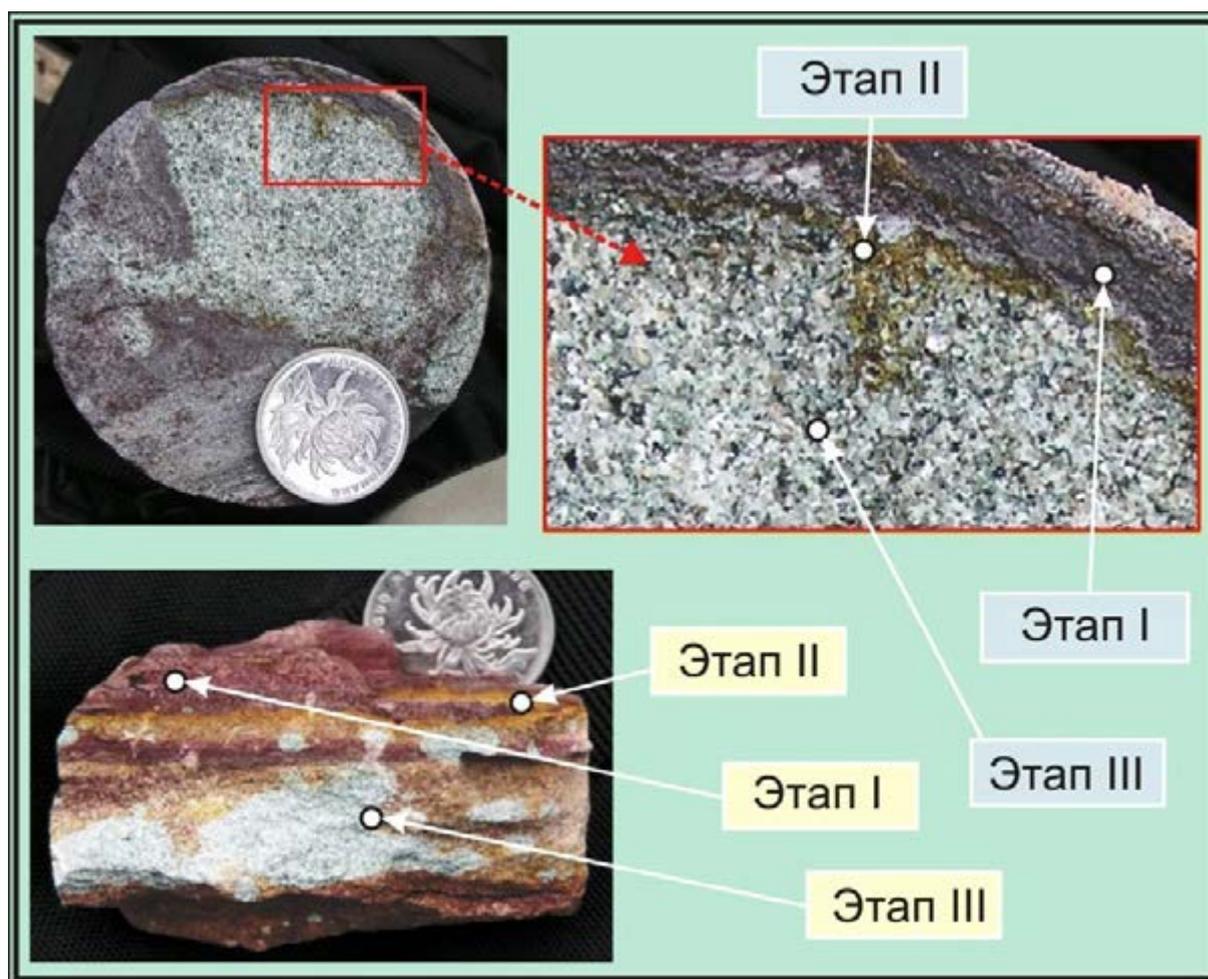
Последовательность и взаимоотношение эпигенетических процессов определяют особенности рудогенеза различных частей нефтегазоносных бассейнов. Их выявление на основе картирования позволяет определять перспективы, как для локальных участков недр, так и крупных геологических структур.

Разработанные специалистами ВИМСа в 60-70-е годы прошлого века подходы по специализированному картированию таких процессов позволяют определять этапность эпигенеза и как следствие делать выводы о рудоформирующих процессах. Предыдущими исследованиями выделен ряд первичных геохимических типов пород (сероцветный, зеленоцветный, красноцветный и др.), которые различаются по восстановительной емкости и соотношению двух- и трехвалентного железа.

Используемая методика заключается в том, что более поздние изменения осадочных пород отмечаются в самых водопроницаемых разностях разреза (пески, гравелиты, конгломераты). Ранние процессы могут сохранить свои следы в алевритистых и глинистых частях осадочной толщи или в грубозернистых породах на крепком цементе. Это выражается в появлении в них цветных каемок различного генезиса. Чем дальше от контакта с водоносным горизонтом находится в слабопроницаемой породе кайма, тем более раннему наложенному изменению она соответствует. Дополнительными диагностическими признаками произошедших изменений могут служить различные минералы, типичные для определенных процессов или цементация ранее водопроницаемых пород продуктами эпигенеза. Однако на практике достоверно можно восстановить не

более 2-3 последовательных изменений различного генезиса, т.к. неоднородность разреза создает очень сложную картину.

На рисунке 1 видно, что первоначально порода имела красноцветную или пестроцветную окраску, которая сохранилась в алевритистой части. Затем проявился окислительный эпигенез в виде лимонитизации, сохранившейся на заключительном этапе в реликтах и тонких каемках в результате последующего интенсивного восстановления.



*Рис. 1. Пример последовательности восстановительных и окислительных эпигенетических изменений*

Для представления общей картины уранового рудогенеза, в пределах Ордосского осадочного бассейна и прилегающих структур, создан комплект из четырех палеокарт и серии палеоразрезов. Они отражают взаимоотношения гидрогенных процессов окислительного и восстановительного ряда на протяжении крупных этапов геологической истории региона.

В регионе выделяется несколько этапов гидрогенного рудообразования, на фоне взаимодействия окислительных (рудных) и восстановительных процессов (рис. 2). Генерация нефтегазовых восстановителей преимущественно вершилась в южной части Ордосской впадины. Направления движения углеводородных флюидов определялось геодинамическими условиями, часто обуславливающими формирование очагов разгрузки в зонах разломов. На протяжении всех этапов постепенно уменьшалась роль латеральной миграции восстановительных флюидов при возрастании субвертикальной. Урановый рудогенез связан с развитием зон грунтового и пластового окисления. В первом случае его интенсивность низкая, во втором максимальная. Своего апогея она достигает на северо-востоке синеклизы (месторождение Дуншэн).

Изменения восстановительного ряда проявляются в виде обеления, доломитизации, гематитизации, пиритизации, битуминизации разреза. При длительной латеральной миграции или субвертикальном перетоке флюидов из палеозойских коллекторов отмечается интенсивная хлоритизация первично окисленных пород, усложняющая диагностику произошедших изменений и как следствие усложнение поисковых работ.

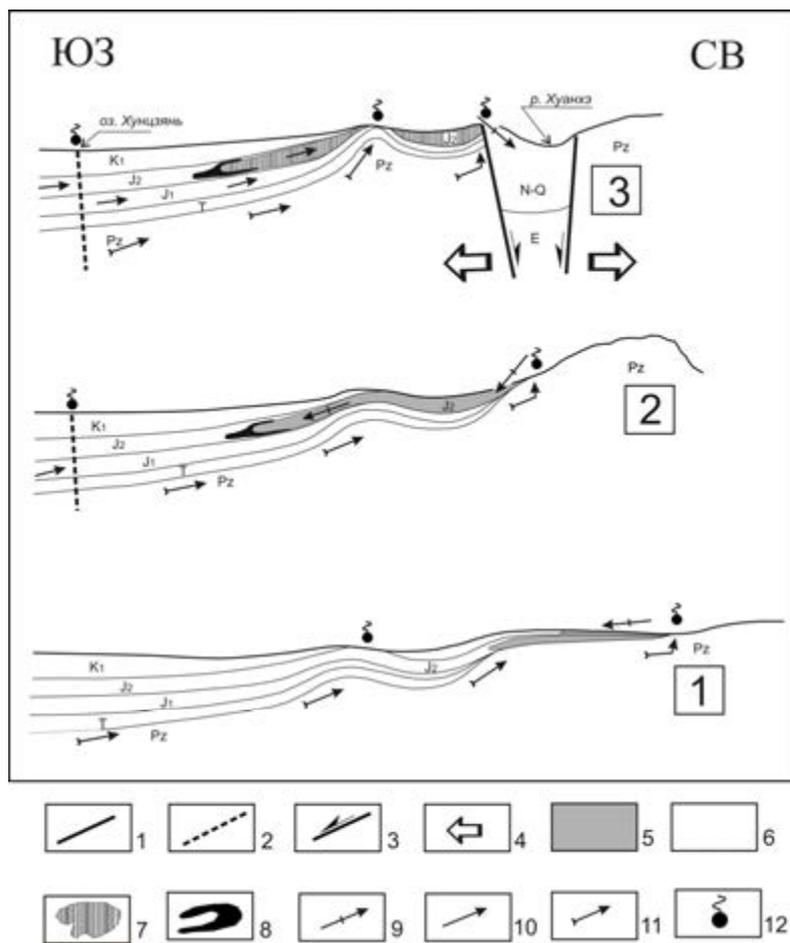


Рис. 2. Этапы формирования уранового месторождения Дунишэн

Тектонические нарушения: 1 – основные, 2 – второстепенные, 3 – сбросы. 4 – зоны растяжения. Геохимические типы пород: 5 – желтоцветные (окисленные), 6 – сероцветные и пестроцветные (первичные), 7 – зеленоцветные хлоритизированные (восстановленные). 8 – урановое оруденение. Направление движения пластовых вод: 9 – кислородсодержащих, 10 – с восстановителями в толще мезозоя, 11 – с восстановителями в толще палеозоя. 12 – очаги разгрузки пластовых вод

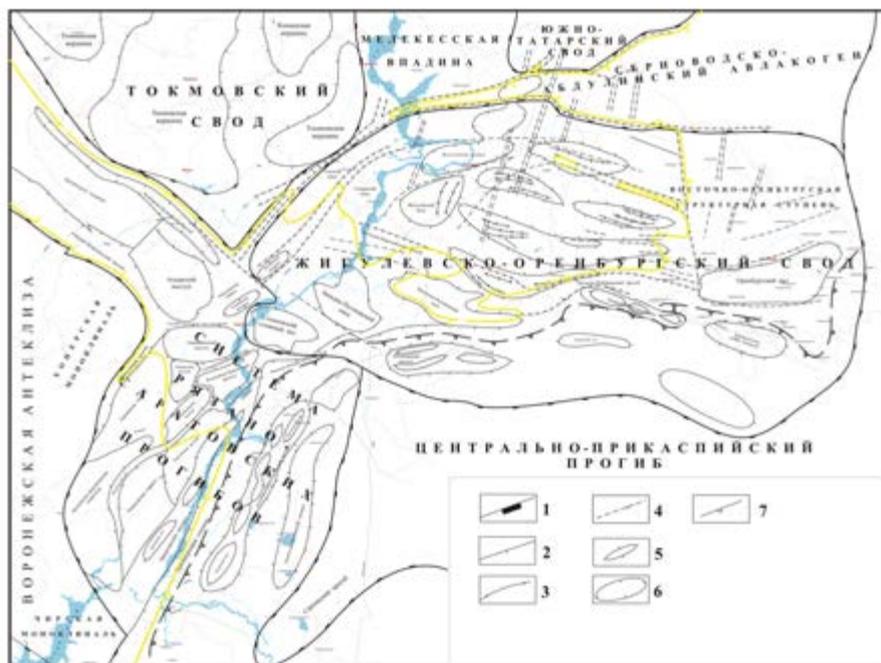
# ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИСТЕМЫ РЯЗАНО-САРАТОВСКИХ ПРОГИБОВ, ЖИГУЛЕВСКО- ОРЕНБУРГСКОГО СВОДА И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

**В.Ю. Писаренко, Ю.А. Писаренко**

ФГУП НВНИИГГ, Саратов, pisarenko@nvniigg.san.ru

Девонский разрез в юго-восточной части Русской плиты представлен нижним преимущественно терригенным и верхним – карбонатным комплексами отложений. Анализ данных бурений и сейсморазведки с составлением литолого-фациальных и тектонических моделей позволяет выявить отличительные черты строения и формирования данных комплексов в пределах различных геоструктурных зон: Жигулевско-Оренбургского свода (ЖОС), системы Рязано-Саратовских прогибов (СРСП) и Прикаспийской впадины (рис. 1).

СРСП отвечает территории Пачелмского авлакогена и его раструбу, выполненным породами рифей-вендского осадочного комплекса. По терригенному девону и нижней части карбонатного фиксируется целая серия ярко выраженных прогибов. ЖОС характеризуется



*Рис. 1. Тектоническая схема протерозой-верхнедевонского структурного этажа*

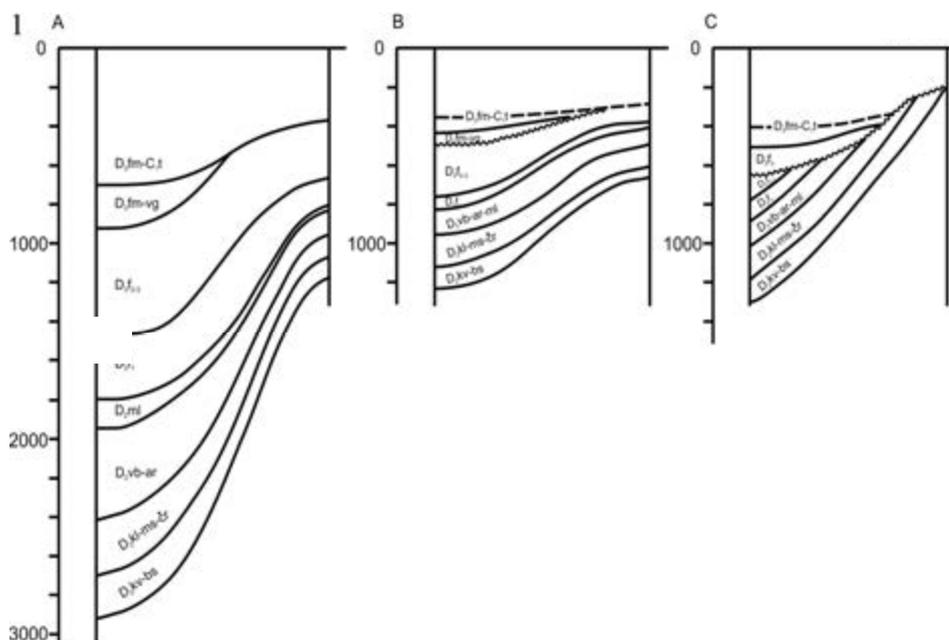
*Условные обозначения: 1 - границы тектонических структур первого порядка; 2 - границы тектонических структур второго порядка; 3 - оси валов, антиклинальных складок; 4 - тектонические нарушения; 5 - зоны поднятий; 6 - зоны прогибов; 7 - положение фаменского бортового уступа Прикаспийской впадины*

присутствием рифей-вендского комплекса только в локальных прогибах и ограничивающих его с севера Серноводско-Абдулинском авлакогене и с юга Центрально-Прикаспийском надрифтовом прогибе.

На территории Прикаспийской впадины в период накопления терригенного девона прогиб существовал в рамках Центрально-Прикаспийского надрифтового прогиба и на территории впадины (в рамках фаменского бортового уступа) условия осадконакопления были аналогичные, как и на прилегающих участках ЖОС и СРСП. Начало позднедевонской трансгрессии, сопровождавшейся карбонатным осадконакоплением, привело к расширению площади осадконакопления. В среднем и позднем фране в обрамлении Центрально-Прикаспийского прогиба могли создаваться благоприятные условия для формирования рифогенных построек. В этот переходный период граница Прикаспийской впадины могла иметь достаточно сложную конфигурацию. Лишь только с фаменского века при приоритете седиментационного структуроформирующего фактора начинает определяться положение бортового уступа Прикаспийской впадины (Рис. 1).

На рисунке 2 А и 2 В приведены значения мощностей стратиграфических подразделений терригенного и карбонатного девона, их перепады на границе локальных прогибов и их обрамлений. Как видно из рисунков и таблицы территория ЖОС характеризовалась накоплением меньшей мощности отложений, что свидетельствует о ее более приподнятом положении относительно СРСП. При этом малые перепады мощностей на территории ЖОС свидетельствуют о меньшей амплитуде локальных структуроформирующих подвижек. Расчеты показывают, что скорости осадконакопления и локальных структуроформирующих подвижек в пределах СРСП существенно выше. Анализ материалов позволяет отметить, что на границе терригенного и карбонатного девона произошла существенная перестройка структурного плана, сопровождавшаяся увеличением скоростей локальных структуроформирующих тектонических движений в рассматриваемых зонах. При этом эти подвижки привели на территории ЖОС к частичному или полному размыву отложений терригенного девона в пределах формирующихся палеоподнятий и выходом на предфаменскую поверхность стратиграфического несогласия разновозрастных отложений терригенного девона и протерозоя. Характер выклинивания отложений показан на рисунке 2 С. Поверхность стратиграфического несогласия сформировалась в результате унаследованного

проявления петинской и волгоградской фаз тектогенеза. Если по толще терригенного девона при выходе на поверхность несогласия мы не отмечаем существенных изменений мощности и фациального состава отложений (параллельное положение сейсмических отражений), то по верхнефранской части разреза отмечается веерное склинивание сейсмических отражений, что указывает на конседиментационный характер осадконакопления.



*Рис. 2. Сравнительная характеристика строения девонского осадочного чехла системы Рязано-Саратовских прогибов (А) и Жигулевско-Оренбургского свода (В). Характерные стратиграфические соотношения на границе терригенного и карбонатного девона в пределах Жигулевско-Пугачевского свода (С)*

В СРСП, несмотря на проявление активных локальных структуроформирующих подвижек, разрезы девона стратиграфически полные и поверхность несогласия отсутствует. Более активное прогибание этой территории способствовало этому. Унаследовано развивавшиеся в период преимущественно терригенного осадконакопления девонские прогибы характеризуются значительными изменениями мощностей и литолого-фациального состава пород отдельных горизонтов.

В начале фаменского века произошла существенная компенсация палеорельефа терригенно-карбонатными отложениями волгоградского горизонта.

С середины фаменского этапа осадконакопления палеотектоническая обстановка в пределах СРСП и ЖОС в значительной мере стабилизировалась, что предопределило слабую литолого-фациальную и мощностную дифференциацию отложений различных горизонтов.

Различие условий седиментации девонских отложений в пределах рассматриваемых геоструктурных зон предопределило и специфику нефтегазопроисковых объектов.

Таблица

*Сравнительная характеристика девонского осадочного чехла системы Рязано-Саратовских прогибов и Жигулевско-Оренбургского свода*

Стратиграфический интервал	Литологические комплексы	Продолжительность, млн. лет	Система Рязано-Саратовских прогибов				Жигулевско-Оренбургский свод				Отличие в плане структуры геоструктурных зон		
			Колесание мощности интервала (м)	Период мощности П (м)	Скорость породообразования (м/млн.лет)	Скорость тектон. локальных движений (м/млн.лет)	Колесание мощности интервала (м)	Период мощностей (м)	Скорость породообразования (м/млн.лет)	Скорость тектон. локальных движений (м/млн.лет)	Соотношение скоростей породообразования	Соотношение скоростей тектон. локальных движений	Соотношение периодов мощностей
D <sub>2</sub> C <sub>1</sub>	fb-1	14	400-700	300	28-30	21	300-500	200	21-36	14	1,4	1,5	1,5
	f <sub>2a</sub>	3	300-500	250	100-183	83	100-250	150	33-83	50	2,2	1,66	1,6
D <sub>2</sub>	f <sub>1</sub>	3	150-300	200	50-100	67	25-75	50	8,3-25	17	4	3,9	4
	zv	ml	7	10-120	110	22-74	51	10-30	20	15-23	7	3,2	7,2
		v-bar-ar	7	150-400	250	100-130	30	8,3					
	ef	ct	7	105-270	165	29-78	40	120-170	50	24-38	14	2,0	3,5
kl-mz		105-270		180	50-100			50	3,6				
D <sub>2</sub> top		17	515-1370	855	30-80	50	305-505	200	18-30	12	2,6	4,1	4,2
D <sub>2</sub> top + сваб		31	1215-3620	1405	39-84	45	705-1255	550	29-40	18	2,1	2,5	2,55

В пределах СРСП на начальном этапе карбонатного осадконакопления (средний – поздний фран) унаследованные дифференцированные подвижки на фоне прогибания территории создавали благоприятные условия для активного проявления процессов рифообразования и роста построек на приподнятой части шельфа и бортовых зонах прогибов. Во впадинах в этот период накапливались относительно глубоководные фации. Более спокойная палеотектоническая обстановка в пределах ЖОС предопределяла возникновение только малоамплитудных рифогенных построек, присутствие стратиграфически и литологически экранированных ловушек УВ.

Более дифференцированные локальные тектонические подвижки в пределах СРСП привели к значительной изменчивости коллекторских свойств пород терригенного девона.

# ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**В.Н. Подковыров**

*ИГГД РАН, Санкт-Петербург, vpodk@mail.ru*

Комплекс вендских отложений юго-востока Сибирской платформы (Непа-Ботуобинская, Предпатомская и Патомская зоны) рассматривается как последовательность осадков пассивной окраины континента [4], переходящая в шельфовые отложениям задугового и, позднее, коллизионного бассейна [3, 5].

Изучен минеральный и химический состав песчаных и глинистых пород нижнего венда, включая паршинскую и непскую свиты Непа-Ботуобинской антеклизы, джемкуканскую, баракунскую (уринскую) и валюхтинскую свиты дальнетайгинской серии и жуинскую серию Патомского прогиба. Аллювиально-дельтовые и мелководно-морские отложения паршинской и непской свит представлены полевошпат-кварцевыми песчаниками в ассоциации с гидрослюдистыми, смектит-гидрослюдистыми, хлорит-гидрослюдистыми, с реликтовым монтмориллонитом, аргиллитами. Состав и умеренная сортировка и окатанность обломочных минералов и обломков пород, наличие обломков крупной размерности, вплоть до галек и, вероятно, дропстоунов, наличие рассеянных и послойно-прожилковых ангидритовых включений, указывают на аридный, но возможно и нивальный, климат в бассейне седиментации и быстрые темпы накопления осадков, источником которых являлся как петрогенный, так и литогенный, рециклированный материал континентальных областей сноса.

Накопление терригенных отложений в бассейне седиментации паршинского-непского времени, содержащих различные, в том числе и богатые эдиакарские комплексы микрофоссилий [2], происходило в сублиторальных и литоральных обстановках эпиконтинентального морского бассейна в условиях умеренного насыщения кислородом (дисокисные фации,  $Mo/Mn < 0.002$ ;  $V/Cr < 2$ ) и различной солености водной среды (содержание В от 25 до 380 г/т),

но без существенного влияния процессов сульфатредукции (пиритизации) осадков. Аргиллиты талахского горизонта паршинской свиты, судя по геохимическим индексам пород, накапливались в богатых кислородом прибрежных обстановках, что приводило к быстрому окислению и деструкции органических остатков; напротив, темноцветные аргиллиты хамакинского горизонта верхов паршинской свиты накапливались в спокойных, более глубоководных обстановках верхнего шельфа в условиях дефицита кислорода и эпизодически возникавших аноксических обстановок ( $Ni/Co=2,8-7,3$ ,  $V/(V+Ni)=0.84-0.92$ ), что способствовало сокращению таксономического разнообразия микроорганизмов.

Отложения дальнетайгинской серии (джемкуканская, баракунская, валюхтинская свиты) патомского бассейна венда (проксимальные и депрессионные фации шельфа) включают ассоциацию полевошпат-кварцевых, карбонатно-кварцевых песчаников и химически умеренно зрелых ( $CIA = 60 - 74$ ,  $K_2O/Al_2O_3 = 0.18-0.38$ ) сланцев первично хлорит-гидрослюдистого и смектит-гидрослюдистого состава, источником материала которых являлись как рециклированные осадки платформы, так и коры выветривания умеренного климата на различных по составу, включая и основные, породах фундамента Сибирского кратона, что не исключает и поступление примеси вулканогенного материала из выделяемых южнее островодужных [3] комплексов. Более зрелые ( $CIA=69-82$ ) смектит- или каолинит-гидрослюдистые аргиллиты для отложений жуинской серии (никольская и ченчинская свиты) свидетельствуют об усилении процессов выветривания. Аргиллиты уринской свиты нижнего венда, содержащие богатые комплексы эдиакарских микрофоссилий [1], представлены зрелыми ( $CIA = 73-80$ ) хлорит-гидрослюдистыми породами, формировавшимися, судя по значениям геохимических индексов  $V/Cr$  (0,9-1,9) и  $Ni/Co$  (0.95-3.1), в слабо окисных и дисокисных обстановках, что подтверждается низкими отношениями (0.21-0.30) высокорективного и общего железа ( $Fe_{Hr}/Fe_T$ ). Наиболее богатые микрофоссилиями аргиллиты уринской свиты характеризуются повышенными концентрациями апатита ( $P_2O_5 = 0.23-$

0.84%) и некоторым обогащением Sm и Nd в спектрах РЗЭ, что соответствует начальной, кислородной стадии развития океанических аноксических событий фанерозоя. Химический состав, распределение РЗЭ и отношения  $La_n/Yb_n$  (7.5-10.8) и  $Gd_n/Yb_n$  (1,3-1,8) в уринских и валюхтинских аргиллитах предполагает их формирование в основном за счет эрозии магматических и метаморфических комплексов фундамента Сибирской платформы, а не синхронных продуктов разрушения вулканических дуг венда.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 11-05-00813.*

#### Литература

1. Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки нижневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–786.
2. Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 1–24.
3. Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. № 1. С. 60–79.
4. Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история Патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 1–5.
5. Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic–Early Cambrian rifting and collisional events // Geol. Soc. America Spec. Paper, 2007. V. 423. P. 549-578.

# УСЛОВИЯ И МНОГОСТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ, ЯКУТИЯ)

**Л.И. Полуфунтикова**

*СВФУ, Якутск, pli07@list.ru*

Терригенные породы, слагающие Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса, представлены средне-верхнекаменноугольными алевролитами с пластами песчаников и нижнепермскими алевролитами и песчаниками, относящимися к умеренно-глубоководным образованиям морского окраинно-континентального бассейна Палеоверхояно-Индибирского прогиба [1]. Осадки накапливались длительный период в меняющихся морских условиях в мелководноморской обстановке (краевая часть шельфа) и обстановке турбидитового некарбонатного бассейна (подводные конусы выноса, долины, намывные валы), в связи с этим повсеместно наблюдаются различные типы слоистости и седиментогенных текстур пород, отражающих накопление осадков на дифференцированном морском дне из мутьевых потоков и донных течений. Цикличность в накоплении терригенного материала выразилась в ритмическом чередовании прослоев песчаников и алевролитов. Размыв и переотложение части осадков, наличие вулканомиктового материала, резких фациальных колебаний состава и мощности пород, следов конседиментационной складчатости указывают на накопление осадков в условиях активизации разломов.

Песчаники - светло-серые, серые, мелко- и среднезернистые полимиктовые разности по петрографическому составу разделяются на полевошпат-кварцевые граувакки, мезомиктово-кварцевые и граувакк-аркозовые ассоциации, которые циклически чередуются, что объясняется изменениями климата и тектонической ситуацией. Текстура песчаников массивная и в разной степени сланцеватая. Обломочный материал хорошей и средней сортировки и окатанности, представлен кварцем (40-65%),

плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами (20-40%). Цемент песчаников преимущественно пленочно-поровый или порово-контактный хлорито-гидрослюдистый-серицитовый. Главный компонент обломочной составляющей – кварц представлен несколькими разновидностями: 1) зерна вытянутой, линзовидной формы; 2) зерна изометричные с неровными корродированными краями и включениями игольчатых минералов по периферии; 3) изометричные зерна без включений, но сильно трещиноватые; 4) рекристаллизованные зерна кварца.

Алевролиты темно-серые, от крупно- до мелкозернистых, глинистые. По вещественному составу обломочных компонентов алевролиты относятся к олигомиктовой группе и имеют аналогичный с песчаниками минеральный состав (кварц - 50-70%; полевых шпатов до 20-30%) и характерную алевролитовую и порфиробластовую структуру. Цементирующая масса (20-40%) состоит из агрегатов хлорита, гидрослюды и дисперсной органики. Регенерированные или серицитизированные порфиробласты кварц-полевошпатового состава заключены в углисто-гидрослюдистую матрицу. Во всех алевролитах, без различия их стратиграфической принадлежности в разной степени развита сланцевато-линзовидная текстура.

На протяжении от карбона до триаса на территорию Южного Верхоянья был принесен огромный объем полимиктового кластогенного материала, который претерпел первичные постседиментационные преобразования, характерные для стадии катагенеза. В позднем мезозое произошла смена геодинамического режима, которая связана с формированием Верхоянского складчато-надвигового пояса. Это явилось причиной перехода от катагенеза к метагенезу и начала динамометаморфических преобразований.

Для начальной стадии преобразований терригенных пород верхоянского комплекса характерны процессы гравитационной и стресс-коррозии, различные формы аутигенеза. Среди алевропесчаных пород широко распространены конформные и инкорпорационные структуры: выпукло-вогнутые контакты, возникающие при взаимном растворении зерен распространены наиболее

широко в алевропелитовых разностях южной части территории, в песчаных породах, с невысокой степенью отсортированности довольно часто встречаются структуры инкорпорации. В рассматриваемых толщах широко распространены процессы рекристаллизации седиментационных минералов, что является одной из форм проявления аутигенеза. В результате этого процесса вокруг зерен кварца и плагиоклаза образовались сплошные или прерывистые каемки новообразованного минерала, нередко имеющие одинаковую оптическую ориентировку с обломочным ядром. В некоторых случаях регенерация кварца приводит к образованию идиоморфных кристаллографических очертаний и возникновению регенерационно-мозаичной структуры. Песчаные пород, содержащие первичный глинистый цемент, характеризуются широким распространением шиповидных структур, структур врастания и дифференциального скольжения. Последние проявляются в виде удлиненных чешуек слюды, соединяющих зерна кварца и плагиоклаза в виде косонаправленных перемычек и смещения двойниковых швов плагиоклазов в виде "микросбросов".

Преобразование пород на стадии метагенеза в динамически активных зонах характеризуется присутствием структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза, пластической деформации (полоски Бёма) и дифференциального скольжения [2]. Такие микроструктуры достаточно широко распространены в каменноугольных и пермских отложениях верхоянского терригенного комплекса, локализуясь преимущественно в песчаных разностях.

Динамометаморфические преобразования маркируются в зонах региональных разломов массовым распространением кливажа, структур дифференциального скольжения, течения и ротации. В породах верхоянского терригенного комплекса распространены как кливаж агрегатного типа, так и межзерновой кливаж. Их образование зависит от литотипа породы и от степени интенсивности динамометаморфических преобразований. В качестве вторичной деформационной микроструктуры выступает кливаж плейчатости.

Формирование этой микроструктуры связано со сдвиговым полем напряжения во второй этап деформации. Кливаж плейчатости развивается преимущественно в алевропесчаниках, а его распространение имеет локальный характер и контролируется региональными разломами.

Структуры течения и ротации представлены порфирокластическими системами и хлорит-мусковитовыми порфиробластами. Ядра порфирокластических систем представлены изометрическими зернами кварца, а тонкозернистая гибкая оболочка – агрегатом новообразованных минералов. Для описываемых толщ характерны системы  $\sigma$ -типа с признаками сдвиговых дислокаций. Хлорит-мусковитовые порфирокласты, встречающиеся в алевропесчанистых отложениях карбона, часто образуют кинк-зоны и соответствуют типу III – без внутренней деформации с вращением.

В целом, литологический анализ показал, что образования верхоянского терригенного комплекса характеризуются сложным и неоднородным характером постседиментационных преобразований. Отмечаются породы, находящиеся в начальной стадии преобразований, широко распространены процессы метабазита и метаморфизма зеленосланцевой фации. Важную роль в преобразовании пород имеют дислокационные события, которые сопровождаются развитием кливажа различного типа, структур течения и транспозиции, что свидетельствует о длительности и многоэтапности тектонических процессов, в том числе дислокациях надвигового и сдвигового характера, происходящих в период формирования верхоянского терригенного комплекса.

#### Литература

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
2. Янаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного поро- и рудообразования. Учеб. пособие – М.: ЭСЛАН. 2008 – 356 с.

# НАФТИДЫ И РУДЫ (ВЗАИМОСВЯЗЬ СОСТАВА, СВОЙСТВ, ФОРМЫ И СТРУКТУРЫ)

В.И. Попков, В.А. Соловьев, Л.П. Соловьева

КубГУ, Краснодар, geoskubsu@mail.ru

## 1. История и постановка вопроса

На идею взаимосвязи нафтидов и руд нас натолкнули работы Г.Л. Поспелова, который, занимаясь флюидодинамикой руд, одним из первых осознал общность процессов нафтидо- и рудообразования [10]. Теперь задача состоит в более точном определении взаимосвязи между ними. Значительные результаты получены в рамках идеи по дегазации Земли [4] и, в частности, по нефтегазоносным трубкам, которые сходны с рудными и алмазоносными [1, 2].

Занимаясь вопросами связи грязевого вулканизма и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона [8], авторам удалось конкретизировать взаимосвязь нафтидов и руд по составу, свойствам, форме и структуре месторождений.

## 2. Общность состава и свойств нафтидов и руд

*Общность состава* обнаруживается на уровне химических элементов. Хорошо известно, что, кроме углерода, водорода, в состав нефти и газа входят кислород, сера, азот и фосфор. Но, кроме этих основных составляющих, в золе нефти и газа обнаруживается много различных рудных элементов: Si, Al, Fe, Ca, Mg, V, Cu, Sr, Ba, Mn, Cr, Co, B, C. С другой стороны и в рудах присутствуют химические элементы, типичные для нафтидов. Например, известны нафтидопроявления в кимберлитовых трубках и во вмещающих породах Якутской алмазоносной провинции [11]. Здесь при проведении разведочных работ были зафиксированы нефтегазопроявления разного характера и масштаба. Наиболее интенсивные газопроявления наблюдались на трубке Удачная.

*Общность свойств* обнаруживается в *твердости* нафтидов и руд. Если твердость руд не вызывает сомнений, то о каустобиолитах нефтяного ряда

вспоминают редко. Например, нефтяной ряд завершается антраксолитами, а, возможно, и шунгитами.

### 3. Общность формы и структуры нефтидов и руд

По этим характеристикам наблюдается почти полное сходство. Изучение строения конкретных месторождений и залежей потребовало введения в обиход терминов «нефтегазоносные жилы» и «массивы» [7, 9]. Вплотную с общностью форм месторождений нефтидов и руд пришлось столкнуться при составлении справочника «Формы геологических тел» [12].

*Общность формы* обнаруживается, когда речь заходит о формах скоплений нефтидов и руд. Форма – это геометрия тела. При этом среди форм различают *плоские* (нефтегазоносные и рудные пласты), *изометричные* (нефтегазоносные и рудные массивы) и *линейные* (нефтегазоносные и рудные жилы).

*Общность структуры* проявляется не столь четко, как общность формы. Главная причина кроется в понимании термина *структура*. В практике поисковых работ часто термины «форма» и «структура» не различаются.

*Структура* – это множество *отношений и связей* между составляющими тело элементами. Рудники первыми заметили, что месторождения состоят из трех элементов (*скоплений, подводящих каналов и очага формирования*), связанных через подводящие каналы в систему. Между прочим, в эквивалентную систему связываются грязевой вулканизм и сейсмичность [8]. Вопрос лишь в том, по каким *каналам* осуществляется связь грязевого вулканизма и сейсмичности с очагом. В предлагаемой нами модели такими каналами могут выступать *листрические* разломы [5, 6].

Но провозгласить *листры* каналами – это лишь первый шаг. Не менее важно понять механизм миграции нефтидных и рудных флюидов. Это понимание приходит благодаря новым методам сейсмометрических исследований. По этим данным земная кора представляет собой своеобразный «слоистый пирог», состоящий из сейсмически прозрачных и непрозрачных слоев (волноводов), характеризующихся трещиноватостью и насыщенными

флюидами. Такая стратификация и определяет динамику нефтяных и рудных флюидов и механизмы их концентрации. В основе физико-математических моделей находится явление *дилатансии* в условиях *сдвиговых деформаций*. В состоянии покоя в листре наблюдается *компрессия*, а при сдвиге – *дилатансия* (рис. 1), которыми и объясняется *вертикальная зональность* нефтяных и руд. С глубинными горизонтами подводящие каналы связываются нефтяными и рудными трубками, через которые флюиды под большим давлением мигрируют по вертикали, образуя многоярусные скопления нефтяных и руд.

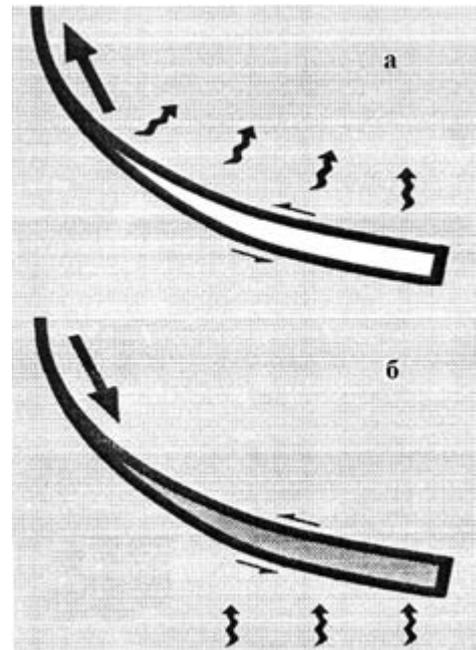


Рис. 1. Схема листрического разлома. Стрелками показано движение флюидов. Динамика разлома: а – фаза компрессии, б – фаза дилатансии

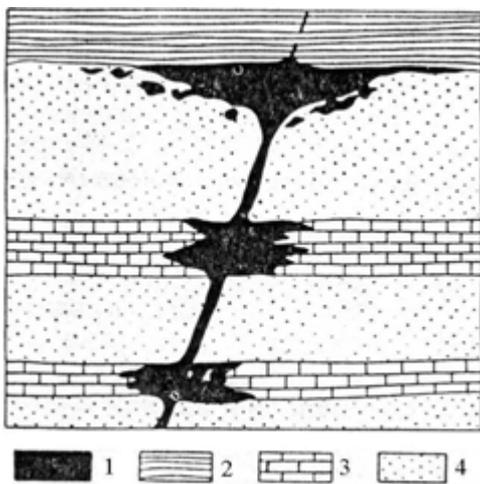


Рис. 2. Модель скопления руд: 1 – руда, 2 – глинистые сланцы, 3 – прослой известняков, 4 – песчаники

Модель такого механизма формирования скоплений

показана на рисунках 2 и 3. По крайней мере, она может быть применена не только для рудных, но и для

нефтяных скоплений севера Западной Сибири [1, 2]. Выводы этих авторов о повышении уровня дегазации в нефтяных и рудных

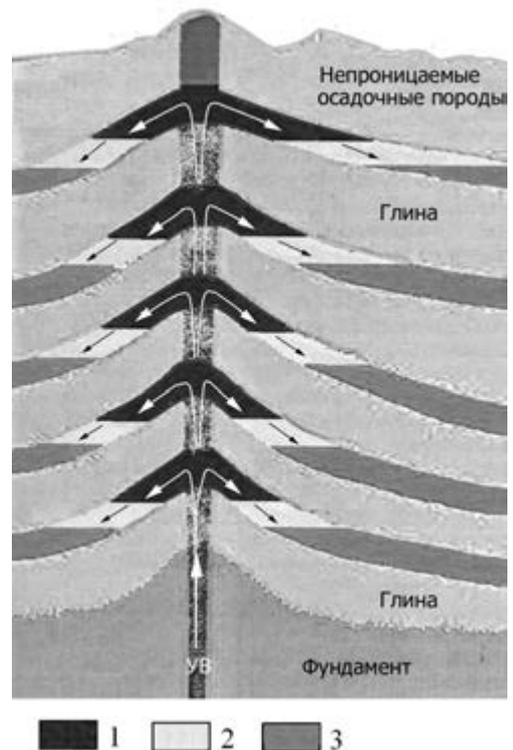


Рис. 3. Модель скопления нефтяных: 1 – газ, 2 – нефть, 3 – вода [1]

трубках с сейсмической активностью совпадают с нашими о связи данного явления с очагами сейсмичности [8].

#### Литература

1. Бембель Р.М., Бембель М.Р., Мегеря В.М. Геосолитонная модель формирования залежей углеводородов на севере Западной Сибири. // Геофизика, 2010. № 6. С. 9–17.
2. Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель С.Р. Поиски и разведка месторождений углеводородов на базе геосолитонной концепции дегазации Земли. // Геология нефти и газа, 2006. 32. С. 2–7.
3. Генезис углеводородных флюидов и месторождений. // Сборник статей. Отв. ред. А.Н. Дмитриевский и Б.М. Валяев. М.: ГЕОС. 2006. – 315.
4. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. // Материалы Всероссийской конференции. Отв. ред. А.Н. Дмитриевский и Б.М. Валяев. М.:ГЕОС. 2008. – 600 с.
5. Попков В.И. Тангенциальная тектоника и нефтегазоносность Арало-Каспийского региона // ДАН СССР, 1990. Т.313. №2. С. 420–423.
6. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир. 2001. – 136.
7. Попков В.И. Жильные залежи углеводородов. // Экологический вестник НЦ ЧЭС, 2004. №3. С. 34–45.
8. Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Грязевой вулканизм, сейсмичность и нефтегазоносность. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2010. С. 27–33.
9. Попков В.И., Рабинович А.А., Туров Н.И. Модель резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве. // Геология нефти и газа, 1988. С. 27–31.
10. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск Наука, 1973. – 356 с.
11. Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н., Каширцев В.А. и др.. Нафтидопроявления в кимберлитовых трубках и вмещающих породах Якутской алмазоносной провинции. // Геология и геофизика, 2005. № 2. С. 151–159.
12. Форма геологических тел. Терминологический справочник. Под редакцией Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра. 1971. – 246 с.

# ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ БАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ХАНТЕЙСКОЙ ГЕМИАНТЕКЛИЗЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

**А.Ю. Попов**

*ИНГГ СО РАН, PopovAY@ipgg.nsc.ru*

В последнее десятилетие в ИНГГ СО РАН на основе комплексных исследований выполнены детальные палеогеографические реконструкции центральной и южной частей Западно-Сибирского осадочного бассейна на батский век [2]. В рамках проведенных исследований был выполнен комплексный литолого-фациальный анализ средне-верхнебатского горизонта Ю<sub>2</sub> на северном склоне Хантейской гемиантиклизы [1; 3], а полученные впоследствии новые данные позволили уточнить и дополнить изложенные ранее результаты. На основе детального изучения 33 разрезов, вскрытых скважинами, были построены вертикальные седиментационные модели горизонта, в которых выделено 28 обстановок осадконакопления континентальной, переходной и морской групп. Привлечение материалов геофизических исследований 200 скважин позволили построить серию профилей и проследить характер смены литофациальных ассоциаций, выделенных в изученных разрезах, в различных направлениях.

На основе детального петрографического изучения разнофациальных алеврито-песчаных пород горизонта выделены 14 типов эмпирических кривых распределения обломков по фракциям, характерные для тех или иных гидродинамических условий среды седиментации. Ряд вычисленных параметров был проанализирован с использованием динамической и фациальной диаграмм Р. Пассега (1% квантиль-медиана) и динамогенетической диаграммы Г.Ф. Рожкова (асимметрия-эксцесс), что позволило уточнить фациальную принадлежность осадков и дополнить динамические характеристики среды седиментации. Прослежены основные изменения состава алеврито-песчаных тел, сформировавшихся в обстановках с различными энергетическими уровнями среды седиментации, при доминировании того или иного типа процесса, воздействующего на осадок (течениевого, волнового, комбинированного) и по мере смены континентальных условий седиментации

прибрежно-морскими. Анализ распространения различных обломочных компонентов по площади позволил сделать некоторые выводы о расположении основных путей миграции обломочного материала и о влиянии местных источников сноса. Зафиксировано повышенное содержание обломков кварца в отложениях, сформированных в пределах реконструированного основного русла, наблюдается закономерное изменение содержания ряда компонентов в составе обломочной части пород в зависимости от удаления от наиболее приподнятой части территории (Нижневартовский свод).

Проведенные комплексные исследования показали закономерную смену континентальных обстановок осадконакопления морскими, обусловленную постепенным наступлением моря с севера. Прослеживание закономерностей смены литофациальных ассоциаций, составляющих горизонт, по латерали и вертикали позволили выполнить палеогеографические реконструкции на периоды формирования нижней, средней и верхней его частей. Некоторое представление о палеорельефе территории исследования дало рассмотрение тектонических особенностей строения юрского структурного яруса, основные структурные элементы которого, как считается, к раннеюрскому времени были уже сформированы.

На начальном этапе формирования горизонта на изученной территории существовал континентальный режим осадконакопления с развитием озерно-болотно-аллювиальной равнины. Характер развития русловых отложений позволил выделить основную речную артерию, которая протекала с юга на север по центральной части района исследования, была относительно мелководной и имела довольно широкий пояс меандрирования. Пространственное расположение русловых алеврито-песчаных тел позволило проследить закономерности миграции русла во времени. Были выделены два относительно глубоководных озера на северо-западе и в центральной части района исследования, в которые впадали небольшие реки, приносявшие алеврито-песчаный материал.

В период формирования средней части горизонта на изученной территории происходило постепенное затопление наиболее прогнутых участков наступающим с севера мелким морем и развитие на побережье лагунно-баровых обстановок осадконакопления. В кратковременные периоды приостановки поднятия уровня моря в устьях рек формировались относительно

небольшие дельты конструктивного типа. Основные дельтовые тела, выявленные на северо-западе территории и вблизи Нижневартовского свода, позволяют проследить постепенное отступление дельтовой системы в южном направлении. Оконтурены места развития наиболее крупных барьерных баров, нередко расположенных вблизи наиболее развитых дельтовых систем и представляющие основные области аккумуляции переработанного алеврито-песчаного материала.

На заключительном этапе формирования горизонта значительная часть изученной территории ушла под воду. Периодически заливаемые участки суши сохранялись лишь на наиболее приподнятых участках Сургутского свода, где были развиты низменные прибрежные марши, и в центральной части Нижневартовского свода, где встречаются речные отложения. Сушу окаймляли мелкие лагуны, отделенные от моря серией барьерных баров. В мелком, преимущественно не более 20 м глубиной, море существовало множество отмелей и периодически затапливаемых небольших островков, иногда с развитием болотных отложений. Анализ распространения прибрежно- и мелководно-морских фаций позволил выявить наиболее погруженные участки, расположенные на севере территории, и оконтурить области относительного мелководья с развитием остаточных баров.

На основе полученных результатов были выявлены тела коллекторов различного качества и прослежено их пространственное распространение, что, в совокупности с результатами других исследований, позволило наметить на данной территории зоны, наиболее благоприятные для накопления залежей углеводородов.

#### Литература

1. Казаненков В.А., Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Саенко Л.С., Ян П.А. Обстановки формирования коллекторов горизонта Ю<sub>2</sub> в северо-восточной части Хантейской гемиянтеклизы (Западная Сибирь) // Геология нефти и газа, 2009, № 1. – С. 46-53.
2. Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А. и др. Седиментогенез коллекторов среднего-верхнего бата и их нефтеносность в Широ́тном Приобье // Геология и геофизика, 2010, № 2. – С. 187-200.
3. Попов А.Ю., Казаненков В.А. Особенности батского седиментогенеза на северо-востоке Широ́тного Приобья // Изв. ТПУ. Науки о земле. – Томск: 2010, № 1. – С. 67-71.

## **ЭВОЛЮЦИЯ РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Соловьева Л.Н.**

*РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, г. Москва, olgapostnikova@yandex.ru*

В позднекембрийской геодинамической истории юга Сибирской платформы, выделяются следующие основные событийные рубежи: раннерифейский (1700 млн. лет), позднерифейский (добайкальский, 1 млн. лет), позднерифейский (байкальский, 850 млн. лет), ранневендский (630 млн. лет), поздневендский (580 млн. лет), в значительной степени определившие условия формирования и эволюцию осадочных бассейнов и повлиявших на условия осадконакопления.

Важнейшим событием в истории развития Сибирской платформы в раннерифейское время является раскрытие континентальных рифтов, положившее начало формирования рифейских осадочных бассейнов. К настоящему времени накоплен обширный фактический материал, свидетельствующий о начале активных процессов континентального рифтинга начиная с 1700 млн. лет, который охватывал будущие Восточно-Европейский, Сибирский, Северо-Китайский, Таримский и др. кратоны. Древнейшими внутриконтинентальными рифтами на западе Сибирской платформы являлись Касско-Канский, Куломбинский, на юго-востоке Байкало-Виллюйский, на востоке Ыгыаттинский, Кемпендяйский.

В пределах Сибирской платформы раннерифейские синрифтовые комплексы, с возрастом 1620-1650 млн. лет исследованы в пределах Енисейского кряжа по отложениям тейской серии. В промежутке 1730-1350 млн. лет, в результате распада Пангеи – 1, в состав которой входил Сибирский кратон, образовался ряд континентов и микроконтинентов: Канский, Гарганский, Муйский, Становой и др., которые обрамляли кратон по его периферии. Важнейшим событием позднерифейской истории геодинамического развития бассейна явилось начало раскрытия Палеоазиатского океана (1000-900 млн. лет), омывавшего Сибирский кратон с запада и юга. Раскрытие океанов привело к трансформации основной массы внутриконтинентальных рифтов в окраинноконтинентальные (Касско-Канский и Байкало-Виллюйский и др.), которые и сформировали пассивные окраины Сибирского кратона.

С начала позднего рифея, вплоть до рубежа 850 млн. лет, Сибирский кратон вступил в фазу тектонической стабилизации о чем свидетельствует формирование в этот период мощных карбонатных платформ в различных частях позднерифейского бассейна.

В конце позднего рифея, в байкальское время, начинается общий подъем территории, обусловленный столкновением с Сибирским кратоном вулканических дуг и микроконтинентов по всему контуру границы кратона. С этим событийным рубежом связано резкое увеличение вулканической активности, интенсивно проявившейся в сравнительно узкой полосе вдоль современной западной и южной окраин древнего континента. В это время происходит реактивизация раннерифейских рифтовых систем, когда по разломам, ограничивающих рифтовые зоны, происходило резкое опускание блоков, соответствующих центральным частям рифтов и резкое воздымание межрифтовых блоков. Эти процессы привели к интенсивному размыву отложений рифея в пределах межрифтовых блоков и пенипленизации территории суши. Подъему территории в начале байкалия сопутствовал значительный по площади процесс оледенения, сопровождавший активные тектонические процессы. На западе кратона геодинамические процессы, вызвавшие резкое изменение структурных планов и смену преимущественно карбонатного осадконакопления терригенно-карбонатным были связаны с обдукцией Касского и Каннского микроконтинентов на западный край Сибирского кратона.

С этого времени на западе начинается образование крупного орогена, послужившего источником сноса большого объема терригенного материала, накапливавшегося в узких грабенообразных впадинах над палеорифтовыми депрессиями, обрамлявших Байкитский и Богучанский межрифтовые платформенные блоки. На юго-востоке Сибирского кратона в байкальское время произошла коллизия к Сибирскому континенту Баргузинского, Гарганского, Станового и других микроконтинентов.

К началу венда (620-630 млн.лет) вокруг Сибирского кратона сформировалась пассивная континентальная окраина, сложенная аккреционно-коллизионным орогенным комплексом, в который входили довендские структуры различной геодинамической природы: микроконтиненты, островные дуги, задуговые и преддуговые бассейны (В.В.Хоментовский, И.В.Гордиенко, 2004, 2006). Эти орогенные комплексы с запада и юго-востока отгораживали платформенный морской бассейн от Палеоазиатского океана и служили источниками сноса для формирующихся передовых прогибов. В связи с

образовавшейся геоморфологией суши по окраинам Сибирского кратона, и значительных геотектонических событий этого периода, связанных с формированием континента Гондваны, обширнейшая морская трансгрессия с юга и юго-востока охватила практически весь Сибирский континент (В.Е. Хаин, К.Б. Сеславский, 1991). С начала (580 млн. лет) верхнего венда Сибирский кратон вступил в платформенный этап развития, который ознаменовался крайне стабильным тектоническим режимом в условиях которого во внутренних районах платформы развивались мелководные морские бассейны, с преимущественно карбонатным режимом осадконакопления. В период 630-500 млн. лет (венд – ранний кембрий), согласно палеомагнитным данным, Сибирский континент находился в приэкваториальной области, что во многом обуславливало особенности осадконакопления как во внутренних бассейнах платформы, так и окраинных. Орогенные комплексы, окружающие венд-кембрийский бассейн по западной, южной и восточной периферии и образовавшийся рифовый барьер на севере и северо-востоке, обеспечивали изоляцию кембрийского бассейна, что приводило в условиях аридного климата к формированию мощных отложений каменных солей.

Рифей-венд-кембрийский бассейн завершил свое развитие в позднем кембрии, когда основную территорию платформы охватила крупная регрессия. В этот период времени произошла глобальная тектоническая перестройка, выразившаяся в смене направления движения литосферных плит. Сибирский континент начал мигрировать на север, а на его окраинах возобновились аккреционно-коллизийные процессы сжатия и скучивания в результате столкновения различных террейнов. События протерозойской и раннепалеозойской геодинамической истории Сибирской платформы определили морфологию, границы распространения и внутреннюю структуру рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна.

На каждой из стадий геодинамического развития осадочного бассейна сформировались литогеодинамические комплексы, разграниченные событийными рубежами, соответствующими стадиям тектонической активизации и климатическим изменениям.

Литогеодинамические комплексы образуют циклическую последовательность, соответствующую стадиям стабилизации и активизации тектонических режимов.

# ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕГИОНА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

**Е.Г. Потапов**

*ФГУ «Пятигорский государственный научно-исследовательский институт курортологии  
ФМБА России», г. Пятигорск, gidholod@mail.ru*

Большинство исследователей Кавказских Минеральных Вод (КМВ) важное значение придают геологическому строению нижней части осадочных пород, залегающих на интрузивно-метаморфическом комплексе палеозойского фундамента. Ведь именно в этих породах происходит первичное взаимодействие поднимающихся из палеозойского фундамента струй углекислого газа с подземными водами осадочного чехла и формирование месторождений углекислых минеральных вод. На значительной части территории КМВ отложения титонского яруса верхней юры и валанжинского яруса нижнего мела образуют единый водоносный горизонт (титон-валанжинский), который является продуктивным на углекислые минеральные воды на Кисловодском, Ольховском, Кумском, Пятигорском и других месторождениях. Результаты бурения большого количества глубоких скважин позволяют сделать определенные уточнения геологического строения титон-валанжинских отложений района КМВ.

Анализ геологического строения региона КМВ показывает, что отложения титонского яруса широко распространены на большей части описываемой территории. До недавнего времени большинство исследователей территории КМВ считало, что отложения титона здесь имеют повсеместное распространение. Тем не менее, еще А.П. Герасимов [1] и А.Н. Огильви [4] на основании изменения литологии и мощности титона в районе Кисловодского месторождения, отсутствия их в ксенолитах интрузивных пород некоторых лакколитов и весьма низкой сульфатности соляно-щелочных вод, высказывали предположение об отсутствии титонских отложений в районе Ессентукского месторождения.

Исследования М.В. Муратова [2] в южной части региона КМВ показали, что формирование титонских осадков происходило в сравнительно узкой ложбине, ограниченной с северо-востока и юго-запада поднятиями. При этом

М.В. Муратовым предполагалось, что северо-восточное поднятие, сложенное палеозойскими гранитами и кристаллическими сланцами, поставляло грубообломочный материал совершенно неокатанных зерен кварца, розового полевого шпата, кристаллических сланцев, в то время как с юго-западного поднятия поступали брекчии кимериджских известняков.

При изучении геологической структуры региона КМВ на основе анализа обширного материала бурения и площадных геофизических исследований нами [3] было установлено отсутствие на значительной площади Ессентукского месторождения, а также к северо-западу и юго-востоку от него титонских отложений (рисунок).

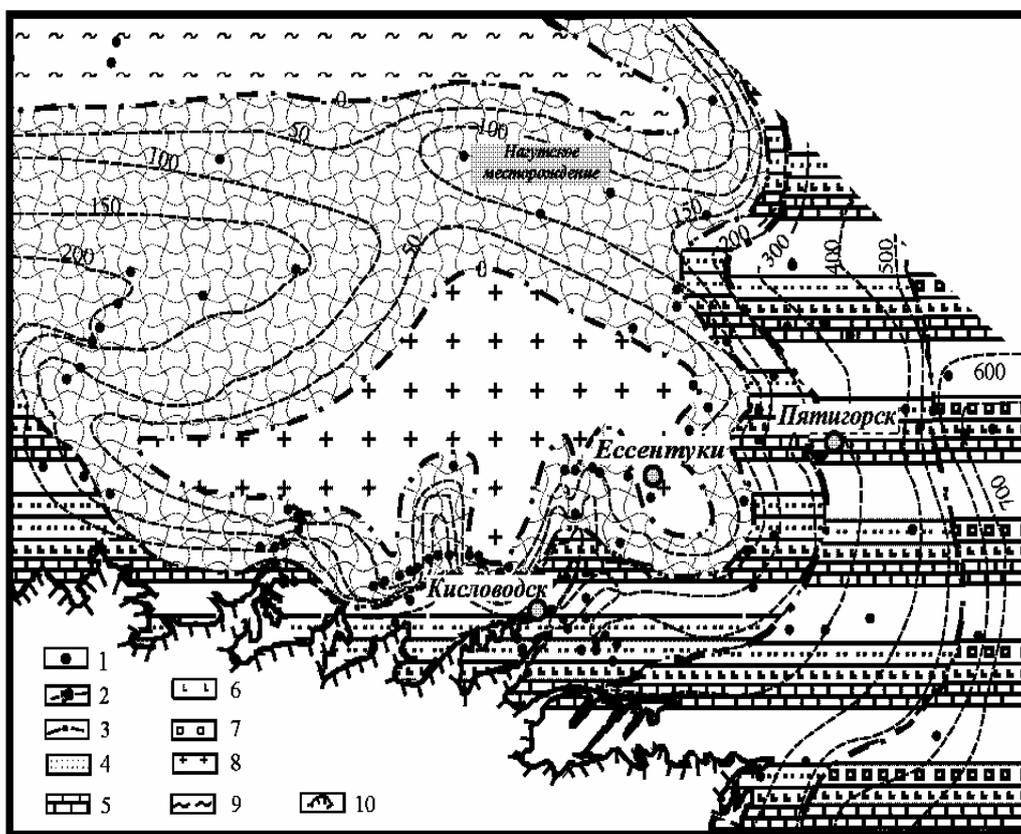


Рисунок. Схематическая карта литофаций и мощностей отложений титонского яруса верхней юры региона КМВ:

1 – скважина, в числителе – номер скважины, в знаменателе – мощность титонских отложений, м. 2 – изопахиты, м. 3 – границы литофаций. Литофации: 4 – терригенная, 5 – карбонатная, 6 – гипс – ангидритовая, 7 – галитовая. Породы фундамента: 8 – граниты и гранодиориты, 9 – кристаллические сланцы. 10 – граница выхода титонских отложений на дневную поверхность

Данные глубокого разведочного бурения на площадях Пятигорского, Бештаугорского, Железноводского и Лысогорского месторождений свидетельствуют об увеличении мощности титонских отложений в северной и

северо-восточной части КМВ и повышении здесь доли карбонатных и гипсоносных пород в строении этой толщи. На площади Нагутского месторождения титонские отложения представлены в основном грубообломочными терригенными фациями с низким содержанием сульфатных минералов.

Таким образом, можно констатировать, что в титонском веке центральная часть региона КМВ к северо-западу и западу от Эссентуков представляла из себя островное поднятие, служившее источником сноса терригенного материала, откладывавшегося в прибрежной части. В целом титонские отложения представлены комплексом пестроцветных пород, в составе которого чередуются известково-глинистые песчаники, гранитная дресва, гравелиты, известняки, глинистые сланцы, глины, ангидриды и галиты. Характерным для них является большая фациальная изменчивость и невыдержанность по мощности.

В южной части территории титонские отложения выходят на поверхность, обнажаясь по долинам рек Кумы, Подкумка, Аlikоновки, Березовки, Кич-Малки и их притоков. Здесь они сложены красными лагунными глинами с включениями гипса и прослоями известняков, слоистыми грубообломочными песчаниками, гравелитами и гранитной дресвой. По мере приближения к береговой линии на север возрастает роль грубообломочного материала. Мощность титонских отложений здесь с юга на север уменьшается от 200-250 до 50-0 м (см. рисунок).

В западной части КМВ титонские отложения представлены в основном гравелитами и брекчиями, чередующимися с песчаниками, алевролитами и реже аргиллитами. Суммарная мощность их не превышает 200 м.

Наиболее полный разрез титонских отложений вырисовывается по данным глубоких скважин в восточной части КМВ. Здесь устанавливается закономерное изменение литологического состава пород от грубообломочных конгломератов, гравелитов и брекчий вблизи палеоподнятия до появления карбонатных и галогенных осадков по мере удаления от береговой линии, увеличения глубины моря и роста мощностей осадочных пород до 500-700 м.

Отложения меловой системы широко развиты на территории КМВ. В южной и юго-восточной части района КМВ разрез нижнемеловых отложений начинается со слабодоломитизированных известняков с прослоями песчаников и мергелей берриасского возраста. Суммарная мощность их достигает 30-40 м. Отложения берриасского яруса вскрыты скважинами на Ольховском месторождении, Юцко-Джуцкой и Зольской площадях.

В северной части изучаемого региона в пределах Нагутского месторождения к берриасским отложениям предположительно отнесены

карбонатные осадки мощностью до 32 м (скважина 4-РГ) на границе между титонскими и валанжинскими отложениями.

На остальной части региона КМВ нижнемеловые отложения начинаются с доломитизированных известняков валанжинского яруса, обнажающихся на юге по долинам рек Кумы, Подкумка, Малки и других. Несмотря на сравнительную выдержанность литологического состава валанжинских отложений, вместе с тем наблюдается некоторое его изменение.

Так, в западной части изучаемой территории, в междуречье Кубани и Кумы мощность валанжинских отложений не превышает 10-50 м, а низы этой толщи представлены гравелитами и песчаниками, переходящими выше по разрезу в известковистые песчаники и доломитизированные известняки. Восточнее наблюдается постепенное уменьшение доли терригенных пород и повышение карбонатной составляющей с одновременным увеличением мощности отложений до 100-150 м.

В северной части региона КМВ валанжинские отложения вскрыты скважинами на Нагутском месторождении, где они представлены светло-серыми и серыми известковистыми песчаниками и алевролитами мощностью от 15 до 40-60 м.

Анализ изменения мощностей и литофаций берриас-валанжинских отложений показывает, что в центральной части КМВ в берриас-валанжинское время продолжало существовать островное палеоподнятия, на котором не происходило формирование морских осадков.

Факт выявления отсутствия титонских и валанжинских отложений в центральной части региона КМВ имеет большое принципиальное значение в правильной интерпретации гидрогеологических условий как всего региона, так и отдельных месторождений.

#### Литература

1. Герасимов А.П. Геологическое строение Минераловодского района: Бештау, Железноводск, Сухой Карамык. – Труды ЦНИИГРИ, вып. 30. Л., 1930. - 120 с.
2. Михайленко В.И., Вышинский В.Н., Потапов Е.Г. и др. Кавказские Минеральные Воды. 1903-2003 гг. – Пятигорск: Вестник Кавказа. – 2003. - 400 с.
3. Муратов М.В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод). – Тр. МГРИ. М.: Госгеолтехиздат, т. XXIII, 1948, с. 12-56.
4. Огильви А.Н. Минеральные источники Кавказских Минеральных Вод и их происхождение. – Пятигорск, 1935. - 79 с.

# **СТРОЕНИЕ, ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПРОДУКТИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ИРКИНЕЕВО-ЧАДОБЕЦКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

**В.В. Пошибаев, А.Д. Изьюров, А.А. Халиулов**

РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, г. Москва, [poshibaev@yandex.ru](mailto:poshibaev@yandex.ru)

Основные месторождения нефти и газа, открытые на территории юга Сибирской платформы, приурочены к различным стратиграфическим уровням рифея, венда и кембрия. Увеличение ресурсной базы углеводородов возможно за счет освоения слабоизученных, но обладающих уже доказанными высокими перспективами отложений верхнего рифея [2]. Эти отложения относительно хорошо изучены лишь в пределах локальных участков Юрубчено-Тохомской зоны Байкитской антеклизы. На остальной территории юга Сибирской платформы они остаются крайне слабо и неравномерно исследованными как по разрезу, так и по площади.

В последнее время в пределах Иркиннеево-Чадобецкого палеорифта (зоны Ангарских складок) из терригенных отложений верхнего рифея были получены крупные промышленные притоки УВ и открыты такие газовые месторождения как Абаканское, Берямбинское, Имбинское и др.

Докембрийские продуктивные отложения представлены мощным молассовым комплексом тасеевской серии, который был сформирован на позднерифейском (байкальском) этапе развития ИЧРЗ [5].

Детальному изучению строения тасеевской серии в обнажениях рр. Ангара, Тасеевой и др. посвящены многочисленные работы А.А. Предтеченского, М.А. Семихатова, В.В. Хоментовского, Ю.К. Советова, А.И. Анатольевой [1,4].

Верхнерифейские отложения тасеевской серии в пределах ИЧРЗ вскрыты единичными разведочными скважинами, поэтому сопоставление их разрезов с открытыми и хорошо изученными разрезами сопредельных территорий вызывает определенные сложности и затрудняет их стратификацию.

Мощности отложений тасеевской серии резко меняются от 50-100 м в наиболее приподнятой, бортовой части рифта до 700-800 м в ее осевой части. По направлению к Енисейскому кряжу мощность отложений тасеевской серии резко увеличивается и может достигать 2500-3000 м. Выклинивание отложений тасеевской серии отмечается по направлению к южному склону Камовского свода. В пределах локальных поднятий бортовой части рифта (Иркинеевский выступ, Кодинский вал) мощность отложений уменьшается и составляет порядка 150-200 м.

Отложения тасеевской серии характеризуются резкой степенью изменчивости стратиграфического объема. По направлению к наиболее приподнятым зонам и локальным участкам из разреза выпадают нижние толщи. Рядом исследователей высказывается предположение о резком скачкообразном изменении мощности нижних пачек алешинской свиты тасеевской серии вплоть до их полного выпадения из разреза по направлению от Енисейского кряжа к платформе.

Изменение стратиграфического объема отложений тасеевской серии происходит не только за счет выпадения из разреза нижних пачек, но и за счет предвендского размыва [3].

В работе было проведено изучение литологических и петрофизических особенностей строения тасеевской серии по керновому материалу из новых разведочных скважин, пробуренных в различных структурных зонах ИЧРЗ. Как уже отмечалось, сопоставление исследуемых отложений с хорошо изученными отложениями тасеевской серии в обнажениях рр. Ангары, Тасеевой, Манзя и др. весьма неоднозначно. Кроме того, в исследуемых отложениях отсутствуют надежные палеонтологические признаки, по которым их можно было бы уверенно стратифицировать. С определенной долей уверенности можно предположить, что мощная красноцветная гравийно-песчаная толща, вскрываемая в большинстве разрезов новых скважин (скв. Абаканская – 1, Беряμβинская - 2, Платоновская - 1, 2, Камовская -2, Оморинская – 11), вероятно соответствует континентальной алешинской свите тасеевской серии, на которой с размывом, четко фиксируемом в керне скважин, залегают прибрежно-морские песчано-глинистые преимущественно сероцветные

нижневендские отложения. Наличие крупного перерыва в осадконакоплении на предполагаемой границе рифея и венда подтверждается значительным содержанием в одной из скважин (скв. Камовская – 2) диаспора и гидроаргиллита по результатам рентгеноструктурного анализа (Д.И. Кудрявцев, О.В. Постникова, 2010).

В пределах ИЧРЗ выделяется несколько типов строения разреза алешинской свиты тасеевской серии. На юго-восточном склоне Камовского свода Байкитской антеклизы вскрытые отложения алешинской свиты представлены маломощной пачкой красноцветных аргиллитов с редкими прослоями алевролитов (20-25 м). Вниз по склону мощность отложений увеличивается и разрез наращивается за счет появления песчаных и алевролитовых прослоев, достигая 100-120 м. В осевой части рифта отложения тасеевской серии полностью не вскрыты. В пределах южной бортовой части рифта скважинами вскрыты мощные красноцветные гравийно-песчаные толщи с прослоями аргиллитов и алевролитов. Мощность отложений алешинской свиты в наиболее погруженных участках достигает 300-350 м.

В целом разрез тасеевской серии отличается от выше- и ниже-залегающих отложений характерным циклическим строением. Циклиты имеют трансгрессивное строение, с постепенным уменьшением зернистости вверх по разрезу. В основании циклитов отмечаются наиболее грубозернистые разности: косослоистые и линзовиднослоистые мелкообломочные гравелиты с многочисленными интракластами аргиллитов, линзовиднослоистые крупнозернистые песчаники, часто гравийные. В средней части циклита наблюдаются косослоистые и горизонтальнослоистые мелко- и среднезернистые песчаники, которые выше сменяются мелкозернистыми неяснослоистыми и массивными песчаниками и алевролитами. Завершают циклиты тонкогоризонтальнослоистые аргиллиты, часто со следами взмучивания и оползания.

По составу мелкообломочные гравелиты и песчаники тасеевской серии полевошпатово-кварцевого состава с многочисленными обломками глинистых сланцев, доля которых вверх по разрезу постепенно снижается. Цемент смешанный: пленочный железистый; поровый глинисто-карбонатный;

регенерационный кварцевый. В незначительных количествах отмечается сульфатный цемент.

Породы-коллекторы приурочены к основаниям циклитов и связаны с мелкообломочными гравелитами и крупно-, среднезернистыми песчаниками. Мощность песчано-гравийных прослоев колеблется от 0,1-0,3 м до 6-8 м. Мощность разделяющих их глинистых прослоев колеблется от 0,2-0,3 м до 20-25 м.

В продуктивных отложениях тасеевской серии отмечаются многочисленные субвертикальные трещины (3-15 м), как открытые (шириной до 3 мм), так и минерализованные (шириной 5-7 мм).

Породы-коллекторы относятся к трещинно-поровому типу. Значения пористости в среднем составляют 16-20%, проницаемости 1600-1800 мДа.

Формирование красноцветных терригенных толщ алешинской свиты тасеевской серии, в основном, связано с условиями аллювиально-дельтовой равнины и действием временных потоков [1].

Таким образом, отличительной особенностью исследуемых отложений является высокая степень вертикальной и горизонтальной литологической неоднородности, значительные резкие изменения мощности и стратиграфического объема, определяющие закономерности распространения пород-коллекторов в пределах ИЧРЗ.

#### Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция (Под ред. Леонова Ю.Г., Воложа Ю.А) // Тр.ГИН РАН. вып. 543. М.: Научный мир.- 2004 г.- с. 164-212.
2. *Постникова О.В.* Литолого-формационная модель рифей - вендских отложений Иркинеево-Чадобецкой рифтовой зоны // Разведка и охрана недр.- 2005.-№ 12.- С. 71-73.
3. *Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Соловьева Л.В., Пошибаев В.В., Коновальцева Е.С.* Природные резервуары рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы: особенности строения и закономерности размещения // Геология нефти и газа. – 2010. - № 6. с. 54-64.
4. *Советов Ю.К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы // Тр. ИГиГ СО АН СССР, в. 298.- 1977.-295 с.
5. *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и кембрия Сибирской платформы. // М.: Наука.- 1972. - 356 с.

**ЗОНЫ ОКВАРЦЕВАНИЯ В ПЕСЧАНЫХ ГОРИЗОНТАХ ВЕНДА  
НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ –  
ПРОЯВЛЕНИЕ ЛОКАЛЬНОГО ИЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА?**

**В.В. Пустыльникова**

*ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», г. Новосибирск, [pustylnikova@rambler.ru](mailto:pustylnikova@rambler.ru)*

Изучение литологического строения, состава и восстановление условий формирования песчаных нефтегазоносных (НГН) горизонтов имеет большое значение при расчленении, стратификации и корреляции осадочных толщ, фациальный анализ – при картировании отдельных песчаных тел – НГН объектов. Детальное изучение и анализ отдельных литологических параметров (вещественный, гранулометрический составы; количественный и минеральный состав цемента; постседиментационное изменение пород, его степень и стадийность; изменение первичного пористого пространства в сторону уменьшения и наоборот) имеют особое, а иногда решающее значение при изучении сложнопостроенных коллекторов с целью прогноза их качества. Полученные при этом результаты позволяют оценить влияние не только глобальных условий развития бассейна седиментации, но и отдельных геологических факторов (наличия или близости интрузивных тел и зон метасоматического изменения пород; дизъюнктивных нарушений и областей повышенной трещиноватости; областей аномальных Т и Р; влияние гидротерм, скоплений УВ на изменение пород и т. д.).

Изменение осадочных пород во времени и пространстве, в частности с погружением на глубину – является закономерным процессом литогенеза, стадийность данного процесса довольно хорошо изучена и описана во многих работах как зарубежных, так и российских авторов. Признаки катагенетического изменения песчаных пород: уплотнение зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород, наличие микротекстур сланцеватости; пелитизация, серицитизация и соссюритизация полевых шпатов, регенерация

зерен полевых шпатов и кварца; дегидратация глинистых минералов с преобразованием их в гидрослюда, хлорит и т.д., определенные типы межзерновых контактов – наличие инкорпорационных структур, микростилолитовых швов; залечивание пор аутигенными минералами, в том числе кварцем, т. е. *окварцевание* пород. Данные процессы могут протекать, закономерно усиливаясь с глубиной, но могут быть и локальными, связанными с особенностями условий седиментации, первичного вещественного и гранулометрического состава, наличием дизъюнктивных нарушений и др.

В работе использованы материалы многолетних литологических исследований продуктивных горизонтов венда (боханский, парфеновский) в районах, входящих в Ангаро-Ленскую НГО: Парфеновская, Боханская площади, Ковыктинский, Хандинский и Чиканский ЛУ, выполняемых в рамках договорных работ с недропользователями. Используются результаты ГИС, макроописаний керна, описаний пород в шлифах, выполненные сотрудниками Лаборатории литологии нефтегазоносных отложений ФГУП СНИИГГиМС.

При оценке *масштабов процесса окварцевания* учитывались следующие параметры:

- мощности и строение разрезов, соотношение в них различных литотипов, результаты макроописаний пород, степени крепости, трещиноватости и пр., структурно-текстурные признаки, предполагаемый генезис и взаимосвязь в пространстве;

- литологические параметры (вещественный и гранулометрический состав, количественный и минеральный состав цементов, характер и степень постседиментационных преобразований – типы межзерновых контактов, степень уплотнения зерен, наличие инкорпорационных структур, микростилолитовых швов, текстур сланцеватости, соотношение аллотигенной и аутигенной составляющей в цеменгах, *степень регенерации зерен кварца*);

- учет возможного влияния дизъюнктивных нарушений, трещиноватости и других локальных геологических факторов;

- все характеристики рассмотрены по вертикали и по латерали, построены различные литологические разрезы и карты, установлены закономерности, получены следующие выводы:

Распространение рассматриваемых горизонтов повсеместное, мощности боханского горизонта в районе Боханской и Парфеновской площадей составляют 30-50 м, в районе Ковыктинской и Хандинской площадей - 45-135 м, Чиканской – 65-175 м; мощности парфеновского горизонта в районе Боханской и Парфеновской площадей составляют 29-39 м, в районе Ковыктинской и Хандинской площадей - 40-85 м, Чиканской – 40-60 м. Фациально боханский горизонт (формация?) рассматривается как продукт многократных циклов осадения материала потоками (возможно, временными), теряющими скорость и силу во времени и пространстве, данный вопрос рассматривался автором ранее [1], парфеновский горизонт слагается менее грубозернистыми осадками с примесями в цементе карбонатного материала и скорее всего, имеет генезис смешанного типа - аллювиально-дельтово-прибрежно-морской со сменой фаций снизу вверх от аллювиальных до прибрежно-морских. Гранулометрический состав песчаных горизонтов в разрезах имеет ритмичное распределение с наличием галек аргиллитов базальных врезов в основаниях отдельных ритмов, особенно в боханском горизонте; в целом разномасштабный состав с примесью гравелитовой составляющей и сменой гранулометрического состава внутри микроциклов (ритмов) от более грубозернистых к менее зернистым, в отдельных ритмах парфеновского горизонта гранулометрический состав увеличивается в средней части и редких прослоев аргиллитов и алевролитов, являющихся перекрывающими границами ритмов. В вещественном составе преобладают мезомиктово-кварцевые и кремнекласто-кварцевые разности, в меньшей мере присутствуют кварцевые разности, кварцевые граувакки, полевошпат-кварцевые граувакки, единично - граувакковые аркозы и полевошпат-кварцевые разности по В. Д. Шутову [2]. Степень уплотнения пород с глубиной от парфеновского горизонта к боханскому увеличивается незначительно, при

этом в боханском горизонте, наряду с крепкими «сливными» песчаниками, встречаются плохо- и слабосцементированные прослои. Состав глинистых цементов по разрезу сверху вниз на рассматриваемой территории меняется преимущественно от смешанного гидрослюдисто-хлоритового, до хлоритового. Количество *регенерационного кварца* растет в боханском горизонте с глубиной от локального проявления (долей процентов) в кровельной части, до 1-2% в средней и до 4% в подошвенной; по латерали увеличивается незначительно от Ковыктинского к Чиканскому участку. В парфеновском горизонте изменения *регенерационно-кварцевой* составляющей в цементе имеет обратную закономерность (!): содержание в верхних пластах составляет примерно 4,5% и постепенно уменьшается до 1-2% - в нижних, причем данная закономерность сохраняется как на Ковыктинском, так и на Чиканском участках, к сожалению, для более южных районов точной информации по регенерационному кварцу нет, хотя строение горизонтов схожи. На некоторых участках количество регенерационного кварца имеет связь с вещественным составом пород, чем больше первичного кварца в составе, тем больше его и аутигенного в порах, связь с разломами проявлена сильнее для карбонатного цемента в парфеновском горизонте. Говорить о прямой зависимости *окварцевания* с глубиной и степенью фонового литогенеза возможно, рано, и в данном случае, скорее всего, имеет место наличие суммирования различных факторов, как региональных, так и локальных.

#### Литература

1. Пустыльников В.В., Иванова Н.А., Ильиных Е.В. // Седиментационное моделирование продуктивных горизонтов нижнего венда южной части Сибирской платформы (на примере боханского горизонта). //Актуальные вопросы литологии. Мат. 8-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С.254-256.
2. Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. вып. 5 - С. 86 - 103.

## ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ ЧУВАШИИ)

М.С. Рахимов<sup>1</sup>, И.В. Васильев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Чувашский филиал ФБУ «ТФГИ по Приволжскому федеральному округу», [geo@chtt.ru](mailto:geo@chtt.ru)

Территория Чувашской Республики характеризуется низкой (1-10 м/км<sup>2</sup>) степенью разбуренности осадочного чехла – 1,21 м/км<sup>2</sup> (согласно легенде карты изученности региона, ВНИГНИ, М., 2002). При этом 12 из 13 глубоких скважин были пробурены в 50-ые годы прошлого столетия, обеспечены лишь стандартным каротажем, испытания (невысокого качества) проведены всего в 4-х скважинах в процессе бурения; в связи с этим данные по фильтрационно-емкостным свойствам пород чрезвычайно ограничены. Как возможное решение одной из концептуальных проблем литологических исследований – отсутствие прямых репрезентативных данных, это не только их компенсирование результатами изучения геологических разрезов и литолого-фациальных реконструкций на смежных территориях (Ульяновской области и Республики Татарстан), но и привлечение косвенных методов разведки – геофизических, а также поисковой геохимии.

В период 1995-2010 гг. по территории Чувашии российскими научно-производственными специализированными организациями выполнен комплекс геолого-геофизических и геохимических исследований по изучению геологического разреза и оценке перспектив нефтеносности. В результате обеспечено получение разнородной (геологической и геофизической), разно-методной (сейсмо- электро- грави- и магниторазведка, газометрическая и биолокационная съемка), разноуровневой (космо-аэрогеофизической, наземной, скважинной) и разномасштабной информации. В ходе работ достигнута взаимодополняемость региональных и локальных исследований, имеющих экономическое наполнение.

Выполнено научно-геологическое обобщение такого изучения с позиций региональной тектоники и нефтегазогеологического районирования.

Опорной точкой послужила пробуренная в 1997 г. Турмышская скважина № 1 – поисковая, но с параметрической нагрузкой. Основным вывод, сделанный [3] по результатам литологического изучения керна, генетической диагностики типов отложений, палеонтологического изучения микрофауны, исследований органического вещества и битумов, сводится к тому, что на северо-востоке Токмовского свода возможно обнаружение залежей нефти; основным продуктивным комплексом является верхнедевонско-турнейский, характеризующийся наличием пород-коллекторов, флюидоупоров, различных типов потенциальных ловушек углеводородного сырья и глинисто-карбонатных нефтематеринских пород, находящихся в зоне «нефтяного окна». В частности, по данным пиролиза в девонских, турнейских и нижевизейских отложениях, степень зрелости органического вещества соответствует началу «нефтяного окна», а глинисто-карбонатные породы в этих интервалах разреза могут быть нефтематеринскими; групповой состав битумов и содержание углеводородного сырья в битуме в объединенной пробе из верхнедевонско-турнейских отложений, может указывать на наличие углеводородного скопления в районе скважины Турмышская № 1.

Следует отметить, что общегеологическая основа поисков УВ-скоплений в пределах «старой» Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в настоящее время расширена – это и отложения рифей-венда, и кристаллический фундамент (поверхность и внутреннее строение которого, часто отражают основные черты структуры осадочного чехла).

Широкое применение комплекса исследований позволило выделить по территории Чувашской Республики основные для Волго-Уральского бассейна нефтегазоносные (при этом «газовый фактор» отсутствует) литолого-структурные комплексы, развитые в девонских и каменноугольных отложениях; выполнить картирование не только простых, пластово-сводовых ловушек, но и сложнопостроенных, имеющих различный характер экранирования (структурный, литологический, тектонический), а также системы грабен, выполненных предположительно рифей-вендскими

образованиями; составить разновариантные, но одинаково правомочные, схемы тектонического строения Чувашского фрагмента Токмовского свода [1].

Накопление информационной базы прогнозирования, на основе увязки результатов оценки по всем тектоническим элементам и территориям Среднего Поволжья, позволило [2] обосновать количественную оценку начальных суммарных ресурсов нефти для территории Чувашской Республики.

Можно констатировать, что фактически создана специализированная система мониторинга ресурсов углеводородного сырья как системы регулярного сбора информации и оценки состояния нефтепоисковых работ на начало каждого года, структуры начальных суммарных ресурсов углеводородного сырья с распределением по нефтегазоносным комплексам и элементам тектонического и нефтегазогеологического районирования.

Наиболее перспективной территорией является восточная часть Чувашии, сопредельная с Западным Татарстаном, характеризующаяся на основе комплексной оценки структурного, литолого-фациального, геохимического и гидрогеологического критериев, благоприятными предпосылками для генерации и формирования залежей УВ. Роль литологического фактора в размещении зоны нефтенакпления по территории проявилась в закономерном распределении пород коллекторов и непроницаемых пластов покрышек в генетически едином ряду фаций суши, шельфа, склона и депрессий.

#### Литература

1. *Васильев И.В., Рахимов М.С.* Новые данные по тектонике Чувашского фрагмента Токмовского свода Волго-Уральской НГП // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып. 37. С. 37-44.
2. [*Проворов В.М.*], *Соснин Н.Е.* Разработать геодинамические критерии прогноза нефтегазоносности и обосновать направления региональных и поисковых геологоразведочных работ в основных нефтегазоносных районах России (по территории Чувашской Республики) // КамНИИКИГС, г. Пермь, 2002.
3. *Фортулатова Н.К., Швец-Тэнетта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К. и др.* Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов – М.:РЭИФИА, 2000.-239 с.

## НАБЛЮДАЕМЫЕ ПРИЗНАКИ ПЕРВЫХ ОСАДКОВ И УСЛОВИЯ РАННЕГО ЛИТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

О.М. Розен<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, [roseno@ilran.ru](mailto:roseno@ilran.ru)

Бассейн УАРРАВУНА формировался на кратоне Пилбара, Австралия, в течение ~140 млн. лет (3.46 — 3.32 млрд. лет назад). Это был мелководный прибрежный бассейн, состоящий из серии маломощных, ~ 50м, слоистых пачек, залегающих среди субаэральных базальтовых плато, и занимающих площадь более 18000 кв. км (в современной структуре), описанный с незначительными различиями в ряде работ [2, 6]. Бассейновые отложения сложены терригенными породами в ассоциации с карбонатными строматолитовыми платформами и эвапоритами (барит, образованный по гипсу), свидетельствующими — в первом приближении — о прибрежном волновом режиме и о составе океанских вод, близком к современному (рис. 1). Такие гигантские прибрежно-морские осадочные бассейны в ассоциации с континентальными платобазальтами не повторялись в дальнейшей истории. В процессе длительного и унаследованного прогибания на смену отложениям Уарравуна пришли разнообразные, преимущественно терригенные отложения Фортескью и перекрывающие их осадки полосчатой железорудной формации Хамерсли (2.5 млрд. лет), образующей крупнейшее в мире месторождение железа. Таким образом на кратоне Пилбара седиментация продолжалась в унаследованных бассейнах почти непрерывно в течение 1.0 млрд. лет [1].

Бассейн ПОНГОЛА располагается на востоке Каапвальского гранит-зеленокаменного кратона, Южная Африка, возраст гранитоидов которого здесь превышает 3.2 млрд. лет [7]. Бассейн отличается присутствием мощных толщ высокзрелых эпиконтинентальных кварцевых аренитов (рис 2). Он располагается на площади 30x130 км (в современном эрозионном срезе) в рифтовой долине, маркированной интрузиями габбро и

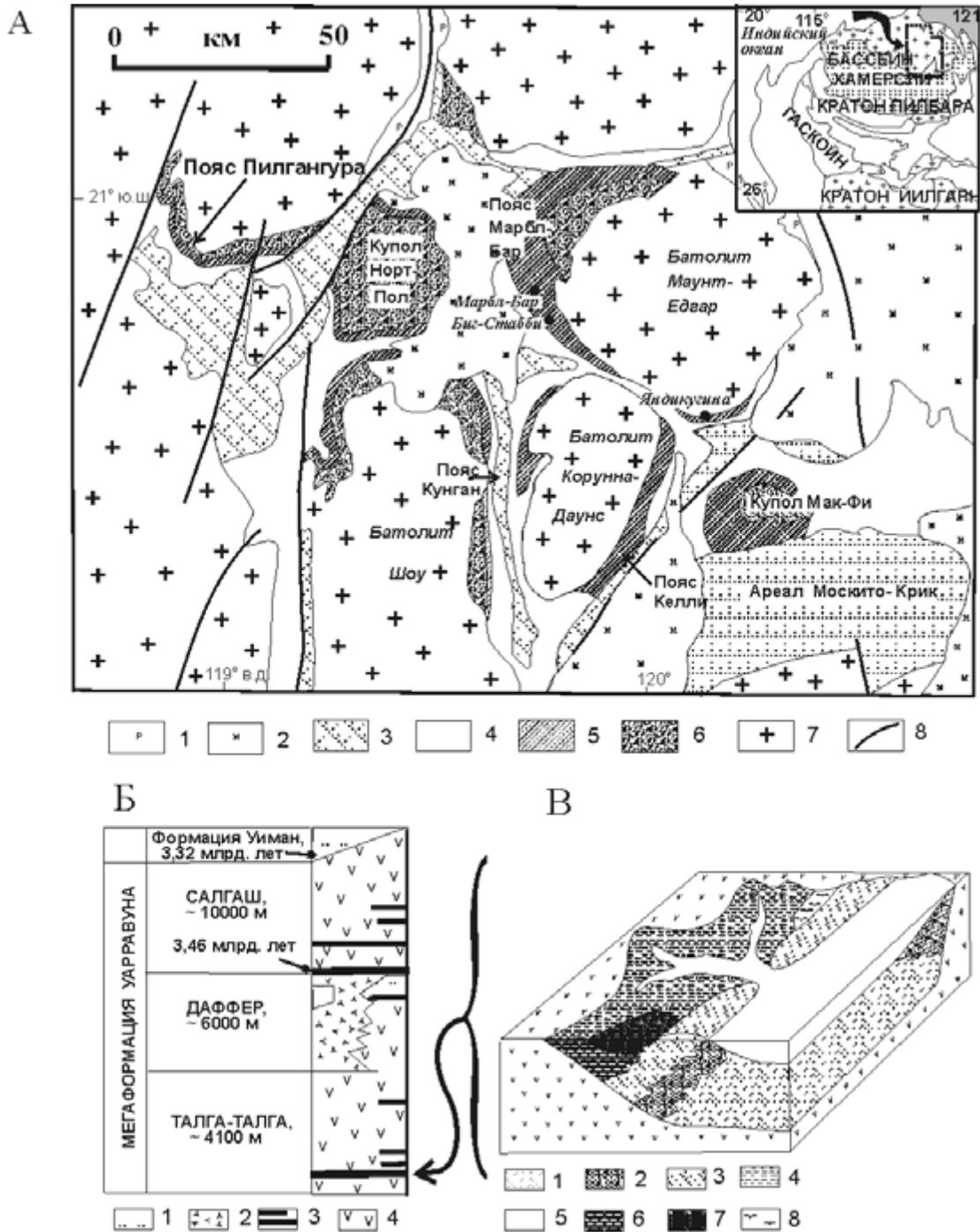


Рис. 1. Положение и строение палеоархейских (3.46 млрд. лет) осадочных отложений на базальтовом плато кратона Пилбара, северо-западная Австралия [2, 6].

А. Схема распространения мегаформации Уарравуна и ассоциированных отложений. 1 - отложения перми; 2-6. Мегаформации 2- Маунт-Брюс, 2.8-2.2 млрд. лет; 3- Джордж-Крик и Ребурн, 3.3-2.9 млрд. лет; 4 - 6 - Уарравуна, суперформации: 4- Салгаиш, 5- Даффер, 6- Талга-Талга; 7- гранитоиды; 8- разломы. Б. Стратиграфическое положение горизонтов осадочных пород внутри мегаформации Уарравуна. 1 - вулканомиктовые осадки, 2 - известково-щелочные вулканиды, 3 - кремнистые и сопровождающие осадки, 4 - базальты. В. Реконструкция условий осадконакопления пачки, состоящей из кремнистых и других осадков. 1 - мелководный сублиторальный песчаный вулканомиктовый покров, 2 - вулканический ил, 3 - береговой песчаный ил, 4 - надлиторальная илистая отмель, 5 - приливо-отливный канал, 6 - карбонаты, 7 - эвапориты (псевдоморфозы барита по гипсу), 8 - строматолиты. На врезке - положение кратона Пилбара в северо-западной Австралии, стрелка указывает положение рис. А

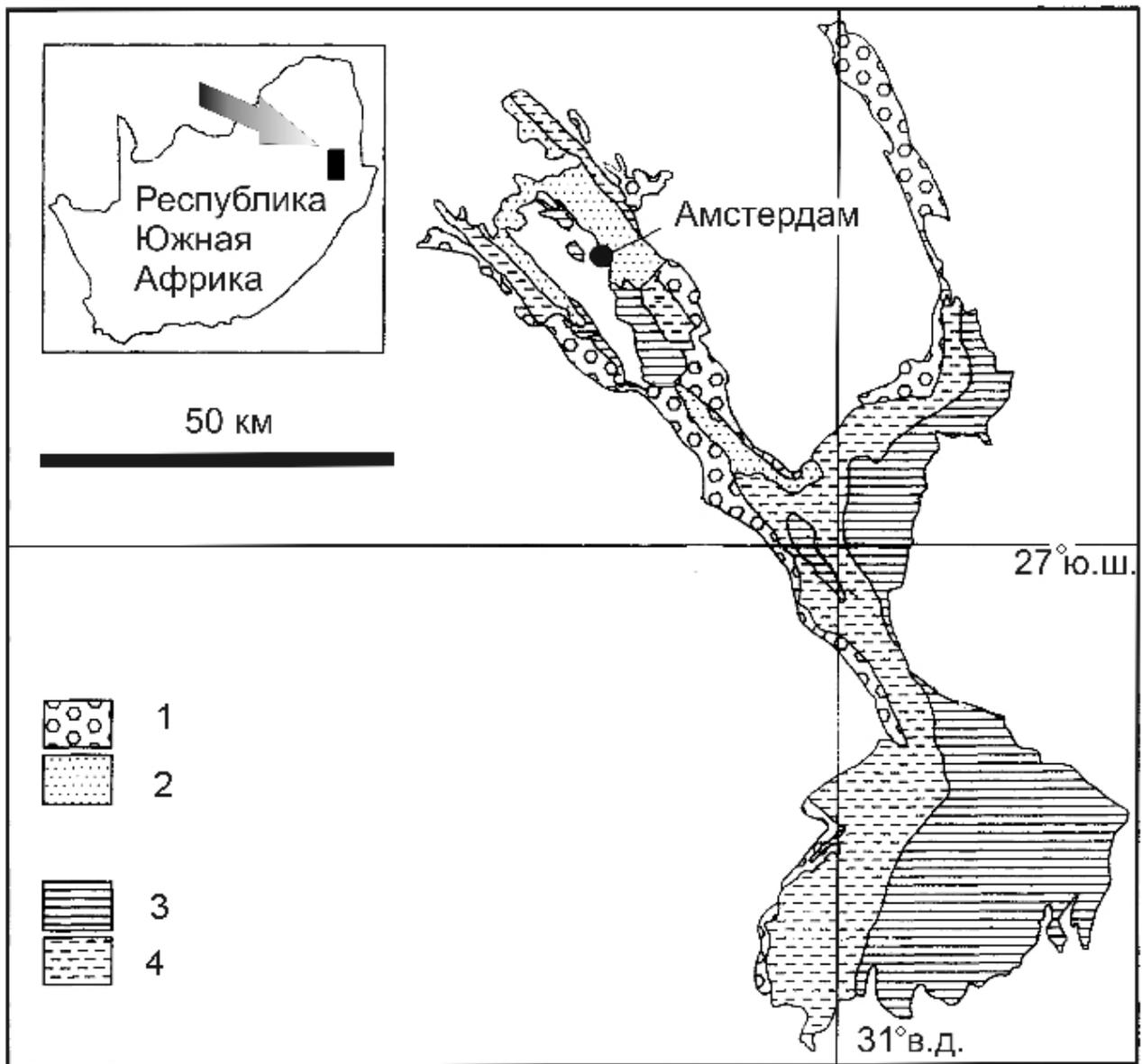


Рис. 2. Схема распространения отложений супергруппы Понгола и ассоциированных магматических комплексов на кратоне Каапваль [7]. 1- комплекс Усуивана, габбро, пироксенит (2873-2826 млн. лет,  $T(Nd)DM$ ), гранофир, 2- формация Амстердам, риолит, 3-4 - супергруппа Понгола, 3- группа Мозан, кварцевый аренит, глинистый сланец, мрамор, 4- группа Нсузе, базальт, андезит (2984-2940 млн. лет, циркон,  $U-Pb$  метод), кварцевый аренит

пироксенита, и образовавшейся 2.9 млрд. лет назад. Здесь распространены, снизу вверх, базальты и риолиты группы Нсузе, мощностью 8 км, а выше — отложения группы Мозан: флювиальные и приливо-отливные нередко косослоистые шельфовые обломочные кварциты (кварцевые арениты), глинистые сланцы и строматолитовые карбонаты, а также железистые

отложения, общей мощностью 5 км. Базальные вулканы Нсузе несогласно налегают на фундамент с корой выветривания в основании мощностью до 7.5 м. В ее составе глинистые сланцы содержат высокоглиноземистые минералы, в том числе — пиррофиллит и диаспор, что указывает на гумидную обстановку выветривания [5]. Представляется очевидным, что здесь уже в архее происходило интенсивное химическое выветривание стабильной сиалической коры в субэрадных эпиконтинентальных условиях устойчивого пеплени, похожих на современные [3, 4].

#### Литература

1. Розен О. М. Стабилизация и начало распада архейских кратонов: формирование осадочных бассейнов, мафитовый магматизм, металлогеническая продуктивность. Геотектоника, 2011, № 1, с. 3–27.
2. Barley M.E. Volcanic, sedimentary and tectonostratigraphic environments of the ~ 3.46 Ga Warrawoona Megasequence: a review. Precamb. Res. 1993. Vol. 60. P. 47-67.
3. Eriksson K.A., Fedo C.M. Archean synrift and stable shield sedimentary successions. Archean crustal evolution. Developments in Precambrian Research Geology Series, editor K.C. Condie. Elsevier, Amsterdam-Tokyo. №11. 1994. P. 171-204.
4. Grandstaff D.E., Edelman M.J., Foster R.W., Zbinden E., Kimberley M.M. Chemistry and mineralogy of Precambrian Research paleosols at the base of the Dominion and Pongola groups (Transvaal, South Africa). Precamb. Res. 1986. Vol. 32. P. 97-131.
5. Kryzine P.D. Arkose deposits in the humid tropics: a study of sedimentation in southern Mexico. Am. Jour. Sci., 1935, ser. 5, vol. 29, p. 353-363.
6. Van Kranendonk M.J., Smithies R. H., Bennett V.C., eds. Earth's oldest rocks. Developments in Precambrian Research Geology Series, editor K.C. Condie. Elsevier, Amsterdam-Tokyo. 2007. №15. 1037p. doi 10.1016.S0166-2635(07)15064-7
7. Walraven E., Pape J. Pb-Pb whole-rock ages for the Pongola Supergroup and the Usushwana Complex, South Africa. J. Afr. Earth Sc. 1994. Vol. 18. № 4. P. 297-308.

# ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

О.М. Розен<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, [roseno@ilran.ru](mailto:roseno@ilran.ru)

Несомненно специфическим осадочным процессом раннего докембрия является накопление полосчатой железорудной формации. В своем максимальном проявлении формация приурочена к рубежу архея и протерозоя (подробные обзоры опубликованы в работах [2, 3]), 2.5 млрд. лет назад, когда образовался бассейн Хамерсли (Австралия) – самое крупное месторождение железа в мире. В современной структуре палеобассейн занимает 120 тыс. км<sup>2</sup> при длине 600 км, ширине 350 км и мощности джеспилитового горизонта 2.5 км. Содержание железа в джеспилитах 25 – 40 %, запасы – сотни миллиардов тонн. Выделяются богатые руды, которые включают три разновидности: (1) массивные гематитовые, (2) гематитовые конгломераты и (3) лимонитовые пизолиты; при содержаниях железа 64 – 67 % и запасах 32 млрд. тонн [1]. К началу фанерозоя эта формация сошла на нет и позднее не проявлялась (рисунок).

Эти отложения (джеспилиты в собственном смысле слова) состоят из чередования прослоев оксидов железа (гематита и магнетита, 50% мас.), и кремня (50% мас.), иногда в ассоциации с сидеритом и сульфидами. Отложения повсеместно обнаруживают отчетливую положительную аномалию европия и отрицательную аномалию церия, что соответствует водам Атлантики на глубине 100 м с примесью 0.1% гидротермального флюида Восточно-Тихоокеанского хребта [3]. В типовых стратиграфических разрезах участвуют, снизу вверх: базальные конгломераты с галькой гранитоидов, гнейсов и других пород сиалического основания, доломиты, кварциты, железистые аргиллиты, полосчатые железные руды, углеродистые сланцы и аргиллиты. Это – наиболее распространенный тип Сьюперior (оз. Верхнее), более характерный для палеопротерозоя. В архейских разрезах полосчатая железорудная формация

характеризуется ассоциацией с вулканитами зеленокаменных поясов при поступлении железа из гидротерм вулканических аппаратов (тип Алгома).

На мелководном шельфе формация накапливалась в результате подъема (апвеллинга) восстановленных донных вод кверху, в область окисления, где железо переходило в нерастворимую, окисленную форму и выпадало в осадок. Суперплюмы 2.5 и 1.9 млрд. лет назад вызвали интенсификацию мафитового вулканизма в океанских обстановках [5] и поступления гидротермальных растворов в океан, что привело к образованию железорудных бассейнов.

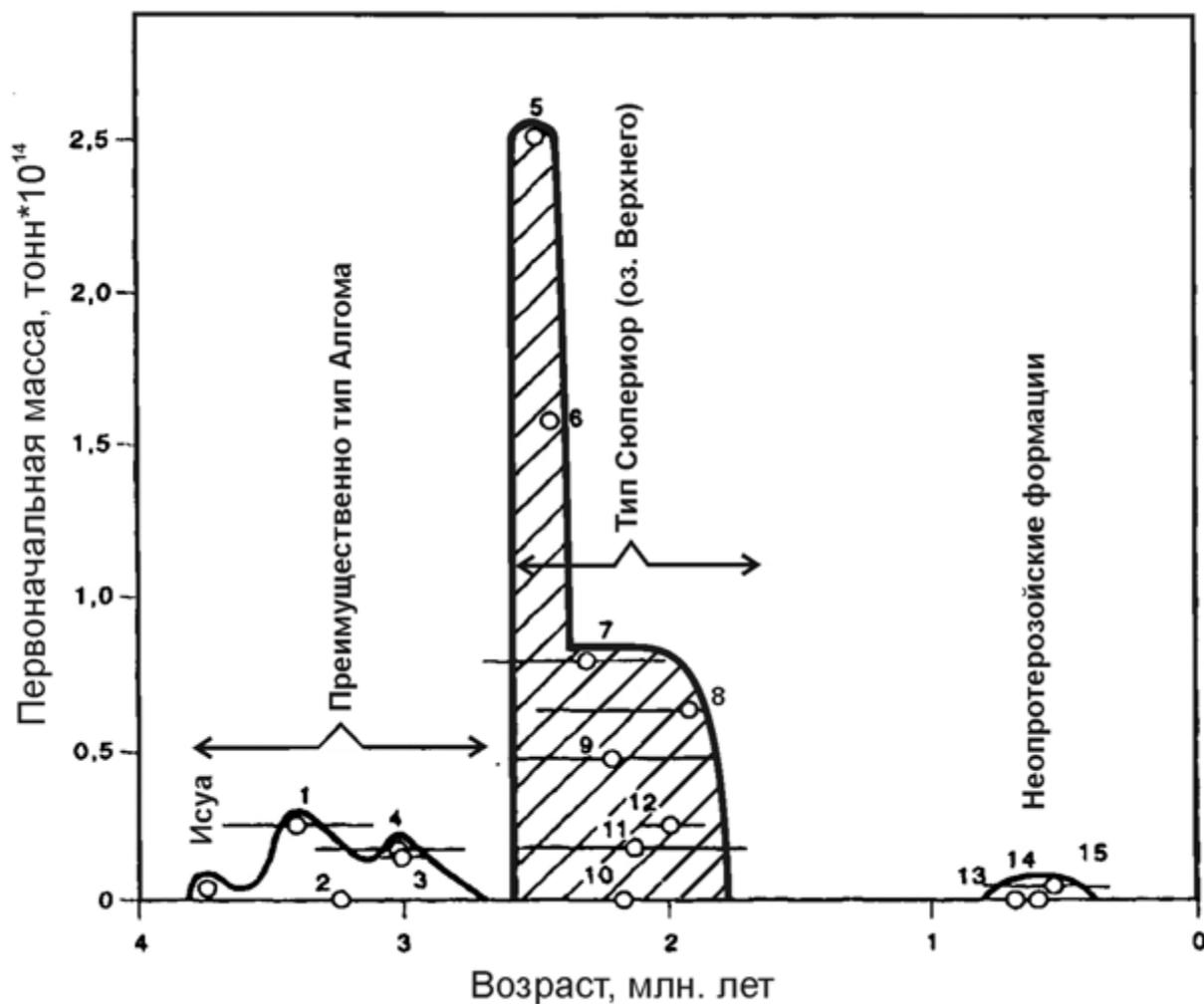


Рисунок. Наиболее важные проявления полосчатой железорудной формации [8, 9]  
 1-4. Вулканогенно-осадочный тип Алгома, 3.7-2.8 млрд. лет: 1- Иматака, Венесуэла; 2- Конкско-Белозерский комплекс, Украина; 3- комплекс Бихар-Орисса, Индия; 4- Либерийский щит, западная Африка. 5-15. Седиментогенный тип Сьюперior (оз. Верхнего), 2.5-2.0 млрд. лет: 5- Бассейн Хамерсли, Австралия; 6- Западный Трансвааль-Грикваленд, Южная Африка; 7- Минас-Жераис, Бразилия; 8- Трог Лабрадор, Канада; 9- Кривой Рог, Украина; 10- Мидлбек-Рендж, Австралия; 11- Басейн Наберру, Австралия; 12- Оз. Верхнее, США; 13- Рапитан, западная Канада; 14- Урукум, Бразилия-Боливия; 15- Малый Хинган, Россия. Цифрами обозначены места локализации полосчатой железорудной формации. Горизонтальные линии отражают разброс возрастных значений

Рассматривая весь спектр осадочных отложений в древнейших зеленокаменных поясах (3.8 – 3.2 млрд. лет) можно отметить, что формационно он не отличается от островодужных толщ фанерозоя. Уже в то время присутствуют фрагменты карбонатов (в том числе строматолитовых) пассивных окраин, локальные эвапориты, пелиты и обломочные кварциты (мономиктовые кварцевые песчаники), присущие стабильным шельфам, также как и подчиненные синорогенные турбидиты, конгломераты и полимиктовые песчаники – главным образом граувакки, присущие глубоководным трогам [2, 3, 6]. Кремнистые (яшмоидные) отложения также присутствуют, но сравнительно реже, чем в фанерозое. На кровле древних кратонов осадочные отложения образуют обширные бассейны. Здесь осадочные отложения присутствуют в других количественных соотношениях, чем в зеленокаменных поясах, и соответствуют скорее обстановке платформенного типа. Уже 3.5 млрд. лет назад в таких супракратонных осадочных бассейнах были достаточно широко проявлены шельфовые, кварц-аренитовые ассоциации (обычно с карбонатами) и высоkozрелые косослоистые мономиктовые кварцевые песчаники, а также вулканокластические ассоциации [7, 11]. Присутствие обломочных кварцитов маркирует снос с выветрелых пород зрелого пенеplена [10], что указывает на продолжительное существование изостатически уравновешенной, континентальной коры. Главным фактором карбонатонакопления в раннем докембрии оказываются, цианобактериальные маты, причем строматолитовые карбонатные платформы составляют заметную часть мелководного шельфа [4].

Таким образом, с точки зрения типизации осадочных пород (терригенные и карбонатные отложения) рассматриваемого отрезка времени нет принципиальных отличий. Единственным кардинальным отличием является железорудное осадконакопление, которое сошло на нет уже к началу фанерозоя.

## Литература

1. Григорьев В.М. Черные металлы. В кн. В.И. Старостин и В.М. Григорьев, ред. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: ЗАО Геоинформмарк. 1998. С. 4-26.
2. Розен О.М., Ярошевский А.А. Прямые признаки осадконакопления в раннем докембрии. В кн. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир. 2006. С. 22-33. Труды ГИН. Вып. 569.
3. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир. 2008. 184 с.
4. Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А. и др. Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3-39.
5. Condie, K. C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge University Press, Cambridge. 2001. 305 p.
6. de Wit, L.D. Ashwal (eds), Greenstone belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. Vol. 35, 809 p.
7. Eriksson, K.A., Donaldson, J.A. Basinal and shelf sedimentation in relation to the Archaean—Proterozoic boundary. Precamb. Res. 1986. Vol. 33. P. 103-121.
8. Klein C., Beukes N.J. Proterozoic iron-formations. Archean crustal evolution. Developments in Precambrian Research Geology Series, editor K.C. Condie. Elsevier, Amsterdam-Tokyo. 1994. №11. P. 383-418.
9. Klemm D.D. The formation of Paleoproterozoic banded iron formations and their associated Fe and Mn deposits, with reference to the Griqualand West deposits. South Africa. J. African Earth Sci. 2000. Vol. 30. № 1. P. 1-24.
10. Krynine P.D. Arkose deposits in the humid tropics: a study of sedimentation in southern Mexico. Am. Jour. Sci., 1935, ser. 5, vol. 29, P. 353-363.
11. Thurston P.C., Chivers K.M. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. Precamb. Res. 1990. Vol. 46. P. 21-58.
12. Trendall A.F. The significance of iron formation in the Precambrian stratigraphic record. Spec. Publs int. Ass. Sediment., 2002, P. 33-63.

# ОТРАЖЕНИЕ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕМИОЦЕОНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В СОСТАВЕ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАМАНСКОГО ПРОГИБА

Ю.В. Ростовцева, В.Л. Косоруков

*МГУ, Москва, rostovtseva@list.ru*

Отложения среднего и верхнего миоцена Таманского прогиба, представленные в основном глинами, изучались на Керченском (разрезы ур. Скеля, м. Коп-Такыл, с. Заветное, оз. Тобечик) и Таманском (разрезы ст. Тамань, м. Тузла, м. Попов Камень, г. Зеленского, м. Железный Рог, п. Приазовский) полуостровах. Исследуемые разрезы в районе г. Зеленского, м. Попов Камень, м. Железный Рог рекомендованы отечественным межведомственным стратиграфическим комитетом по неогену в качестве опорных для сарматского, мэотического и понтического регионарус южных регионов Европейской части России соответственно [3]. Изученные в урочище Скеля глины верхнего майкопа-чокрака, слагают восточное крыло антиклинали, в западном крыле которой установлен гипостратотип этих отложений – разрез урочища Малый Камышлак [1].

В тонкодисперсной фракции рассматриваемых пород было установлено наличие гидрослюды, смектита, смешанослойных минералов, каолинита и хлорита. В составе глин гидрослюда присутствует повсеместно, практически везде встречаются смектит, каолинит и хлорит, смешанослойные образования развиты неравномерно и местами отсутствуют.

В результате проведенного исследования было установлено, что в составе изучаемых глинистых толщ в большей степени отражается влияние седиментационных, а не постседиментационных факторов литогенеза. Отложения накапливались при наличии одних и тех же источников сноса, разнообразие которых во многом обусловило полиминеральность глинистого вещества. В целом глинам свойственен однотипный видовой набор глинистых минералов, количество которых было изменчивым во времени. Мелководные отложения, характеризующиеся заметной фациальной неоднородностью, отличаются от глубоководных осадков большей пестротой составов глин.

По преобладающему содержанию порообразующих компонентов выделяются глины преимущественно каолинит-хлорит-гидрослюдистые, смектит-гидрослюдистые, гидрослюдистые и гидрослюдисто-смектитовые.

Смектит-гидрослюдистые и гидрослюдистые свойственны большей части рассматриваемых отложений.

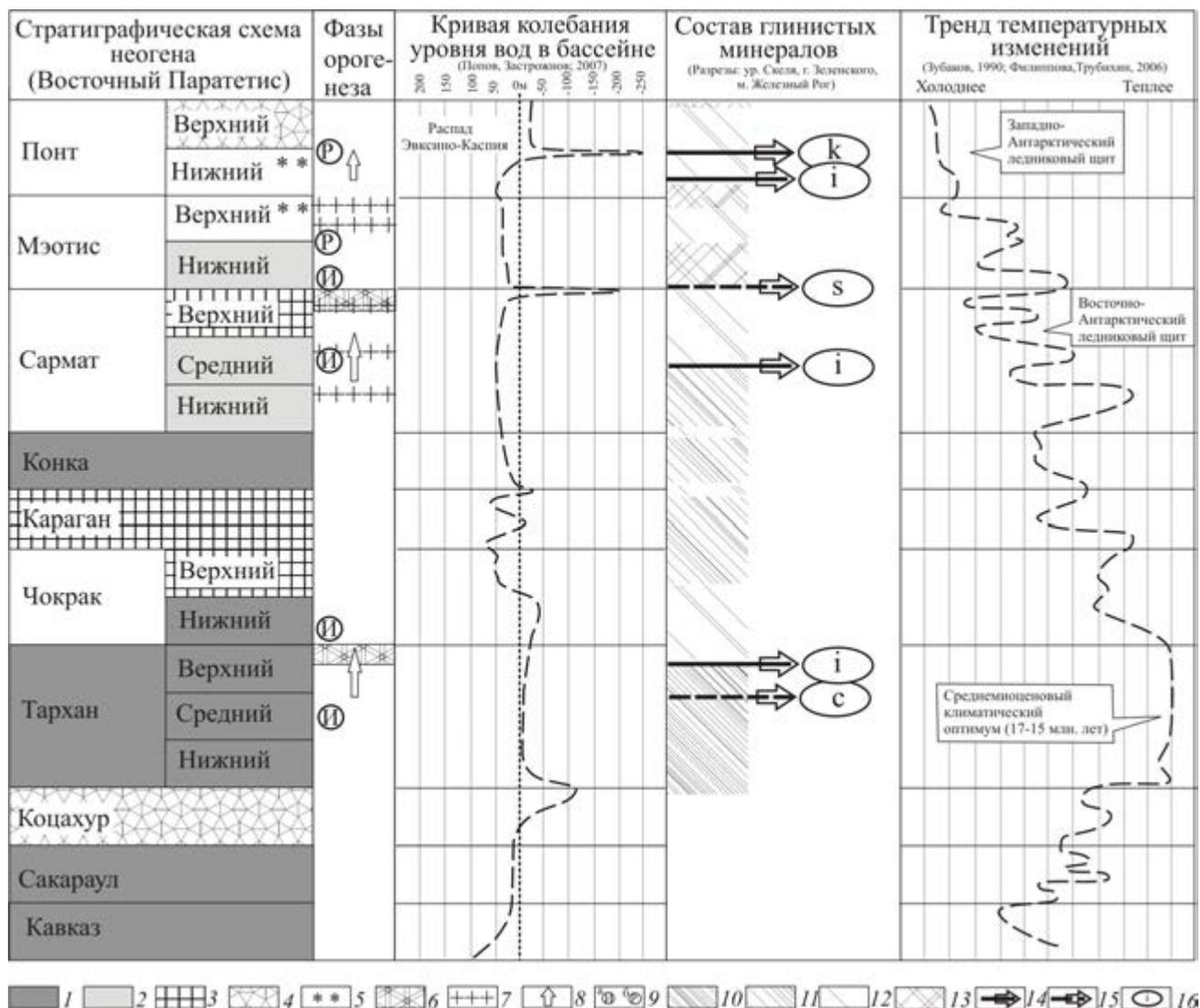


Рисунок. Распределение глинистых минералов в изучаемых отложениях среднего и верхнего миоцена Таманского прогиба

1–6 – типы бассейнов [по Невесской и др., 2005]: 1 – морские, 2 – полуморские со связью с открытыми водами, 3 – полуморские изолированные, 4 – солонатоводные изолированные, 5 – солонатоводные со связью с открытыми водами; 6 – фазы орогенеза, 7 – прослой вулканического пепла; 8 – этапы значительного обмеления рассматриваемого бассейна, 9 – смена осаднения глин накоплением: известковых и известково-глинистых отложений (а) и брекчиевых осадков со следами конседиментационного размыва (б); 10–13 – вещественные разновидности глин: 10 – каолинит-хлорит-гидрослюдистые, 11 – смектит-гидрослюдистые, 12 – гидрослюдистые, 13 – гидрослюдисто-смектитовые; 14–15 – скачкообразное увеличение содержаний отдельных глинистых минералов, связанное с: 14 – развитием наиболее крупных регрессий и 15 – другими факторами, 16 – глинистые минералы: гидрослюда (i), монтмориллонит (s), каолинит (k), хлорит (c)

В исследуемых толщах выявлено, что повсеместное появление высоких содержаний гидрослюда связано преимущественно с регрессивными этапами развития бассейна, сопровождающимися поступлением большого количества терригенного материала и общим обмелением водоема. Развитие наиболее значительных регрессий, отражающих усиление орогенеза, отмечается в конце

тархана, сармата и нижнего понта. Локальное распространение осадков с повышенным содержанием гидрослюд, в свою очередь, контролировалось целым рядом факторов: местным действием тектонических процессов (расширением отмельных участков, ростом брахиантиклинальных складок и связанных с ними подводных поднятий и др.); наличием мелководных условий седиментации, отличающихся заметной фациальной изменчивостью, неравномерным распределением осадков речного стока и действием донных течений. Отложения этого типа выявлены в верхней части нижнего мэотиса, а также верхнего мэотиса и верхнего понта соответственно.

Повышенные количества смектитовой составляющей в основном приурочены к отложениям, формирующимся в периоды действия трансгрессий. К этим отложениям относятся глины верхнего чокрака-карагана, конки, нижнего и низов среднего сармата, нижнего мэотиса, верхов верхнего мэотиса и низов понта. Отложениям нижнего мэотиса свойственны наиболее высокие содержания смектита. Предполагается, что степень солености вод могла отражаться на составе смешанослойных минералов.

Наличие заметных содержаний хлорита, встречающегося с каолинитом в кровле майкопа и большей части отложений тархана может быть объяснено влиянием седиментационных факторов (климатических и фациальных), а именно, накоплением рассматриваемых осадков в условиях субтропического климата (среднемиоценового климатического оптимума) на некотором отдалении от береговой линии в относительно глубоководной (низы сублиторали) преимущественно морской (30-32‰) обстановке при обильном поступлении в бассейн продуктов выветривания.

Установленные закономерности распределения глинистых минералов могут быть использованы при литостратиграфическом расчленении исследуемых толщ, обычно плохо охарактеризованных фауной моллюсков.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00584-а.*

#### Литература

1. Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. – 200 с.
2. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтологический журнал. 2005. № 3. – С. 3–12.
3. Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней / Под ред.: Невеской Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2004. – 83 с.

# ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР В ФОРМИРОВАНИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ РИФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Д.А. Рубан<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ЮФУ, Ростов-на-Дону, [ruban-d@mail.ru](mailto:ruban-d@mail.ru)

В составе литологически пестрого и мощного осадочного комплекса Большого Кавказа известно, как минимум, 4 уровня широкого развития карбонатных построек. Стратиграфически они отвечают верхнему девону, верхней перми, верхнему триасу и верхней юре. Около 50 лет назад было сформулировано и хорошо обосновано представление о том, что развитие этих рифогенных комплексов контролировалось тектонически [Хаин, 1962]. Однако кардинальное изменение геотектонической парадигмы (утверждение теории литосферных плит, дополненной представлениями о террейнах) и появление принципиально новых палеогеодинамических реконструкций делают актуальным повторный анализ роли тектонического фактора в формировании палеозойских и мезозойских рифогенных комплексов Большого Кавказа.

Позднедевонский рифогенный комплекс соответствует карбонатным постройкам, датируемых фаменским и реже франским веками. Они развиты на северной периферии и в центральной части Большого Кавказа. В позднем девоне рассматриваемый регион представлял собой самостоятельный террейн, который в составе вытянутой цепочки других террейнов (т.н. Галатский супертеррейн [5]) смещался в северном направлении от Гондваны [3]. Палеотектонические реконструкции показывают, что отрыв этой цепочки от окраины Гондваны произошел одновременно с раскрытием океана Палео-Тетис в среднем-начале позднего девона [5]. Рифогенный комплекс, очевидно, формировался вокруг центральной части террейна, маркируя тектонические границы последнего. В сходной обстановке развиваются современные рифы Новой Каледонии.

Позднепермский рифогенный комплекс включает карбонатные постройки позднего чанси. Они пользуются повсеместным развитием в западной половине рассматриваемого региона. В конце перми Большекавказский террейн

располагался рядом с Карнийскими Альпами [3], т.е. в пределах европейских варисцид. Таким образом, данный рифогенный комплекс развивался вдоль южной континентальной окраины, которая испытывала мощную тектоническую реорганизацию, сопровождавшуюся активизацией разломных зон [4]. В сходной обстановке развиваются современные рифы некоторых районов Юго-Восточной Азии.

Позднетриасовый рифогенный комплекс объемлет карбонатные постройки норийско-рэтского возраста. Они концентрируются в западной части региона. В позднем триасе Большекавказский террейн передвигался в восточном направлении вдоль крупной шовной зоны с левосдвиговыми смещениями [3]. Формирование рифогенного комплекса, судя по всему, происходило на западной окраине террейна в зоне сложного тектонического сочленения с соседними блоками. Нельзя также исключать, что Большой Кавказ был вовлечен в эволюцию т.н. "малых океанов" в западной части Нео-Тетиса [4] и, следовательно, принимал участие в формировании крупного архипелага островов, вокруг которых и могли появляться карбонатные постройки. В аналогичной обстановке развиваются современные рифы самого юга Японских островов.

Позднеюрский рифогенный комплекс соответствует карбонатным постройкам, возраст которых изменяется в пределах от келловоя до титона включительно. Они пользуются исключительно широким распространением на северной периферии Большого Кавказа. В поздней юре Большекавказский террейн уже занял положение, близкое к современному. Между террейном, который стал ядром островной суши, и расположенной к северу платформенной областью в режиме растяжения развивался крупный морской бассейн [2]. Рифогенный комплекс формировался на южной периферии последнего, будучи приуроченным к тектоническим границам упомянутой островной суши. Эти границы наследуют контакты позднепалеозойско-раннемезозойского террейна, однако видоизмененные в результате формирования островных дуг на северной активной окраине океана Нео-Тетис. В аналогичной обстановке развиваются современные рифы некоторых районов западной части Тихого океана.

Важно также отметить, что формирование палеозойских и мезозойских рифогенных комплексов Большого Кавказа стало возможным благодаря постоянному расположению этого региона в экваториальной / тропической зоне. Это достигалось вследствие перемещений Большекавказского террейна. Однако и сама глобальная конфигурация континентального и океанического пространства, выявляемая современными реконструкциями [4, 5], также предопределяла расположение рассматриваемого и сопредельных с ним регионов в климатической области, благоприятной для рифообразования.

На основании всего вышесказанного можно сделать два принципиально важных вывода. Во-первых, формирование палеозойских и мезозойских рифогенных комплексов Большого Кавказа происходило под явным воздействием (прямым и косвенным) тектонического фактора. Во-вторых, все четыре комплекса связаны так или иначе с окраинами Большекавказского террейна. Таким образом, ранее сформулированные представления о связи древних рифов Большого Кавказа с особенностями региональной тектоники [1] находят полное подтверждение (хотя и в ином выражении) в рамках современной геотектонической парадигмы и новых палеогеодинамических реконструкций.

*Работа посвящается светлой памяти моего коллеги В.И. Пугачева.*

#### Литература

1. Хаин В. Е. Рифы и тектоника. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - С. 162-170.
2. Ruban D. A. The Palaeogeographic Outlines of the Caucasus in the Jurassic: The Caucasian Sea and the Neotethys Ocean // Geološki anali Balkanskoga poluostrva. - 2006. - V. 67. - P. 1-11.
3. Ruban D. A., Zeffass H., Yang W. A new hypothesis on the position of the Greater Caucasus Terrane in the Late Palaeozoic-Early Mesozoic based on palaeontologic and lithologic data // Trabajos de Geología. - 2007. - V. 27. - P. 19-27.
4. Stampfli G.M., Borel, G. D. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons // Earth and Planetary Science Letters. - 2002. - V. 196. - P. 17-33.
5. von Raumer J. F., Stampfli, G. M. The birth of the Rheic Ocean - Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent plate tectonic scenarios // Tectonophysics. - 2008. - V. 461. - P. 9-20.

## ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

**Н.Н. Рябинкина, И.И. Румянцева**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ryabinkina@geo.komisc.ru*

Для большинства песчаных пород визейского комплекса Предуральского прогиба характерен мономинеральный состав и наличие устойчивых акцессорных минералов, что указывает на высокую минеральную зрелость пород, вызванную их неоднократным переотложением. При изучении нижневизейских разрезов бассейна рек Северного и Приполярного Урала (Подчерем, В. Сочь) в минералогической ассоциации глин нами были выделены хлорит и пиррофиллит, достигающие до 50% глинистой массы. Этот факт может быть объяснен за счет появления источника вулканического материала. Отражения каолинита и пиррофиллита на дифрактограммах отличаются довольно высокой интенсивностью и малой полушириной, что ясно свидетельствует об аутигенной природе этих минералов. Практически по всему разрезу отмечаются остатки измененной пиррокластики - хлорит и смектит. Рефлексы этих минералов малоинтенсивны, уширены и сопровождаются диффузными отражениями смешанослойных фаз, что указывает на деградацию исходного материала. Смешанослойные минералы неупорядочены и содержат разбухающие слои. Отражения слюдистой фазы (мусковит) на дифрактограммах асимметричны или имеют «плечо» со стороны малых углов, которое исчезает либо уменьшается после насыщения образца глицерином. Это значит, что, несмотря на свою устойчивость, мусковит также подвергся деградации [1].

Кроме основных глинистых минералов (иллита, пиррофиллита и каолинита) в верхней части разреза диагностируются и смешанослойные минералы, в т.ч. иллит/пиррофиллит и хлорит/пиррофиллит, ниже они практически исчезают, так же как и полевые шпаты. Наличие подобных смешанослойных образований может указывать на то, что хлорит, иллит и другие силикаты могли быть прекурсорами (строительным материалом) для каолинита и пиррофиллита. Максимальное количество пиррофиллита приурочено к песчаникам в основании циклов, кроме того, следует отметить тесную взаимозависимость содержания кварца, каолинита и пиррофиллита. В отдельных

образцах присутствует ярозит, образовавшийся при разрушении Fe-содержащих фаз.

В разрезах же, не содержащих пиррофиллит (р. Кожим), можно видеть, что исходные минеральные фазы глинистой фракции, по-видимому, также являются пирокластическим материалом и обогащены Sr, Ba, Ti. Исходными слоистыми силикатами являются в значительной степени измененные хлорит и иллит, присутствующие в относительно небольшом количестве. По ним, в свою очередь, образовались разнообразные неупорядоченные смешанослойные фазы с разбухающими слоями. Дальнейшая переработка глинистых минералов нижневизейских пород района Кожимской палеовпадины привела к образованию в них небольшого количества аутигенного каолинита.

Появление пиррофиллита в терригенной толще, вероятно, вызвано преобразованием пирокластического материала, содержащегося в ней, в результате дополнительного прогрева пород при образовании даек либо при орогенезе Урала.

По химическому составу породы нижнекаменноугольных отложений более или менее однообразны. По данным химического анализа были рассчитаны гидролизатный модуль (ГМ), щелочной модуль (ЩМ) и другие, в результате чего выделились две группы. В составе первой группы доминирует кварц, хотя породы различаются по количеству присутствующих в них каолинита, мусковита и хлорита. Во вторую группу выделяются аргиллиты р. В. Сочь, отличающиеся повышенной слюдистостью и щелочностью. В целом для песчаных и алевро-глинистых пород данного района характерен мономинеральный кварцевый состав. Изучаемые породы кроме кварца насыщены каолинитом, смектитом, мусковитом и хлоритом. Существенно хлоритовый состав глинистого вещества – необычен, и может оказаться важной уликой перерождения базальтовой пирокластике.

Еще одна улика пирокластике – концентрация титановых минералов, поскольку титаноносная пирокластике – это тефра не обычных щелочноземельных, а рифтогенных щелочных базальтов, она несет и важную геологическую информацию (известная, например, в ястребовском горизонте девона Русской плиты).

Базальтовые туффоиды (и в особенности рифтогенные щелочнобазальтовые!) обычно гораздо более титанисты, чем андезитовые.

Породы с величиною ЖМ больше 0.75 либо железистые образования кор выветривания, либо (в сочетании с повышенными ТМ и/или НКМ) – туффоиды основного состава. Таким образом химический состав пород (ТМ 0.1-0.145; ЩМ 0.36-0.43) может однозначно свидетельствовать о присутствии в них примеси вулканогенного материала основного состава.

Минералы групп монтмориллонита и пиррофиллита, а также железистый хлорит, смектит, каолинит, аутигенный кремнезем и самородные металлы (Ni, Fe-Ni-Cu) также служат основными минеральными индикаторами измененных пирокластических пород. При рассмотрении изучаемых пород под электронным микроскопом были обнаружены самородное железо, оксиды титана, ярозит. Согласно многочисленным исследованиям пиррофиллит может образовываться в вулканогенно-осадочных толщах под действием гидротермальных флюидов, связанных с близко расположенными интрузиями. На описываемой территории Северного Урала известны дайки диабазов и долеритов, возраст которых определяется как позднедевонский-раннекаменноугольный.

Таким образом, по литохимической и минералогической ассоциации формирование этого терригенного комплекса очевидно тесно связано с проявлением одновозрастного вулканизма. Это хорошо согласуется с вулканогенно-осадочным происхождением толщи. Так, мономинеральный состав обломочной части пород комплекса обусловлен многократным переотложением осадка со стороны Тимана и Балтийского щита, а «закамуфлированная» пирокластика в данной толще является сингенетичной, что указывает на наличие вулканической зоны на востоке бассейна в раннем виле.

*Работа выполнена в рамках программ ОНЗ РАН «Формационные ряды как основа литогеодиники: на примере палеозойских отложений Североуральского региона» и «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России».*

#### Литература

1. *Рябинкина Н.Н., Симакова Ю.С.* Минеральные индикаторы палеовулканизма в разрезах нижнего карбона севера Предуральского прогиба // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 2009. Сб. № 7. С. 59-70. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 124).

## КАОЛИНИТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

А.Д. Савко<sup>1</sup>, В.М. Новиков<sup>2</sup>, Д.А. Дмитриев<sup>1</sup>, А.В. Крайнов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Воронежский госуниверситет, [asavko@geol.vsu.ru](mailto:asavko@geol.vsu.ru)

<sup>2</sup>ИГЕМ РАН, [novikov@igem.ru](mailto:novikov@igem.ru)

Воронежская антеклиза является ярко выраженной положительной структурой, в пределах которой неоднократно проявились эпохи мощного корообразования, оставившие свои следы в виде кор выветривания (КВ) и коррелятных им осадков. В зависимости от условий образования (климат, тектоника, геоморфология, стратиграфический контроль, состав материнских пород) элювий и продукты его перемыва и переотложения разных эпох могут сильно различаться. В этом плане, рассматриваемый регион может служить полигоном для изучения формирования полезных ископаемых, связанных с формацией КВ. Важную роль при этом играют не только собственно процессы корообразования в субаэральных обстановках, но и синтез новообразований в субаквальных условиях аллювиальных равнин за счет выноса элементов из профилей выветривания и «дозревания» вещества осадка в восстановительно-кислой среде озерно-болотных водоёмов [1, 2].

Наиболее мощные и проработанные КВ образуются в гумидных тропических и субтропических условиях на кристаллических породах. В зависимости от интенсивности промывного режима на сходном по составу субстрате могут формироваться как латеритные, так и каолиновые коры. Так, в раннекаменноугольную эпоху на юго-западе антеклизы за счёт очень интенсивного вымывания большинства элементов на возвышающихся грядах железистых кварцитов и зажатых меж ними сланцах образовались латериты, тогда как на гранитоидах в пониженных участках с затрудненным водообменом – каолины. При выветривании зрелых осадочных пород коры обычно маломощные, за исключением элювия на глинисто-карбонатных образованиях, аркозах и граувакках.

Девонские КВ Воронежской антеклизы развиты чаще всего по гранитоидам, гнейсам и сланцам и имеют преимущественно кварц-каолинитовый состав. На электронномикроскопических снимках каолинит представлен псевдогексагональными пакетовидными кристаллами с четко выраженными гранями. По дифрактограммам наиболее упорядоченные каолиниты с разрешенным дуплетом 4,18 и 4,13 А образуются по микроклину и слюдам, менее упорядоченные, без разрешения этого дуплета, – по плагиоклазам и темноцветным минералам.

Мамонская толща, вторичные каолины которой образовались за счет девонской КВ, распространены на юге региона и размывы севернее, выполняют крупную тектоническую депрессию, имеют мощности от первых на западе до 250 м на востоке площади распространения [3]. На крайнем юге, в зоне выклинивания кварц-каолиновые образования залегают на КВ гранитоидов и сланцев. Дифрактометрический анализ образцов толщи, отобранных из скважин, расположенных на различных расстояниях от линии её выклинивания показал, что вблизи источника сноса каолинит обладает довольно совершенной структурой, поскольку во всех образцах индекс Хинкли имеет высокие значения. Но уже на расстоянии 60 км от источника сноса дуплет 4,18 и 4,13 А присутствует только на части дифрактограмм каолинита, а на расстояниях 150-180 км он отсутствует, как и многие отражения  $hk$ . Всё это свидетельствует о дроблении кристаллов каолинита и разупорядочении его решетки в процессах транспортировки и седиментации.

Физико-химические изменения слоистых силикатов в процессах механической активации подтверждены экспериментально. На электронномикроскопических снимках каолинит из отложений вблизи от источников сноса имеет четкие грани и хорошо окристаллизован, а по мере их удаления представлен частицами округло-неправильной формы.

В раннекаменноугольную эпоху, коры выветривания которой развиты на юго-западе региона, образовались крупные месторождения богатых железных руд и бокситов. В коррелятных им отложениях в условиях заболоченной

озерно-аллювиальной равнины развиты линзы пластичных и сухарных каолиновых глин среди кварцевых песков и алевритов.

В озерных отложениях встречаются два типа сухарных глин: 1 - в магистральных долинах они образовались за счет старения первичного каолинового гелевидного осадка среди песчано-каолиновых глинистых пород, 2 - в долинах балочного типа, сухарные глины, переслаивающиеся с белыми бокситами, сформировались при кристаллизации алюмокремниевых гелей, поступавших из КВ. Залежи этих глин типа флинт-клей прослеживаются на несколько километров, их мощность достигает 6 м, но из-за большой глубины залегания пока не имеют практического значения.

За счёт размыва поздне триасовых-раннеюрских КВ в батских континентальных отложениях юрских эрозионных долин образовались линзы вторичных каолинов среди кварцевых песков и алевритов. Мощность глин первые метры, протяженность – десятки метров, глубины залегания – 40-120 м. Каолинит в них характеризуется неупорядоченной структурой, его чешуйки неправильной формы несут следы дробления и расщепления.

С раннемеловыми перерывом и эпохой корообразования связаны аптские каолиновые глины различных фациальных обстановок – от озерно-болотных на аллювиальной равнине до опресненно-лагунных. Глины имеют форму округло-вытянутых линз шириной от сотен метров 1-2 км и длиной в 3-4 км. Они находятся в «висячем» положении в аллювиальной толще на разных уровнях.

Изучение распределения минералов аптских глин по всей площади антеклизы позволило выявить следующие их типы: 1 – существенно каолиновые с примесью монтмориллонита, гиббсита; 2 – монтмориллонит - каолиновые с примесями неупорядоченно - смешаннослойных минералов типа гидрослюда + монтмориллонит и гидрослюды; 3 – гидрослюдисто\_ каолиновые и каолинит - гидрослюдистые. Первые два типа глин озерно-болотные, серого, темно-серого цвета, богаты углефицированными остатками растений и содержат железо в закисной форме в пирите и марказите. Глины

третьего типа слюдистые, алевритистые, светло-серые до белых, нередко пятнисто-окрашенные гидроокислами железа, развиты в северной части рассматриваемой территории и образовались в условиях опресненной лагуны.

Глины первого типа формировались на повышенных участках аллювиальной равнины и подвергались «проточному» диагенезу при воздействии болотных вод на иловый осадок полиминерального состава. Происходило его «дозревание», что обусловило близкий к мономинеральному каолинитовый состав огнеупорных глин (месторождения латненского типа). Процесс «дозревания» по направленности и конечному результату сходен с выветриванием, но отличается от него растянутостью процесса и наличием многочисленных промежуточных минералов.

Глины второго типа образовались в низовьях аллювиальной равнины, где процессы «проточного» диагенеза проявлены намного слабее. Об этом свидетельствует наличие значительное количество примесей других глинистых минералов (Криушанское месторождение) И, наконец, эти процессы совершенно не проявлены в глинах, наследующих минералы источников сноса, третьего типа, к которым, как и второго, приурочены месторождения керамического сырья (Лукошкинское и Чибисовское месторождения).

Эволюция структуры каолинита в рассматриваемом генетическом ряду КВ → мамонская толща → огнеупорные глины Латненского месторождения → тугоплавкие глины Лукошкинского и Малоархангельского месторождений, согласно рентгеновскому и термическому анализам, продемонстрирована в таблице. Как следует из приведенных данных в процессе денудации и переотложения продуктов КВ происходит деградация структурно морфологических свойств породообразующего глинистого минерала. Последовательно уменьшаются ОКР – область когерентного рассеяния (соответствует толщине кристалла каолинита) и I – индекс асимметрии температура эндотермического эффекта кривой нагревания каолинита. Значение I равно 0,7- 0,8 свойственно упорядоченному каолиниту.

*Параметры каолинита изученных каолинов и каолинитовых глин*

Метод	Воронежская антеклиза			
	КВ	Мамонская толща	Латненское м-ние	Малоархангельское и Лукошкинское м-ния
Рентген (ОКР max)	19.5	19.4	18	12.3
ДТА (I)	0.6- 0.8	0.5-0.8	0.5-0.6	0.5-0.6
ДТА (Tmax, °C)	584	583	572	564

С позднеолигоценовыми континентальным перерывом и корой выветривания связаны озерные керамические глины, в которых помимо каолинита до 50% доходит содержание гидрослюда и монтмориллонита (Россошанское месторождение керамических глин).

*Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 10-05-00547 а*

#### Литература

1. Бушинский Г.А. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 6. С. 32-43.
2. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1988. – 192 с.
3. Савко А.Д., Мануковский С.В., Шевырев Л.Т. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы / Тр. НИИ геологии ВГУ. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2009. – 112 с.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В ДОКЕМБРИИ

А.Д.Савко<sup>1</sup>, Л.Т.Шевырёв<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ВГУ, Воронеж, savko@geol.vsu.ru; shevpp@yandex.ru

Экзогенный минерогенез в раннем докембрии эволюционировал в тесной связи с изменениями химического состава атмосферы и гидросферы, термических режимов поверхностной оболочки. По мере возрастания окислительного потенциала на локальных участках Океана в осадки переводились все новые металлы, формируя промышленные месторождения. Уже наиболее древние архейские толщи, доступные для изучения лишь на 12% площади континентов (2-3% площади Земли), содержат экзогенные аккумуляции Fe, W, Au. Магнетит-грюнерит-сидеритовые залежи вулканогенно-осадочного происхождения пояса Исуа Западной Гренландии (3670 млн лет) – самые древние представители полосчатой железистой формации, или BIF [2]. Несколько более поздними оказываются кварц-магнетитовые гранулиты Зимбабвийско-Трансваальского щита (3,3-3,4 млрд лет), кварц-амфибол-магнетитовые руды Канадского щита (докиватинские, 3,0-3,75 млрд лет), магнетитовые, магнетит-пироксеновые залежи в гнейсах Полуострова Индостан (3,0-3,45 млрд лет) и т.д. Все они отнесены к железисто-кремнисто-гнейсовой формации [4]. В архейской части разреза щита Карнатака скопления железа ассоциируют с глубинными чарнокитами, имеющими возраст 3,8 млрд лет. В зернах магнитного железняка присутствуют признаки первичной зональности: согласные с полосчатостью руды нитевидные зонки, обогащенные железом или кремнеземом [8]. Полагают, они образовались в результате субмаринной седиментации из вещества кор выветривания по базитам примыкавшей суши [10]. В Алданской провинции месторождения нижнего архея железорудных районов Холодниканского, Гонамского, Сунамского, частично Леглиерского, тоже относят к вулканогенно-осадочному метабазитовому типу. Расцвет BIF пришелся на пограничный интервал между археем и ранним протерозоем, когда на всех континентах появились залежи руд железисто-кремнистой формации

курско-криворожского типа. Таким образом еще раз подчеркнута обоснованность границы между археем и палеопротерозоем, выглядящая несколько условной из-за «круглости» даты – 2,5 млрд лет. В этой связи интересно сообщение (Hassler et al., 2011) об открытии «слоя сферул Парабурду» (Paraburdo) на примерной границе архея и палеопротерозоя в разрезе формации Виттенум (Wittenoom) группы Хамерсли, Западная Австралия. Он очень похож на слой сферул Рейвило (Reivilo) западного бассейна Грикваленд (Griqualand) Южной Африки и рассматривается как точный стратиграфический репер, позволяющий коррелировать разрезы раннедокембрийских бассейнов. Полагают, слой свидетельствует о крупном импактном событии, состоявшемся у рубежа архейского и протерозойского акронов, хотя такая интерпретация исключает участие собственно земных эндогенных сил на данном рубеже. А они проявились в формировании Великой Дайки Зимбабве, множества массивов базитов-ультрабазитов Балтийского щита. Всплеск осадочного железнакопления в это время предпочтительней объяснять поступлением дополнительных масс Fe из-за активизации рифтогенеза. В терминальные фазы раннего протерозоя формирование ВIF ограничивалось кластогенными ассоциациями, а в позднем протерозое практически прекратилось.

Иная геохимическая история у марганца. Fe и Mn элементы близкие, но не идентичные. Соединения Fe более растворимы, для появления оксидов достаточна меньшая плотность кислорода, возникшего при фотосинтезе, легче и фотохимическая оксидация  $Fe^{+2}$ , которая может иметь место при воздействии ультрафиолетового солнечного излучения, если озоновый экран отсутствует. Поэтому первые промышленные осадочные аккумуляции Mn появились на 0,8 млрд лет позже ВIF в немногих местах на Земле, где на участках массового развития биоса возникли «окислительные оазисы» среди повсеместно восстановительной гидросферы [5, 9, 11]. Помимо бразильской супергруппы Rio das Velhas с месторождением Морру ду Мина (Morro do Mina), это группа Читрадурга (Chitradurga) на кратоне Карнатака в Индии, позднеархейский пояс

Мичипикотен (Michipicoten), пров. Сьюпериор (Superior), Канада. Когда кислорода стало достаточно (от рубежа 2,7-2,8 млрд лет, сланцевый пояс Саргур Индостана), марганценакопление стало демонстрировать *непрерывную* стабильную высокую продуктивность, с заметными всплесками в девоне и кайнозое. Крупные промышленные первично осадочные месторождения меди появились через 0,6-0,8 млрд лет после марганцевых на рубеже 2,1-2,0 млрд лет, отметив резко выросший потенциал локальных окислительных оазисов в районе с богатыми эндогенными источниками (удоканская серия и рудоносный Чинейский плутон). Их ранними предвестниками были малые архейские объекты Ботсваны (Матситамма, Мамакубо), Уганды (Китака), Зимбабве [3]. Расцвет формации медистых песчаников произошел позже и относится к вендукембрию, когда появились месторождения Медного пояса Замбии и Южного Заира.

Подводя итоги, отметим, что уже древнейшая экзогенная рудная минерализация не выглядит инициальной, начальной. Ее описание наводит на мысль о том, что сама она является следствием длительной предшествующей эволюции, не оставившей вещественных свидетельств на лице Земли. Ее некоторые типы, появившиеся в раннем архее, имеют своих промышленного ранга представителей, формировавшихся и в наши дни. Таковы первично осадочные раннеархейские вольфрамовые проявления Малене (шеелит в турмалинитах, >2% W, 0,16 г/т Au), занимающие на юго-западе Гренландии площадь 320 км x 120 км [6]. Их аналоги – турмалиниты архейской серии Каайен (Kaaien) в Южной Африке [12], архея-раннего протерозоя группы Саколи (Sicoli), Мадхья Прадеш, Индия [7], современные W-носные рассолы озера Сёрлс (Searles) в Калифорнии. Существуют типы экзогенных рудных скоплений, аналогов которых в разрезах архея нет (алмазоносные россыпи, фосфориты и т.д.); они появляются только в раннем протерозое.

#### Литература

1. Голубев В.Н. Возрастные соотношения золоторудной и урановой минерализации в бассейне Витватерсранд. – Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций,

условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. - Мат. Всерос. конф., посвященной столетию Нины Васильевны Петровской. Т.1. - М. : ИГЕМ РАН, 29-31 марта 2010. - С. 150-152.

2. *Старостин В.П.* Металлогения. Краткий курс лекций (избранные лекции). Ч. 1 : Fe, Ni, V, Cr, МПГ, Au : в 2 частях. Ч.1. - М. : МГУ, 2004.- 157 с.

3. *Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачов А.И.* Медистые песчаники и сланцы Мира. М. : Недра, 1983. - 414 с.

4. *Щеголев И.Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения.- М. : Недра, 1985. - 196 с.

5. *Anbar A.D., Holland H.D.* The photochemistry of Manganese and the origin of Banded Iron Formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992. - 56. - P. 2595-2603.

6. *Appel Peter W. U.* On an Sn-W-bearing iron-formation in the Archaean Malene supracrustals, West Greenland / *Papers from the International Symposium on Metallurgy of the Early Precambrian*. - *Precambrian Research*, May 1988. - V. 39. - Issues 1-2. - P 131-137.

7. *Bandyopadhyay B.K., Slack J. F., Palmer M.R., Roy A.* Toutmalinites associated with stratabound massive sulphide deposits in the Proterozoic Sacoli Group, Nappur district, Central India. 8-th IAGOD Symposium. Ottawa, august 12-18, 1990. Program with abstracts. P. 43, 44.

8. *Majumder T., Chakraborty K.L.* Zoned sedimentary magnetites from Precambrian banded iron formation of Eastern India / *Journ. Geol. Soc. India*, 1988. - V. 32. - №1. -P.61-64.

9. *Manikyamba C., Naqvi S.M.* Mineralogy and geochemistry of Archaean greenstone belt-hosted Mn formations and deposits of Dharwar craton: redox potential of proto-oceans / *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. - Geological Society special publication. - London, 1997. - N 119. - P. 91-99.

10. *Nadagouda D.B., Hanagodanath R.S., Devoraju T.C.* Banded iron formation from Hulijar-Kuduricanve area, Tumkur district, Karnataka state / *Journ/ Geol. Soc. India*, 1988. - V. 31. - № 4. - P. 417-425.

11. *Roy Supriya.* Genetic Diversity of the Manganese deposition in the terrestrial geological record / *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. - Geological Society special publication. - London, 1997. - N 119. - P. 5-26.

12. *Soenge P.G.* The Nabapeep Near West tungsten mine, South Africa [www.minsocam.org/ammin/AM35/AM35\\_931.pdf](http://www.minsocam.org/ammin/AM35/AM35_931.pdf)

# МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ САРМАТИИ И ВОЛГОУРАЛИИ: СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

К.А. Савко<sup>1</sup>, А.В. Самсонов<sup>2</sup>, Н.С. Базиков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ВГУ, Воронеж, *ksavko@mail.ru*

<sup>2</sup>ИГЕМ РАН, Москва, *samsonov@igem.ru*

Восточно-Воронежская провинция (Воронцовский грабен-синклинорий) отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы. Площадь ее распространения составляет более 80000 км<sup>2</sup> при ширине 100-150 км и длине более 600 км. С запада провинция ограничена Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим ее от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, с юга Варваринским выступом архейского фундамента. На востоке Балашовский блок, сложенный породами воронцовской серии, граничит с палеопротерозойскими структурами Волгоуралии – Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и Южноволжским супракрустальным комплексом [1].

Мощность отложений по сейсмическим данным изменяется от 2-3 км до 6-8 км. Литологически воронцовская серия весьма однородна и представляет собой толщу песчаниково-сланцевых флишоидных отложений, зонально метаморфизованных при температурах 450-750 °С и давлениях 3-5 кбар, и прорванных интрузиями палеопротерозойского возраста [2].

U-Pb конкордантный изотопный возраст циркона из кристаллических сланцев мусковит-силлиманитовой зоны составляет 2102±4 млн. лет и интерпретируется как возраст его кристаллизации при метаморфизме [1]. В таком случае все интрузии внедрялись в уже метаморфизованные породы воронцовской серии.

Анализ распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов свидетельствует, что накопление терригенного материала происходило в тектонически активных обстановках континентальных окраин и/или островных дуг со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава: от кислых до основных. Граувакково-глинистые отложения воронцовской серии формировались в близбереговых мелководных шельфовых обстановках, при отсутствии сероводородного заражения и выраженных редокс-условий при осадконакоплении.

Эти данные согласуются с выводами А. А. Щипанского с соавторами [3], что отложения воронцовской серии в тектоническом аспекте представляют собой мощную аккреционную призму, сформировавшуюся на активной континентальной окраине.

Таким образом, на интервале 2150-2300 млн. лет на границе Сарматии существовала горная страна, при разрушении которой терригенный материал поступал в обширный относительно мелководный морской бассейн. О поступлении обломочного материала с востока свидетельствует омоложение Sm-Nd изотопных дат от Калач-Эртильского (западного) блока к Балашовскому (восточному) блоку [1].

### *Источники сноса*

Четыре образца метаосадков воронцовской серии, включая метапелит и три метапесчаника, показывают широкий интервал вариаций модельных возрастов  $T_{DM}$  (Nd) от 2.12 до 2.85 млрд. лет и изотопного состава неодима (Nd от +5.2 до -5.3), пересчитанного на возраст 2102 млн. лет (предполагаемое время метаморфизма пород). Это указывает на то, что формирование осадков воронцовской серии происходило за счет разрушения как архейских, так и ювенильных палеопротерозойских источников сноса.

Имеющиеся геологические, изотопно-геохимические и геохронологические данные позволяют предложить следующие ограничения на возможные источники сноса для осадков воронцовской серии: 1) возраст не менее 2100 и не более 2400 млн. лет, локально до 2800 млн. лет; и

2) преобладание в области размыва алюмосиликатных пород смешанного кислого, среднего и основного состава. В западной части региона таким ограничениям соответствуют только вулканиты лосевской серии с модельными возрастными ( $T_{DM} (Nd)$  2.33-2.42 млрд. лет), слагающие Липецко-Лосевский ороген, и, в какой-то степени, гнейсы донской серии ( $T_{DM} (Nd)$  2.56-2.67 млрд. лет) [3]. Однако вулканиты лосевской серии по химическому составу резко контрастируют с преимущественно алюмосиликатными осадками воронцовской серии. Плагиориолиты известково-щелочной и базальты толеитовой серии, включающие парагенезис обогащенных Nb толеитов и кислых вулканитов адакитового типа [3], обогащены кальцием, обеднены REE и отличаются их распределением по отношению к метаосадкам воронцовской серии. Хотя в составе воронцовской серии присутствуют прослойки мощностью до 30 см известково-силикатных пород, обогащенных кальцием и обедненных кремнеземом, близких по составу метавулканитам лосевской серии, но они не превышают 3 % от объема всей толщи.

Таким образом, метавулканиты лосевской серии не могли быть основным источником сноса для метаосадков воронцовской структуры по петро- и геохимическим ограничениям. Кроме того, для заполнения осадками воронцовской структуры длиной не менее 700 км шириной 200-300 км и мощностью 6-8 км необходимо было разрушение огромного массива палеопротерозойских пород с преобладанием алюмосиликатных разностей, признаков которого к западу от нее мы не наблюдаем.

Мегаблок КМА, где преобладают архейские серые гнейсы (TTG) и зеленокаменные области в архее и железисто-кремнистые и терригенные формации в палеопротерозое, был изолирован от «воронцовского бассейна» горными цепями, сложенными преимущественно вулканитами лосевской серии. Об этом с одной стороны свидетельствуют палеопротерозойские изотопные Sm-Nd датировки метаосадков воронцовской серии, с другой стороны отсутствие в них обогащенных магнетитом горизонтов, которые бы служили признаком размыва широко распространенных на КМА

палеопротерозойских железистых кварцитов. Усманские гранитоиды с возрастом  $2097 \pm 3,3$  млн. лет также не могли участвовать в качестве источника сноса при формировании граувакково-глинистых отложений воронцовской серии, если считать возрастом метаморфизма  $2102 \pm 4$  млн. лет [1]. Возможен некоторый вклад TTG Россошанского блока, отделенного в настоящее время от отложений воронцовской серии поясом палингенных гранитоидов Павловского комплекса с возрастом  $2078 \pm 4$  млн. л. [1], и Варваринского архейского (?) блока на южном замыкании воронцовской структуры, но для них пока отсутствуют геохимические и изотопные данные.

Породные комплексы на восточной границе распространения метаосадков воронцовской серии представлены высокоглиноземистыми гранулитами южноволжского комплекса с продуктами анатектического плавления – гранитами с кордиеритом и гранатом рахмановского комплекса и основными метавулканитами и гранитами Терсинского мегакомплекса [1]. Sm-Nd изотопные даты 2100-2400 млн. лет для гранитоидов и гнейсов южноволжского комплекса [1] позволяют рассматривать их в качестве протолита для пород воронцовской серии.

#### Литература

1. Бибилова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. №6. С. 3-16.
2. Савко К.А., Герасимов В.Ю. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива // Тр. НИИ Геологии Воронежского ун-та. Вып. 8. Воронеж: изд-во Воронеж. Ун-та, 2002. 131 с.
3. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43-70.

# ПРОЯВЛЕНИЯ КАУСТОБИОЛИТОВ В КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Т.А. Садчикова, В.А. Друщиц

*Геологический институт РАН, г. Москва, tamara-sadchikova@yandex.ru*

## УГОЛЬ И ТОРФ

Наиболее полно кайнозойский этап угленакопления представлен на Новосибирских островах, на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Олигоценые отложения на **о. Котельном**, мощностью до 40 м и более, имеют в целом монотонный характер, тонкую сортировку материала, содержат углефицированные прослойки и пласты бурого угля, что предполагает мелководные условия седиментации в озерно-лагунных водоемах приморской равнины. В это время климат был теплым и влажным, близким к субтропическому [2].

Результаты изучения неоген-четвертичных отложений **о. Фаддеевский** подробно описаны и опубликованы [3]. Нижняя часть разреза соответствует мелководным частично изолированным от моря лагунным фациям, где в динамически спокойных условиях накапливались песчанистые илы с прослойками и линзами лигнита. Последовавшая трансгрессия привела к размыву части осадков и поглощению этих водоемов фронтальной частью наступающего моря.

В юго-западной части острова **Новая Сибирь** у мыса Деревянные горы отмечены выходы верхнемеловых–палеогеновых угленосных отложений, представляющих циклический разрез (не менее X–XI углесодержащих циклов), в котором пески сменяются углями, либо угленасыщенными глинами. Циклы отражают смену обстановок седиментации: от мелководных прибрежно-морских и озерных (накопление песков и алевритов) до континентальных,

авандельтовых, с заболачиванием, накоплением растительного материала и образованием угольных пластов и углефицированных глин.

**Согинский** разрез отложений верхнего палеоцена–эоцена в низовьях р. Лена включает две угольные толщи: «нижнюю угольную» (2–17 м) и «верхнюю угольную» (5–20 м); завершается «надугольной» толщей: темно-серыми алевро-глинами с обилием растительных остатков, отпечатков листьев, обломками углей. Образование столь мощных пластов бурого угля происходило в благоприятных климатических условиях (по данным спорово-пыльцевого комплекса, были развиты хвойно-широколиственные леса), в обстановке прибрежно-морской равнины, с возможными участками заболачивания, торфонакопления, с последующей лигнитизацией и углеобразованием.

В нижнеплиоценовых песчано-галечниковых отложениях **о. Сардах** самостоятельные угольные прослои не выделены, но обильны примазки углей, лигнит, много отпечатков листьев. Преобладают спорово-пыльцевые спектры лесного типа [1]: хвойные, лиственные деревья и кустарники, среди травянистых – папоротники, плауны, сфагновые мхи. Следствие развития богатого и разнообразного растительного комплекса – накопление органики в болотистых участках придельтовой зоны арктического побережья.

На **Ляховских** островах плиоцен-ранннеоплейстоценовые отложения по всему разрезу содержат включения лигнитизированной древесины. Неоплейстоценовые осадки **о. Котельный** представлены однообразной толщей льдистых алевроитов, содержащих растительные остатки (обломки стволов, веток, корни трав), линзовидные прослои торфяников и мощные погребенные ледяные тела [2]. Углефицированные отложения среднего миоцена–эоцена отмечены на арктических низменностях **Чукотки**, в Валькарайской низменности, Тнеквеемской и Чаунской впадинах.

Угленосные отложения в восточном секторе российской Арктики формировались на протяжении всего кайнозоя, в условиях теплого умеренно

влажного климата, в обстановке приморской аллювиальной равнины со старичными озерами и болотами.

## ГИДРАТЫ ГАЗА И ПРИРОДНЫЙ ГАЗ

Арктический шельф России, также как и шельф Северной Америки, характеризуется широким распространением различных типов субмаринной криолитозоны (сезоннокриогенных, многолетнекриогенных и охлажденных пород) [4, 7, 8, 10]. Условия для формирования криолитозоны возникли в позднем кайнозое (валдайское время). Крупные газоконденсатные месторождения, содержащие газогидраты, располагаются на севере Западно-Сибирской низменности: Бованековское, Ямбургское и Мессояхское.

Очевидны перспективы нефтегазоносности шельфа российской Арктики. Вполне вероятно распространение крупных скоплений гидратов газа на шельфе Карского моря. В строение осадочной толщи Хатангского залива присутствуют палеозойские комплексы – потенциальные продуценты углеводородов, а также газонасыщенные горизонты в кайнозойской толще. Выявлены также зоны трещиноватости, что может свидетельствовать о вертикальной миграции углеводородов. Геологическое строение шельфа в дельте р. Лена, в пределах глубин 10–20 м, может иметь условия, благоприятные для образования гидратов газа, также в прогибах Новосибирском и Вилькицкого – Восточно-Сибирского моря (Кириллова-Покровская и др., 2010). Образование клатратной формы газа в естественных условиях возможно как в гляциальных, так и перигляциальных условиях.

## Заключение

Палеогеографические изменения на континентальной окраине Восточной Арктики в течение кайнозоя влияли на формирование скоплений каустобиолитов: в третичное время преимущественно накапливались угли, четвертичный период ознаменовался появлением скоплений гидратов газа на

шельфе; свободный газ образуется и мигрирует перманентно, но внушительные выбросы в морские воды и в атмосферу происходят в термические оптимумы.

#### Литература

1. Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. Тр. ГИН. Вып. 78.– М.: Наука, 1963.
2. Дорофеев В.К., Благовещенский А.Н., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. – С-Пб., 1999. – 130 с.
3. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып.1.– М.: ГЕОС, 2009. – С. 173–190.
4. Жигарев Л.А. Окаеаническая криолитозона. – М.: Изд. МГУ, 1999. – 320 с.
5. Камалетдинов В.А. Угленосные отложения шельфа моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского и прилегающей части суши // Геология и полезные ископаемые шельфов России. – М.: ГЕОС, 2002. С. 245–255.
6. Копорулин В.И. Угленосные отложения шельфа Баренцева и Карского морей и прилегающих участков суши // Геология и полезные ископаемые шельфов России. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 226–244.
7. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов и др., Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики// Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. – М.: Изд. Моск. ун-та, 2009. – С. 292–319.
8. Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Палеогеография проявлений каустобиолитов на континентальной окраине Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. – М.: ГЕОС, 2010. –С. 147–160.
9. Фандюшин Г.А. Метаморфизм углей Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 2006. – Т. 25. – № 3. – С. 19–28.
10. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. – Новосибирск: ВО Наука, 1993. –136.

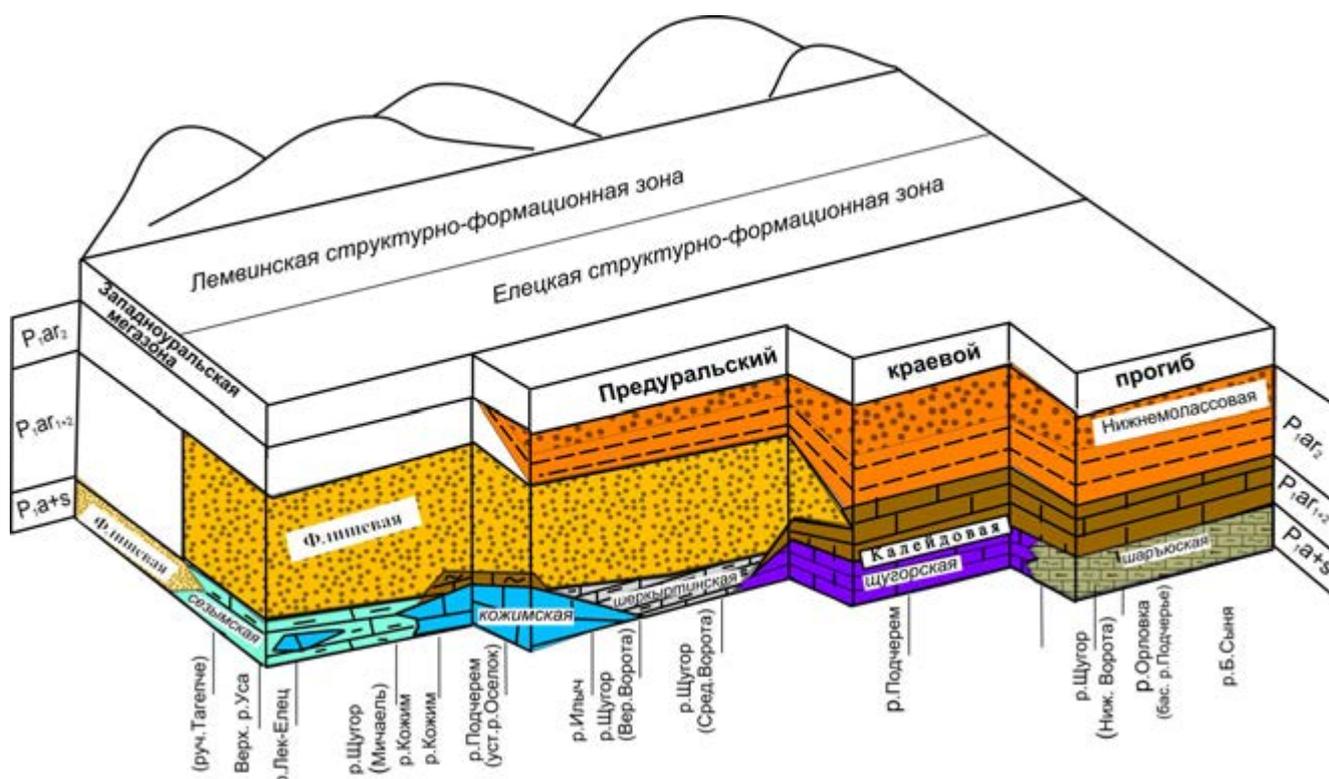
# НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-НИЖНЕАРТИНСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ НА СЕВЕРЕ УРАЛА

В.А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар, litgeo@geo.komisc.ru

Осадочные формации как важные и необходимые геологические тела для реконструкции осадочных бассейнов и периодизации развития геологической истории крупных тектонических структур до настоящего времени не имеют понятийной базы, методики выделения и описания их структуры.

На севере Урала выделены два ряда осадочных формаций, отражающих тектоническое развитие континентальной окраины Европейской платформы в шельфовой и бативальной зонах [2]. Верхневизейско-нижнеартинская



карбонатная формация, названная А. И. Елисеевым каледонской, составляет верхнюю часть формационного ряда шельфовой зоны. Она распространена в пределах Елецкой структурно-формационной зоны (ЕСФЗ) Западноуральской мегазоны и Предуральского краевого прогиба (ПКП). Важно подчеркнуть, что

данная формация подстилает флишевую и нижнемолассовую орогенные формации. Переход калейдовой формации в вышележащие указывает на смену карбонатного осадконакопления на терригенное, что свидетельствует о заложении краевого прогиба на краю карбонатной платформы. Особый интерес представляют отложения верхней части калейдовой формации, так как анализ верхнекаменноугольно-нижнепермских рифогенных и депрессионных отложений показал более сложное их пространственное соотношение, чем представлялось ранее [5]. Особенности вещественного состава пород и пространственно-временные взаимоотношения породных ассоциаций позволяют выделить в структуре формации две субформации: нижнюю верхневизейско-среднекаменноугольную и верхнюю верхнекаменноугольно-нижнеартинскую. В составе верхней субформации выделены пять градаций (рисунок). Наиболее восточная часть субформации (ЕСФЗ) сезымская градация (8-14 м), наблюдаемая в бассейнах р. Лемва (руч. Тангепче) и верховьев р. Уса, имеет ассельско-сакмарский возраст и сложена тонкопереслаивающимися глинистыми и пелитоморфными известняками, аргиллитами. Эти отложения со значительным стратиграфическим перерывом залегают на среднекаменноугольных известняках нижней субформации и, возможно, данные отложения следует выделить в отдельную формацию. Вещественный состав, характер переслаивания, разнообразие органических остатков позволяют считать их относительно глубоководными отложениями открытого шельфа, в которых присутствуют тела рифогенных известняков, интерпретируемых как иловые холмы [4]. В формационном ряду бативальной зоны (Лемвинская структурно-формационная зона) по времени образования ей соответствует глубоководная ассельско-артинская флишевая формация мощностью не менее 2500 м. В западном направлении сезымская градация сменяется кожимской, в которой гжельско-сакмарская часть сложена рифогенными известняками мощностью до 330 м на реках Кожим, Подчерем, М. Печора, а в разрезе р. Косью она охватывает и верхнемосковский интервал. Рифогенные известняки, интерпретируемые как скелетные холмы,

образовались в открытоморских условиях с низкой энергией водной среды [1]. Нижнеартинская часть кожимской градации сложена глинисто-кремнистыми спикуловыми известняками мощностью около 250-350 м. Седиментационные складки оползания с глыбами биогермных и биокластовых известняков, в отдельных разрезах многочисленные последовательности текстур цикла Боума (реки Кожим и Б. Паток) позволяют говорить, что их образование происходило на склоне поднятий. Следует отметить, что данные отложения ранее относились к флишевой формации. В широтном и меридиональном направлениях кожимская градация окружена шеркыртинской (40-100 м) градацией касимовско-сакмарского возраста, сложенной тонкопереслаивающимися биокластовыми, глинистыми и пелитоморфными известняками и аргиллитами (рр. Щугор, Кожим, Вангыр), которые имеют сходство с отложениями сезымской градации. Шеркыртинская градация отличается большей мощностью и согласным залеганием на среднекаменноугольных отложениях. Образование ее связывается с депрессионными участками на шельфе. В разрезе р. Илыч отложения этой градации залегают на ассельских рифогенных известняках, сходных с кожимской градацией. Возможно, их следует выделить в отдельную градацию. Западнее шеркыртинская градация сменяется щугорской и шарьюской градациями, описанными А.И. Елисеевым [2]. Нижняя верхнекаменноугольно-ассельская часть (125–360 м) шарьюской градации сложена биокластовыми известняками, а верхняя сакмарско-артинская (200 м) – глинисто-кремнисто спикуловыми и мшанково-биокластовыми известняками. Они формировались в области мелководного шельфа на более возвышенных участках в отличие от отложений шеркыртинской градации. Отложения щугорской градации являются переходными между шарьюской и шеркыртинской градациями. Ее нижняя верхнекаменноугольно-нижеассельская часть (90 м), представленная тонкослоистыми известняками и кремнистыми аргиллитами, имеет сходство с шеркыртинской градацией, а верхняя ассельско-нижеартинская – с шарьюской градацией [3, 6]. Следует заметить, что породная ассоциация мшанково-

биокластовых и спикуловых известняков, выделенная А.И. Елисеевым [2] в шарьюской градации, распространена более широко. Она встречена также и в верхней части щугорской градации. По составу и мощности (200–350 м) эта породная ассоциация сходна с глинисто-кремнисто-спикуловыми известняками, слагающими верхнюю часть кожимской градации. Вероятно, непосредственно перед наступлением терригенного осадконакопления существовали одинаковые условия в большей части осадочного бассейна. Накопление глинисто-кремнисто-спикуловых осадков, по-видимому, отражает начало вовлечения краевой части карбонатной платформы в интенсивное прогибание. Согласно нашим данным выше щугорской градации флишевая формация выклинивается в западном направлении.

Таким образом, предорогенная верхневизейско-нижнеартинская карбонатная формация подразделяется на две самостоятельные субформации. В наиболее фациально разнообразной верхнекаменноугольно-нижнеартинской субформации выделены пять градаций, отражающих разнообразие обстановок осадконакопления по латерали с востока на запад.

*В рамках программы ОНЗ-1 РАН №09-Т-5-1028.*

#### Литература

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 303с.
2. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы // Л.: Наука, 1978. 192 с.
3. Нижние Ворота–опорный разрез карбона в бассейне р.Щугор (Северный Урал) / В.А. Чермных, З.П. Михайлова, Т.А. Саютина и Н.В. Енокян // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар, Коми книжное из-во, 1970 С.41-56. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, Вып. 11).
4. Салдин В.А. Органогенная постройка в сезымской свите верхнего палеозоя Полярного Урала // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 139-142.
5. Салдин В.А. Пространственное распределение среднекаменноугольно-нижнепермских органогенных построек и депрессионных отложений на севере Урала. Материалы Всероссийского литологического совещания "Рифы и карбонатные псефитолиты". Сыктывкар:Геопринт, 2010. С. 155-157.
6. Чувашов Б. А., Мизенс Г. А., Черных В. В. Верхний палеозой бассейна р.Щугор (правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала)// Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. Вып. №2. С.38-81.

# ОБЛОМОЧНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И ОРГАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Н. Сандула

*ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, sandula@geo.komisc.ru*

На северо-восточном ограничении Европейской платформы в палеозойских отложениях Елецкой структурно-формационной зоны [5], по А. И. Елисееву [6, 7], с раннего ордовика до ранней перми прослеживаются три трансгрессивно-регрессивных цикла, фиксирующих колебательные движения пассивной континентальной окраины: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский и визейско-раннеартинский. В каждом из этих циклов происходит закономерная смена формаций (семейств формаций), образующих последовательный вертикальный ряд:

- терригенная олигомиктовая (фалаховая);
- карбонатная или терригенно-карбонатная открытого шельфа (платамовая);
- карбонатная депрессионно-мелководная закрытого шельфа (калейдовая).

Наиболее сложное геологическое строение и, соответственно, историю образования имеют карбонатные формации из семейства калейдовых: силурийско-раннедевонская, среднефранско-турнейская и верхневизейско-нижнеартинская. В качестве внутриформационных образований они могут включать в себя рифогенные, депрессионные, мелководно-шельфовые и разнофациальные грубообломочные карбонатные отложения [6, 7]. Перечисленные выше калейдовые формации отличаются друг от друга мощностью, строением, а также интенсивностью формирования органических сооружений и толщ карбонатных псефитолитов.

Так, например, от одного тектоно-седиментационного цикла к другому наблюдается изменение мощности и экологической принадлежности органических образований в составе калейдовых формаций [1]. В ордовикско-

раннедевонское время на западном склоне Северного и Приполярного Урала формировались рифы мощностью до 500 м. В составе среднефранско-турнейской калейдовой формации меняется характер органогенных образований, среди них преобладают карбонатные банки с биогермами и микробиальными холмами, мощность которых колеблется от 70 до 600 м. В основании верхневизейско-нижнеартинской формации отмечается один микробиально-водорослевый риф, имеющий отчетливую связь подстилающими отложениями. А для верхней ее части характерны скелетные холмы (филлоидно-водорослевые, палеоаплизинные и мшанковые) мощностью до 300 м и небольшие биогермы [12].

Карбонатные псефитолиты рассматриваемых формаций имеют различную генетическую принадлежность. Так основными их образующими факторами силурийско-раннедевонское время являлись штормовые процессы, дебитные потоки на континентальном склоне и в подводных каньонах, волновая абразия на рифовых отмелях субаэральное осушение в тыловой части рифов и лагун [1, 2], оползни и обвалы, связанные с формированием Печоро-Колвинской системы внутриплитного рифтинга в верхнеордовикское время [3]. Среди генетических типов обломочных карбонатных пород среднефранско-турнейской формации выделяются брекчии осепей и обвалов, образованные вокруг островных поднятий среди открытого мелководного моря, известняковые конгломераты волноприбойной зоны, известняковые гравелиты и песчаники, связанные с зонами мелководья на морских отмелях или в приостровных областях [6]. В строении верхневизейско-нижнеартинской формации карбонатные псефитолиты подразделяются на две группы: седиментационных и постседиментационных брекчий. К седиментационному типу брекчий относится большая часть известняковых брекчий карбона Печорского Урала, морфологически выраженных в виде пластовых и маломощных массивных образований. Среди которых выделяются околорифовые, обвальные, донные, прибрежно-морские разности. В группе постседиментационных брекчий выделены тектонические брекчии с реликтами

седиментационных брекчий, собственно тектонические брекчии и брекчии растворения (карстовые) [9].

Анализ распространения обломочных карбонатов и органогенный образований калейдовых формаций выявляет ряд закономерностей. Карбонатные псефитолиты приурочены к одним и тем же разрезам, что, вероятно, свидетельствует о неоднородности фундамента палеозойского карбонатного шельфа на северо-востоке Европейского платформы, влиявших на расположение мелководных и депрессионных зон. Две из трех рассмотренных выше формаций (силурийско-раннедевонская и верхневизейско-нижнеартинская) отличаются повышенным содержанием карбонатных псефитолитов, а также наличием в своем строении их наиболее грубообломочных разностей (мегабрекчий). В строении верхнеашгильско-нижнеэмской калейдовой формации распространены экологически наиболее развитые и наиболее мощные палеозойские рифы, для верхневизейско-нижнеартинской формация характерны преимущественно микробиально-строматолитовые холмы, а в отложениях верхней части верхневизейско-нижнеартинской формации распространены преимущественно филлоидно-водорослевые, палеоаплизинные и мшанковые скелетные холмы.

Выявленные закономерности не несут никаких противоречий с регрессивно-трансгрессивным механизмом образования формационного ряда Елецкой структурно-формационной зоны, предложенного А. И. Елисеевым [6]. Однако существовали факторы, влиявшие не только на время и место образования обломочных карбонатов и органогенный образований, но и на их интенсивность. Рассматривая тектоническую историю северо-востока Европейского платформы [10, 8] и эволюцию Уральского палеоокеана, можно заметить, что в раннем палеозое преобладали процессы растяжения, наиболее ярким примером проявления которых является формирование Печоро-колвинского авлокогена [8], а в визейско—раннепермское время — процессы сжатия, послужившие причиной формирования уральской складчатости [11]. По всей видимости, растяжения способствовали развитию наиболее мощных и

экологически развитых рифов, а процессы сжатия наоборот препятствовали этому, при этом формирование органогенных образований заканчивалось на стадии скелетных холмов. В тоже время, разрядка напряженности, возникшей в результате сопряжения двух тектонически различных процессов (вертикальных движений карбонатного шельфа и тангенсальных перемещений литосферных плит), приводила к интенсивным блоковым подвижкам и формированию различного типа обломочных карбонатов [3, 9].

*Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-1 РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.*

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303с.
2. Антошкина А. И. Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала. Мат-лы 5—го Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург, 14—16 октября 2008 г. Том. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 25—27.
3. Антошкина А. И. Генезис верхнеордовикских карбонатных брекчий гряды Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, декабрь, 2009, № 12. С. 9-13.
4. Антошкина А. И., Першина А. И. Оползневые брекчии нижнего силура Приполярного Урала. // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1972. Институт геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1973. С. 16—20.
5. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. // Сов. геология, №6, 1945, с. 27—44.
6. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л: НАУКА, 1978. 203 с.
7. Елисеев А. И. Семейства формаций северо-восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое. // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и перспективы: Материалы XII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 101—103.
8. Мальшев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
9. Сандула А. Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.
10. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
11. Юдин В. В.

## ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В КАРБОНЕ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

С.В. Сараев <sup>1</sup>, Т.П. Батурина <sup>1</sup>, А.Я. Медведев <sup>2</sup>, А.В. Травин <sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИНГГ СОРАН, Новосибирск, [SaraevSV@ipgg.nsc.ru](mailto:SaraevSV@ipgg.nsc.ru)

<sup>2</sup>ИГ СОРАН, Иркутск

<sup>3</sup>ИГМ СОРАН, Новосибирск

На позднепалеозойскую историю геологического развития юго-запада Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) и юго-востока Урала существует много часто противоречащих друг другу взглядов. Это в первую очередь обусловлено слабой изученностью и ненадежной корреляцией разрезов в связи с редкостью датировок отложений на востоке этой территории [1]. Предлагаемое сообщение посвящено изучению разрезов колонковых скважин, вскрывших под кайнозойско-мезозойским чехлом палеозойские отложения в пределах Косолаповского структурно-фациального района ЗСГ [1] к западу от г. Кургана. Сводный разрез каменноугольных отложений начинается разрезом скв. Курганская-28 (К-28) общей видимой мощностью 188 м. В нижней части его залегает пачка (573,4-606,8 м) красноцветных конгломерато-гравелитов, вулканокластических песчаников, тефроидов, среди обломков которых преобладают риолиты, широко распространены трахиты. Отдельные вулканокласты частично замещены глауконитом. Выше залегает пачка (537,9-573,4 м) калькаренитов, кальцилтитов с текстурами крупномасштабного оползания и седиментационного брекчирования. Развита прослой кремнисто-карбонатных пород. Примесь вулканокластики представлена трахитами, плагиоклазами, реже кварцем, изредка встречаются «тени» радиолярий. В интервале 507,6-537,9 м отмечается переслаивание кальцилтитов, карбонатных оползневых брекчий, доломитов, алевроаргиллитов, песчаников, тефроидов, туфов, маломощных потоков риодацитов, трахиандезибазальтов.

Завершает разрез толща (419-507,6 м), сложенная потоками трахидацитов, трахиандезибазальтов, редко риодацитов и более редкими прослоями их туфов,

тефроидов. В средней части толщи определен Ar-Ar возраст по плагиоклазам из эффузивов -  $329,4 \pm 4,2$  млн лет, что по шкале Ф. Градштейна с соавторами отвечает визе-серпухову раннего карбона.

Общий разрез карбона надстраивается сверху разрезом скв. К-38, сложенным трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахибазальтами, редко порфиroidными долеритами. Видимая мощность его – 130 м. Стратиграфически выше расположен разрез скв. К-21 видимой мощностью 160 м, в котором снизу вверх выделяются следующие пачки.

1. Туфы трахитов, щелочных риодацитов, редко тефроиды (870,4-879,0 м)

2. Розовые пантеллериты (814,8-870,4 м) с единичными прослоями щелочных туфов. В редких миндалинах встречается глауконит. По вулканитам на глубинах 866 и 818 м определен возраст  $338,7 \pm 3,6$  и  $325,0 \pm 3,3$  млн. лет, соответствующий визе-серпухову раннего карбона.

3. Красноцветные турбидитовые вулканомиктовые песчаники (730,7-814,8 м) с прослоями гравелито-конгломератов и более редких алевроаргиллитов и глинистых известняков. Среди обломков в терригенных породах преобладают трахиты, риолиты, более редки андезиты, плагиоклаз, кварц, а также обломки криноидей, брахиопод. В песчаниках постоянно присутствует глауконит, развивающийся по вулканокластам.

4. Толща «оползневых известняков» (618,0-730,7 м) представлена кальциллитами, пелитоморфными известняками, реже калькаренитами с прослоями глинистых известняков. В калькаренитах содержится примесь обломков трахитов. В верхней части толщи появляются маломощные прослои вулканокластических турбидитов, тефротурбидитов с щелочным, кислым составом обломков. Снизу вверх по разрезу пачки усиливается тенденция к углублению бассейна. Для всей толщи характерны признаки седиментационного крупномасштабного неоднократного оползания. Не исключена возможность появления в разрезе оползневых фрагментов слоев известняков докаменноугольного возраста.

Разрез скв. К-51, расположенный к северо-востоку от скв. К-21, имеет видимую мощность 130 м. Он сложен потоками трахиандезитов с более редкими прослоями туфов и тефроидов, в составе последних встречаются вулканокласты и биотит, частично замещенные глауконитом. Из нижней части разреза (глубина 672 м) получена Ar-Ar датировка:  $339,0 \pm 3,7$  млн. лет, отвечающая визе раннего карбона. По абсолютному возрасту разрез скв. К-51 сопоставляется с нижней частью разреза скв. К-21, отличаясь от него большей основностью и меньшей щелочностью вулканитов, что может свидетельствовать о большей близости разреза скв. К-51 к фронтальной части островной дуги.

Разрез скв. С-310 видимой мощностью 168 м, в верхней части которого В.Н. Дубатовым (ИНГГ СО РАН) определена морская фауна карбона-перми, сопоставляется с верхней терригенно-известковой частью разреза скв. К-21. Среди известняков характерно присутствие градационнослойчатых тефроидов, отвечающих эпизодам пеплопадов. Наиболее высокому стоянию уровня моря отвечает пачка кремнистых аргиллитов в средней части разреза. Верхняя часть разреза отвечает времени формирования внешнего шлейфа рифов на шельфе вулканических островов. Прослой тефроидов соответствуют эпизодам интенсивных пеплопадов и сходов турбидитовых потоков.

Завершает общий разрез каменноугольных отложений разрез скв. К-35 (844,5-1072,4 м), сложенный наземными потоками андезитов, андезитобазальтов, их лавокластитами и более редкими прослоями туфов и тефроидов. Примесь глауконита и остатки фауны отсутствуют. В средней части разреза определён абсолютный возраст -  $302,7 \pm 8,0$  млн. лет, соответствующий возможному интервалу от московского яруса верхнего карбона до ассельского нижней перми.

Согласно критериям Х. Куно вулканиты относятся к известково-щелочной серии. По соотношению Th-Hf/3-Ta большая часть вулканитов принадлежит к островодужным образованиям известково-щелочного типа.

Спектры распределения редких элементов близки к таковым в дацитах Курильской островной дуги, установленным Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой.

В границах петрохимической классификации Ф.Дж. Петтиджона песчаники из разрезов скважин относятся к грауваккам либо к аркозам, что связано как с примесью разной по составу синхронной осадконакоплению тефры, так и с размывом более древних вулканитов андезито-базальтового либо риолит-трахитового ряда. Песчаники скв. К-28 содержат высокие количества некарбонатного MgO (до 8,16%), свидетельствующие об участии в их составе пиро- и вулканокластики основного состава, либо о принадлежности их к разряду вулканогенных пород. Такие же высокие содержания MgO демонстрируют песчаники из разреза скв. С-310, указывая на андезитовый состав пирокластики. В то же время песчаники из разреза скв. К-21 обладают содержаниями MgO значительно ниже 3%, что свидетельствует о преобладании кислого и щелочного синхронного вулканизма в период накопления большей части терригенного разреза этой скважины. Только в верхней части разреза отдельные прослои турбидитовых песчаников сформированы с участием пиро- и вулканокластики основного состава (содержание MgO около 6%).

Согласно Г. Несбиту и Г. Янгу песчаники и аргиллиты относятся к образованиям с различной химической зрелостью, что свидетельствует о том, что наряду с примесью в палеоосадках сравнительно свежей пирокластики в них присутствуют продукты глубокой химической её переработки, поступающие с континента.

*Работа выполнена в рамках Интеграционного проекта «Геологическое строение, геодинамика и нефтегазоносность комплекса основания Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна и его складчатого обрамления».*

#### Литература

1. Решения межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 1999. - 80 с.

## МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ЭВЛИЗИТЫ) РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ЕВРАЗИИ

**В.Т.Сафронов**

*ГИН РАН, Москва, safronov\_vt@mail.ru*

В составе глубокометаморфизованных седиментогенных комплексов раннего докембрия известны высокожелезистые метаморфические породы представленные гранат-пироксен-магнетитовыми кристаллосланцами, гиперстен-магнетитовыми кварцитами, а также железисто-кремнистыми эвлизитами. Впервые термин «эвлизит» был употреблен Ф.Эрдманом [F.Erdmann] в 1849 г. при описании железистых пород, состоящих из марганцево-железистого оливина, пироксена и граната. Назван он был по характерному для этих пород эвлиту – высокожелезистому ( $F=80-90\%$ ) ортопироксену. Далее аналогичные породы, под этим названием, описывались многими исследователями [1, 2, 4, 5, 8-11, 13 и др.]. Макроскопически эвлизиты представляют собой темно-коричневые мелко- среднезернистые бесполевошпатовые породы линзовидно-полосчатой или массивной текстуры, в которых главными породообразующими минералами являются оливин (фаялит -  $Fe_2SiO_4$ ), ортопироксен (эвлит с 70-90%  $FeSiO_3$  или ферросилит с 90-100%  $FeSiO_3$ ). Могут присутствовать, обычно в небольших количествах, и другие минералы: гранат (альмандин, иногда со значительной долей спессартиновой составляющей), кварц, клинопироксен, магнетит. Постоянно наблюдаются в небольших количествах (до 2-4 %) графит и сульфиды (главным образом пирротин и в меньшем количестве пирит). При этом, графитовая минерализация эвлизитов считается производным биогенного органического вещества раннего докембрия [11 и др.].

Данные породы довольно широко распространены среди глубокометаморфизованных комплексов докембрия. Они известны на Балтийском, Украинском, Алданском щитах, Ханкайском массиве, Северной Корее, Западной Австралии, Шотландии (таблица) и других регионах. Они

часто ассоциируют и переслаиваются с высокоглиноземистыми, графит-гранат-биотитовыми гнейсами, гранат-пироксеновыми, магнетитовыми кварцитами. Мощность эвлизитовых слоев измеряются десятками см, редко метрами и могут прослеживаются на сотни метров и даже первые км.

Таблица

*Химический состав эвлизитов Евразии, вес. %<sup>1</sup>*

	1 (1)	2 (1)	3 (2)	4 (7)	5 (1)	6 (1)	7 (1)	8 (3)	9 (1)	10 (1)	11 (1)	12 (1)	13 (1)	14 (1)	15 (1)
SiO <sub>2</sub>	44.18	49.86	40.67	46.83	42.19	47.30	41.20	37.96	47.30	53.00	30.60	39.88	32.85	35.27	37.06
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.50	0.05	0.27	0.32	0.20	0.04	0.08	0.08	0.33	0.70	0.22	0.20	0.12	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	1.86	2.43	5.90	1.01	6.27	1.80	1.50	-	8.64	9.01	3.05	3.02	0.30	0.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.60	2.23	17.98	26.86	4.63	4.83	7.40	16.78	0.23	2.17	8.96	13.79	9.88	0.50	3.01
FeO	42.48	41.04	12.79	11.16	46.67	34.68	39.40	16.04	48.41	30.30	31.06	14.06	30.45	57.81	46.36
MnO	0.11	0.11	10.49	0.36	-	0.09	0.29	1.30	Сл.	0.09	12.64	4.35	12.55	0.21	5.01
MgO	1.40	1.76	3.70	2.30	2.70	2.50	6.66	8.24	2.34	3.10	6.10	9.29	5.84	4.31	4.37
CaO	3.32	1.66	9.27	3.40	1.65	1.60	0.95	15.58	1.07	2.04	0.83	11.10	3.95	0.79	2.47
Na <sub>2</sub> O	0.26	-	0.11	0.21	-	0.20	0.10	0.07	0.03	0.09	0.14	0.73	Сл.	0.10	0.37
K <sub>2</sub> O	0.09	-	0.10	0.40	0.02	0.25	Сл.	0.04	0.01	0.09	0.16	0.16	Сл.	0.06	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	-	0.41	0.92	0.20	0.12	0.52	0.06	0.09	-	0.03	0.17	0.78	0.20	0.38
S	1.90	-	0.23	-	-	0.08	0.26	0.19	-	-	-	-	-	-	-
Ппп	-	-	1.58	1.41	0.26	0.30	1.82	2.19	-	-	-	-	-	0.45	-
Сорг	-	-	-	-	-	0.53	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.08	0.12	0.12	-	-	-	-	-	0.30	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.44	-	-	-	0.21	0.20
Σумма	100.25	99.02	99.81	100.04	99.93	100.42	100.56	100.03	99.56	100.29	100.23	100.34	99.82	100.33	100.49

<sup>1</sup> Примечание. Прочерк – отсутствие данных. В скобках количество анализов. Кольский полуостров: 1-2 - район озера Чудзъявр [4]. Северная Эстония: 3 – вайварская толща [1]. Белоруссия: 4 – рудьянская серия [2]. Украина: 5 – Мариупольское железорудное месторождение [Кравченко, Кривонос, 1992]; 6 – Зачатьевская магнитная аномалия (Приазовье) [6]; 7 – Дибровская магнитная аномалия (Приазовье); 8 – бугская серия (Побужский район) [12]. Волго-Уральский блок: 9 – большечеремшанская серия [3]. Алданский щит: 10 – река Сутам [7]. Ханкайский массив: 11 – иманская серия [9]. Северная Корея: 12 – кимчекский комплекс [8]. Шотландия: 13 – район Лох-Дих [13]. Швеция: 14 - 15 – [10].

Можно отметить, что в каждом регионе эвлизиты имеют свои характерные (минеральные и химические) особенности. Так в Эстонии, Шотландии, Ханкайском массиве эвлизиты «обогащены» Mn (см. таблицу), при этом значительные количества Mn отмечаются не только в марганцовистых гранатах (до 10 – 11% MnO и более), но и в оливинах (фаялитах) и пироксенах, а эвлизиты Белоруссии отличаются повышенным содержанием фосфора и превышением количества оксидного Fe над закисным и т.д. (см. табл.).

По ряду данных (минеральный состав, невысокие содержания SiO<sub>2</sub>, весьма низкие содержания (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) < 1% и т. д.) эвлизиты похожи на ювенильные (магматические) ультраосновные породы. Но формационная принадлежность эвлизитов, их слоисто-полосчатые текстуры, небольшие

концентрации микроэлементов протокристаллизации (Cr, Ni, Co, V) в главных породообразующих минералах (фаялитах, орто- и клинопироксенах), присутствие в эвлизитах углеродистого вещества (графит) – все эти данные указывают на седиментогенное происхождение этих пород. Таким образом, эвлизиты, вероятно, являются производными железисто-кремнистых отложений, сформировавшихся в резко восстановительных условиях, на что указывает наличие углеродистого вещества (графита) и постоянное присутствие сульфидов (главным образом пирротина и пирита) в изученных породах, при этом наличие графита, видимо, свидетельствует о развитой органической жизни в палеобассейнах седиментации.

#### Литература

1. Аксаментова Н. В. Кальцифир- метабазит-гнейсовые железисто-кремнистые формации Восточно-Европейского кратона // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 313-334.
2. Аксаментова Н. В., Толкачикова А. А., Трусов А. И. Глава 2.3. Фундамент запада Восточно-Европейской платформы // Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. – М.: Научный мир, 2006. С. 219-302.
3. Богданова С. В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. – М.: Наука, 1986. – 224 с.
4. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Об эулизитах района озера Чудзьявр (Кольский полуостров) // Записки ВМО. Ч. 90. Вып. 4. 1961. С. 408-424.
5. Кравченко Г. Л. Эвлизиты Дибровской магнитной аномалии (Северо- Западное Приазовье) // Минерал. журнал. 2000. Т. 22. № 4. С. 93-102.
6. Кравченко Г. Л., Кривонос В. П. Эвлизиты Зачатьевской магнитной аномалии (Восточное Приазовье) // Геологический журнал. 1992. № 1. С. 14-26.
7. Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их хитология. – Хабаровск: Хабаровское книжное изд-во, 1973. – 466 с.
8. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. – М.: Наука, 1965. – 327 с.
9. Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. – М.: Наука, 1969. – 184 с.
10. Розенбуш Г. Описательная петрография. - Л.: -М.: Горно-геолог.нефт. изд-во, 1934. – 720 с.
11. Сердюченко Д. П. Эулизиты, их минералого-геохимические особенности и генетические связи с графитовыми и магнетит-кварцевыми породами // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. – М.: Недра, 1975. С. 103-106.
12. Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны (западная часть Украинского щита). Киев: Наукова думка, 1983. 224 с.
13. Tilley C. E. Eulysites and related rock types from Loch Duich, Ross shire // Miner. Magaz. 24. № 154. P. 331-342.

# ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БОЛЬШЕЧЕРЕМШАНСКОЙ СЕРИИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

**В.Т.Сафронов**

*ГИН РАН, Москва, safronov\_vt@mail.ru*

Как известно, на докембрий приходится 85% всего геологического времени развития Земли. Поэтому изучение литогенеза ранних этапов геологической истории земного шара имеет большое научное и практическое значение. Вопросами геологического строения докембрия Волго-Уральской области занимались многие исследователи (В.П. Флоренский, Т.А. Лапинская, Б.С. Ситдииков, С.В. Богданова, И.Я. Широкова, А.В. Постников и др.).

В пределах восточной части Русской плиты кристаллический фундамент вскрыт большим количеством скважин, причем характерной особенностью фундамента является широкое развитие архейских пород, представленных двумя структурно-вещественными комплексами: отрадненская и большечеремшанская серии. Нижележащая, отрадненская серия, сложена основными кристаллосланцами и гнейсами с небольшим количеством метагабброидов, то есть представляет собой метавулканогенную толщу.

Вышележащая, большечеремшанская серия, по данным [1-3] в большинстве своем представлена высокоглиноземистыми кристаллосланцами и гнейсами биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового состава, часто содержащие графит (до 5%), причем изотопный состав углерода графита ( $\delta C^{13}=1.66-2.70\%$ ) [3] отвечает значениям  $\delta C^{13}$  углерода биогенных образований. Кроме того, в разрезе серии присутствуют биотит-гранат-андезиновые гнейсы. В небольшом количестве, отмечаются железисто-кремнистые породы (эвлизиты и кварциты) и метавулканиты, которые рассматриваться не будут. Характерной особенностью разреза метаосадочных пород данной серии является отсутствие в ее составе карбонатных пород.

Наиболее характерными типами метаосадочных пород серии являются высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы. Кристаллосланцы содержат пониженные количества  $\text{SiO}_2$  (45-50 вес.%) и значительные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (24-27 вес.%), в то время, как гнейсы имеют более высокие содержания  $\text{SiO}_2$  и пониженные количества  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и по наличию высокоглиноземистых минералов (силлиманит, кордиерит) разбиваются на четыре группы. Кристаллосланцы, по значениям модуля  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2=0.41-0.61$  (среднее – 0.54) и индекса химического выветривания CIA [9] – 69-71, видимо, являются производными кор химического выветривания и палеоклимата гумидного типа, который, возможно, существовал в период формирования исходных осадков данных пород. Это подтверждается и расположением фигуративных точек кристаллосланцев на диагностической диаграмме М.Херрона [Herron,1988], на которой все точки этих метापород лежат в поле сланцев. Глиноземистые гнейсы (с силлиманитом, кордиеритом) по значениям тех же индикаторных отношений ( $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2=0.11-0.28$ ; CIA=55-70), вероятно, являются производными песчано-глинистых, глинисто-песчаных отложений и на диаграмме М.Херрона фигуративные точки гнейсов лежат в полях вакк и аркозов, то есть менее дифференцированных пород.

Биотит-гранат-андезиновые гнейсы являются производными еще менее выветрелых отложений, чем вышеупомянутые гнейсы, на что указывают индикаторные отношения (среднее по 17 обр.):  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2=0.20$ ; CIA - 54;  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}=0.43$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}=5.0$ , отвечающие значениям архейских граувакк по [6]. И на диаграмме М.Херрона точки данных гнейсов лежат в основном в поле вакк, то есть по всем этим данным исходными отложениями гранат-биотит-андезиновых гнейсов являлись, видимо, граувакки, что согласуется с выводами предыдущих авторов [Горина,1982; Богданова,1986].

В качестве метода реконструкции исходного минерального состава метаосадочных пород большечеремшанской серии был принят метод литохимических пересчетов [4]. Данные пересчеты показывают, что обломочная часть исходных отложений была представлена кварцем и кислым

плагиоклазом, причем количество кварца преобладало. Калиевый полевой шпат в первичных осадках практически отсутствовал, что говорит о его дефиците в породах области сноса. Глинистая компонента исходных отложений была представлена в основном щелочно-глиноземистыми разностями - иллитом и смектитом (нормативный монтмориллонит), довольно часто наблюдался хлорит типа рипидолита-прохлорита. Изредка присутствовал каолинит. Постоянно, но в незначительных объемах, в исходных отложениях присутствовали карбонатные минералы (кальцит, доломит, анкерит). Можно отметить, что вышеприведенные значения величин индикаторных отношений подтверждают результаты литохимических пересчетов.

Характерной особенностью метаосадочных пород большечеремшанской серии является то, что значения величин двух индикаторных модулей:  $(Fe+Mn):Ti$  – Н.М.Страхова [5] и  $Al:(Al+Fe+Mn)$  – К.Бестрёма [7] всегда лежат в пределах «чисто» литогенных значений, что указывает на отсутствие привноса эксгальтивно-гидротермального материала в палеобассейн седиментации большечеремшанской серии.

Ранее уже говорилось, что в метаосадочных породах серии наблюдается графит (от долей % до 5%). Принимаем, что в процессе диагенеза было израсходовано 35% ОВ, при катагенезе и последующем метаморфизме – 80%, от оставшегося после диагенеза, и коэффициент перехода от  $C_{орг}$  к ОВ равным 1.43. И в результате расчетов получаем, что в исходных отложениях, возможно, присутствовало от 1% до 10% ОВ, что свидетельствует о наличии органической жизни в палеобассейне седиментации и восстановительных условиях в его придонной части.

Характерной особенностью высокоглиноземистых пород серии является повышенные концентрации ряда микроэлементов группы Fe (Cr до 400-440 г/т, Ni до 250 г/т, Co до 58 г/т), кроме того, значения величин отношений:  $Cr:Ti=0.04-0.08$  и  $Cr:V=0.31-1.54$  превышают значения этих отношений свойственных базитам. Все эти данные указывают на присутствие в породах области сноса ультраосновных пород. В то же время, высокие содержания V

(300-340 г/т) и Zn (до 220 г/т) в изученных породах характерны для базитов, а значительные концентрации Pb, Ba, La – для кислых пород.

Таким образом, метаморфические породы большечеремшанской серии сформировались из различных отложений: от граувакк до существенно глинистых отложений. Присутствие в составе метапород графита и изотопные данные по углероду графита ( $\delta C^{13}=1.66-2.70\%$ ) свидетельствуют о наличии в исходных отложениях биогенного ОВ и развитой жизни в палеобассейне седиментации. Повышенные содержания ряда петрогенных и микроэлементов (Si, Al, Cr, Ni, Co, Pb, Ba и др.), значения ряда индикаторных отношений, данные литохимических пересчетов свидетельствуют о гетерогенности материала, поступавшего в палеобассейн седиментации большечеремшанской серии. При этом, корреляционные связи ряда элементов (Ti, V с Al; Ba, Pb с K; Sr с Ca и др.), характерные для осадочных пород фанерозоя, наблюдаются и в метаморфических породах большечеремшанской серии.

#### Литература

1. Богданова С. В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. - М.: Наука, 1986. – 224 с.
2. Горина А. Б. Высокоглиноземистые породы большечеремшанского структурно-вещественного комплекса // Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ. Труды МИНХ и ГП им. И.М.Губкина. Вып. 161. – М.: 1982. С. 47-57.
3. Лапинская Т. А., Попова Л. П., Постников А. В., Яковлев Д. О. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. – М.: Недра, 1992. С. 11-145.
4. Розен О. М., Аббясов А. А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 299-312.
5. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. – М.: Наука, 1976. – 300 с.
6. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
7. Boström K., Peterson M. Aluminium-poor ferromanganous sediments on active oceanic ridges // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 3261-3270.
8. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820-829.
9. Nesbit H. W., Yong G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715-717.

## МОБИЛИЗАЦИЯ, ПЕРЕНОС И ОСАЖДЕНИЕ ВЕЩЕСТВА В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА

**В.Н. Свальнов**

*Учреждение РАН Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, tania@blackout.ru*

На область пелагического литогенеза [5] приходится около 75% площади Мирового океана. Эта часть открытого океана изолирована от питающих провинций континентального блока системой глубоководных желобов, окраинных морей и шельфов, существенно ограничивающих вынос в пелагиаль мобилизованного на суше флювиогенного материала. Более доступны пелагические области поступлению аэрозолей, продуктов ледового разноса и эндогенного вещества. На фоне подавленной терригенной седиментации здесь в полной мере раскрываются возможности биогенных процессов и аутигенного минералообразования.

По мнению А. П. Лисицына [2], подавляющая часть *терригенного* материала (92.2%) осаждается по периферии океана (вблизи устьев рек, в окраинных морях, желобах, у основания склона) и участия в пелагическом осадконакоплении не принимает. В пелагиаль проникает только 7.8% вещества, поступающего с континентального блока. При этом утверждается, что ледовый и эоловый материал в пелагической седиментации играет не меньшую роль, чем речные взвеси, а доля биогенных компонентов в осадках пелагиали океана составляет в среднем не менее 40–50%. С другой стороны Н. М. Страхов полагал [6], что в океане преобладает процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега; весьма в малой степени (6.0–9.2%) этот физический процесс осложнен биогенным. В пелагиаль поступает по крайней мере половина, а возможно, даже больше, всей сбрасываемой в океан терригенной кластики. Решающим механизмом терригенной седиментации Н. М. Страхов считал не биофильтрацию, а гранулометрическое и геохимическое фракционирование поступающего в

океан терригенного материала не только по периферии, но и на всей площади пелагиали.

Отдавая должное усилиям предшественников по изучению пелагического седиментагенеза, можно резюмировать, что мобилизованное на водосборных площадях осадочное вещество (обломочные и глинистые минералы, растворенные и сорбированные элементы) выносится реками и временными водотоками в прибрежную зону океана. Смешиваясь на разделе река – море с абразионным материалом, это вещество подвергается геохимической трансформации, интенсивному осаждению и механической дифференциации.

Важное место в трансформации речного стока принадлежит эстуариям – переходной зоне между континентом и океаном, где морская вода смешивается с пресной водой материкового стока. Это важнейший геохимический барьер и своеобразные биофильтры, задерживающие биогенные вещества и разделяющие лимнические и морские виды организмов [1]. Потери растворенных и взвешенных элементов на геохимическом барьере река – море снижают фактическую поставку этих элементов в пелагиаль речным стоком на порядок и более. В отличие от речных вод в океане резко преобладают растворенные формы практически всех химических элементов. С этим связана закономерная смена литогенных форм элементов на гидрогенные при переходе от осадков приконтинентальной зоны к пелагическим осадкам [1]. В том же направлении процесс механической дифференциации уступает ведущую роль более сложному процессу биологической дифференциации [3].

В пелагических областях океана суммарное количество водной взвеси в основном контролируется уровнем развития планктона. Влияние обломочного материала ледового разноса на пелагический литогенез заметно сказывается лишь в высоких широтах. В районах сильно расчлененного рельефа дна под воздействием тектонических, гидродинамических и гравитационных процессов мобилизуется и перемещается эдафогенное вещество [5].

Подготовка *эолового* материала осуществляется под воздействием эндогенных, экзогенных, космогенных и техногенных факторов, однако

главным источником его являются пустыни и семиаридные области. Различают [2] локальный, тропосферный, стратосферный перенос и осаждение из космоса. В перечисленной последовательности типов переноса уменьшается размер частиц, увеличивается расстояние и время переноса. Роль космической пыли незначительна и проявляется лишь в зонах минимальных скоростей седиментации. Заметный вклад в пелагический литогенез вносит алевритово-пелитовый материал тропосферного и стратосферного переноса.

Мобилизация *эндогенного* вещества в океане осуществляется вулканами, подводными эксгаляциями и гидротермами, тектоническими, гидродинамическими и гравитационными процессами. Вулканы океанов и их обрамления выносят из мантии на поверхность подавляющую часть твердых, жидких и газообразных продуктов, извергаемых всеми вулканами. Под воздействием эндогенных факторов в океане формируются металлоносные осадки, сульфидные проявления, комплексы эдафогенных минералов, пополняются запасы марганца, железа и ряда других элементов в морской воде.

Пирокластический материал, извергаемый вулканами островных дуг, разносится в направлении преобладающих ветров и тропосферных струй. Главная часть грубообломочного вещества и продуктов поствулканической деятельности оседает в зоне приконтинентального литогенеза. В пелагическую же область эпизодически проникает пепел, обломки пемзы на плаву, пелитовая вулканокластика тропосферного переноса.

Вулканы внутриокеанских островов поставляют в прилегающие пелагические районы пепел, эксгаляционный материал, а вблизи островов и подводных вулканов накапливаются грубообломочные продукты извержений. В зонах спрединга обнаружены гидротермальные постройки, сложенные сульфидами, сульфатами и окислами. Из построек вырываются струи горячих растворов, которые смешиваются с морской водой и отлагают вокруг источников разнообразные минералы [5].

Важная роль в пелагическом осадкообразовании принадлежит эдафогенным компонентам [4]. Продукты дезинтеграции пород перемещаются

вниз по склонам под воздействием придонных течений, суспензионных потоков и гравитационных склоновых процессов (обрушения, оползания, осыпания). В результате могут формироваться грубообломочные накопления, эдафогенные турбидиты, специфические комплексы обломочных минералов.

Процессы мобилизации, переноса и осаждения *биогенного* материала в пелагической области океана называют биодифференциацией вещества. Комплекс этих процессов включает биогенную экстракцию (биоассимиляцию), биофильтрацию, биосорбцию и биологический транспорт [3]. В области пелагического литогенеза биогенный материал проходит сложный путь от мобилизации в поверхностном слое воды до захоронения. Проходя через пищевые цепи и физико-химические деструкционные процессы на разных глубинах биогенные компоненты многократно вовлекаются в седиментационный цикл перед окончательным осаждением. Наиболее благоприятными для их накопления являются условия циклонических маркоциркуляционных систем с режимом подъема глубинных вод. Под антициклоническими круговоротами биогенное вещество уступает свою ведущую роль флювиогенной и эоловой взвеси, а местами – эндогенному и эдафогенному материалу.

#### Литература

1. Гордеев В.В. Речной сток и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
2. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации : Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
3. Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе осадков: Образование и распределение биогенных осадков. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4, С. 5–24.
4. Петелин В.П. Формирование минерального состава глубоководных осадков // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 207–219.
5. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
6. Страхов Н.М. К познанию терригенной седиментации в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. №7, С. 16–38.

# ЭТАПЫ ОКЕАНСКОГО ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

**В.Н. Свальнов, Т.Н. Алексеева**

*Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,  
tania@blackout.ru*

Научный интерес представляет последовательность этапов формирования океанских железо-марганцевых руд (онтогенез) от зарождения до завершения. В окислительной обстановке пелагиали оксигидроксиды железа и марганца концентрируются в виде железо-марганцевых корок, макро– и микроконкреций, а также в форме оксидных пленок на биогенных остатках (зародышевые микроконкреции) и неокристаллизованных коллоидов. Основными механизмами железо-марганцевого рудогенеза являются коллоидно-химические, хемосорбционно-каталитические и микробиологические процессы вблизи раздела вода – дно.

Железо-марганцевые корки формируются на стадии седиментогенеза вблизи границы вода – осадок за счет взвешенных в водной толще оксигидроксидов железа и марганца. Их состав не зависит от субстрата, который непременно должен быть достаточно плотным. Распространение корок обычно контролируется положительными формами рельефа дна и склонами, в пределах которых придонные течения наиболее интенсивные, а скорости седиментации минимальные.

Железо-марганцевые конкреции образуют огромные поля в пелагических областях океана с низкими темпами осадкообразования. Своей нижней частью они всегда погружены в осадок, а верхней частью контактируют (до момента захоронения) с придонной водой, соответственно в их составе отражается влияние процессов, протекающих в двух разных средах.

Железо-марганцевые микроконкреции (МК) встречаются во всех типах пелагических осадков. Это разнообразные по форме протосингенетические аутигенные рудные стяжения размером до 1 мм, в основном образованные

вблизи раздела вода–дно. К.Мацумото обнаружил микрочастицы марганца в морской и речной воде [3] и разделил их на три морфологических типа: игловидные (needle like), подобные морским ежам (sea urchin like), гранулярные (granular). Размер частиц соответственно варьировал в пределах 10-30, 20-400, 10-1000 мкм.

Ядрами МК служит любой твердый субстрат: зубы и кости морских организмов, обломки минералов, фрагменты скелетов радиолярий, диатомей, планктонных и бентосных фораминифер, полихет, спикулы губок, глинистые и цеолитово-глинистые комочки. Именно ядра во многом определяют габитус микроконкреций. Внутреннее строение МК (подобно макроконкрециям) концентрически-слоистое, столбчато-дендритовидное, реже массивное; поверхность шероховатая матовая, иногда гладкая блестящая, цвет варьирует от черного до темно-серого с буроватым оттенком.

Размер микроконкреций обычно не превышает 1 мм и контролируется величиной ядра, а также временем пребывания в геохимически активной пленке жидкого ила. В гранулометрическом спектре оптимальная величина микроконкреций тяготеет к 0.25 мм, что приблизительно соответствует минимальной толщине геохимически активной поверхностной пленки осадков, в которой реакционно-способное органическое вещество может изменять валентное состояние прежде всего марганца и железа.

Пленки оксигидроксидов железа и марганца на биогенных остатках (зародышевые МК) появляются на заключительной фазе предсидиментогенеза – осаждение взвешенных в толще воды частиц. Эти пленки не имеют практического значения, но они важны как индикатор начального этапа фиксации оксигидроксидов на уплотненных объектах разного состава.

Поскольку микроконкреции распространены практически повсеместно, имеют краткую историю формирования (относительно корок и макроконкреций), адекватно отражают в своем составе изменения фациальной обстановки, именно на их примере наиболее четко прослеживается эволюция минерального состава океанских железо-марганцевых руд. МК – полифазные

рудные стяжения, однако при сравнении их минерального состава из осадков биологически продуктивных и непродуктивных зон Тихого, Индийского и Атлантического океанов выявлены принципиальные различия. В исследованных микроконкрециях обнаружены следующие фазы [2]: вернадит безжелезистый и железистый, асболан-бузерит, бёрнессит гексагональный и моноклинный, тодорокит упорядоченный и неупорядоченный смешаноканальный, марганцевый фероксигит и гётит. Практически все минеральные фазы характеризуются высокой дисперсностью, низкой степенью окристаллизованности и пространственной упорядоченности.

По источнику рудного вещества МК можно разделить на гидрогенные, сингенные и гидрогенно-сингенные, а по времени зарождения все они протосингенетические [1, 2]. По составу и соотношению минеральных фаз различаются микроконкреции трех типов: 1) МК сложены только марганцевыми минералами (безжелезистый вернадит, гексагональный и моноклинный бёрнессит, тодорокит, асболан-бузерит); 2) для МК характерны сопоставимые количества минералов марганцевых и железо-марганцевых (обычно Fe-вернадит, иногда марганцево-железистый Mn-фероксигит); 3) в составе МК железо-марганцевые и железистые минералы (Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит) преобладают над марганцевыми минералами. К сингенным относятся МК первого типа (марганцевые), к гидрогенным – МК третьего типа (в разной степени железистые), а к гидрогенно – сингенным (промежуточным) – рудные стяжения второго типа.

В биологически непродуктивных зонах Тихого океана выявлены исключительно сингенные МК первого типа. Для Индийского океана характерны МК гидрогенно-сингенные и в меньшей степени – сингенные. В Атлантическом океане наряду с сингенными и гидрогенно-сингенными нередко встречаются гидрогенные МК третьего типа. Гётит и Mn-фероксигит обнаружены только в Атлантике, а Fe-вернадит отсутствует в МК Северо-Восточной котловины Тихого океана. Таким образом, в непродуктивных зонах

наблюдается тенденция увеличения железистости МК в ряду океанов: Тихий → Индийский → Атлантический.

В микроконкрециях из осадков биопродуктивных зон Индийского и Тихого океанов преобладают безжелезистый вернадит и гексагональный бёрнессит. Кроме того, для МК Индийского океана весьма характерны асболан-бузерит и Fe-вернадит, а в осадках Гватемальской котловины Тихого океана на фоне повышенных содержаний марганца и органического вещества формируются МК тодорокит-бёрнесситового ряда, иногда обогащенных асболан-бузеритом. Конечным продуктом трансформации марганцевых минералов МК является, вероятно, бёрнессит.

Онтогенез железо-марганцевых руд океана четко прослеживается в ряду: зародышевые пленки → микроконкреции → макроконкреции. Эти три формы объединяют взаимосвязь процессов формирования, окислительное минералообразование и локальное развитие восстановительных процессов за счет реакционноспособного органического вещества. Как правило, пленки служат метастабильной затравкой для роста МК, которые, в свою очередь, растворяясь в восстановительной среде, подпитывают конкреции рудными элементами. Главная особенность конкреций – формирование в двух разнородных средах, что сближает их как с МК, так и с корками. Практическая значимость конкреций на многие порядки выше, чем микроконкреций и пленок, однако сопоставима с рудными корками. Последние тоже образуются в окислительной обстановке, но их рост не зависит от диагенетических процессов в подстилающем плотном субстрате, а в онтогенезе, вероятно, отсутствует этап формирования микроконкреций, вместо которого происходит импрегнирование субстрата оксигидроксидами железа и марганца по микротрещинам.

#### Литература

1. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука. 1991. 256 с.
2. Свальнов В.Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикатор условий седиментации // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 57-69.
3. Uchio T. Studies of deep-sea manganese nodules. 3. Quantitative distributions of manganese micronodules and metal contents in the north-eastern Tropical Pacific south of the Hawaiian Islands // J. Fac. Eng. Unit. Tokyo, 1979. Vol. 35, № 1. P.71-108.

# СОБЫТИЙНЫЕ СЕДИМЕНТОЛИТЫ НА ГРАНИЦЕ ДЕВОНА–КАРБОНА И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

**К.М. Седаева**

*МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, sedaeva-mgu@mail.ru*

В морских разрезах Северного полушария на границе девона–карбона зафиксированы уровни появления специфических седиментолитов в виде карбонатных рифоподобных образований микробиальной природы и монотаксонных органогенных построек, и генетически чуждых биогенных силицитов, битуминозных гидрокарбонатов или маломощного глинистого горизонта среди карбонатных отложений [3, 5, 7–8 и др.].

Среди них наиболее распространены на площади и в разрезе специфические карбонатные образования, представленные рифоподобными микробиальными образованиями, реже монотаксонными органогенными постройками. Они встречаются в осадочном чехле по периферии древних платформ Северного полушария и в зоне их сочленения с палеозойскими геоструктурами. Для них характерно: 1) обедненный состав эукариот, 2) низкая степень их видового состава и 3) почти полное отсутствие организмов – биогермообразователей в должном количестве, кроме строматопороидей, формирующих эпизодически и локально небольшие (10-15, реже 30-60 м) по мощности монотаксонные органогенные постройки. Рифоподобные образования сложены, преимущественно, иловыми известково-микробиальными осадками. Им характерна повышенная и в то же время изменчивая мощность (от 100-150 до 500-600, а иногда до 800 м) и низкая степень литолого–петрографического разнообразия. Их формирование происходило в крайне мелководно-морских обстановках, на фоне ускоренного погружения дна бассейна седиментации и интенсивного микробиального карбонатакопления. Со временем формирования специфических карбонатных образований хронологически совпадает эпоха интенсивного накопления ОВ и положение нефтематеринских горизонтов во многих нефтегазоносных бассейнах Северного полушария: Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Западно- и Восточно-Сибирский НГБ и

нефтегазоносные провинции Канады (провинция Альберта) и США (штаты Вайоминга, Монтана, Техас) [4 и др.].

Биогенные силициты с массовыми остатками радиолярий, реже губок среди карбонатных отложений наблюдаются также по периферии древних платформ, они приурочены к областям развития глубинных разломов и эффузивных образований и совпадают с областью распространения пирокластических пород. Кремневые образования в виде желваков, конкреций, линз, реже маломощных прослоев характеризуются кварц-халцедоновым составом. Им присущи повышенные содержания ртути (*в 100-500, реже 1500 раз выше кларка*), серебра (*в 5-100 раз выше кларка*), олова и цинка (*в 20-100 раз выше кларка*), и других халькофильных и сидерофильных элементов, что отражает их связь с гидротермальными процессами [3, 7–8 и др.]. Их формирование было связано с изменением гидрохимии морских вод в результате поступления в морские бассейны продуктов вулканической деятельности и просачивания гидротермальных растворов по глубинным разломам в связи с тектоно-магматической активизацией на рубеже девона–карбона. Это обусловило появление и расцвет кремневых организмов, утилизирующих избыток SiO<sub>2</sub>, и вредные для существования известковых морских организмов микроэлементы из гидросферы и атмосферы.

Глинистый горизонт и битуминозные гидрокарбопелиты наблюдаются в пограничных карбонатных разрезах Восточно–Европейской и Северо–Американской платформ. На уровне их появления зафиксировано резкое снижение численного состава некоторых групп фауны и флоры, их биоразнообразия и существенная смена палеонтологических комплексов как в региональном, так и субглобальном масштабе, а также геохимические аномалии (*в 10-100 раз выше кларка*) иридия, никеля, кобальта, хрома, ртути, мышьяка, сурьмы, урана, золота, серебра и других элементов. В глинистом горизонте нередко наблюдаются тончайшие пропластки битуминозных гидрокарбопелитов (*темноцветных битуминозных известково-глинистых пород, обогащенных Сорг. до 5-17%*) и (или) светлых бентонитов (*образовавшихся по пепловому туфу*), а также рассеянная сульфидная минерализация микробиальной природы с несколько повышенной концентрацией благородных и редкоземельных элементов [5, 7–8 и др.].

Время формирования специфических седиментолитов совпадает со временем проявления Хангенбергского глобального геологического события (ХГГС) на рубеже девона–карбона. ХГГС является одним из крупных геологических событий позднего палеозоя и оно происходило в раннюю фазу герцинского орогенеза, во время которого наблюдалась значительная тектономагматическая активизация на фоне заключительного этапа рифтогенеза, начавшегося в позднем девоне (франский век) и отчасти продолжавшегося в раннем карбоне. В ходе позднедевонско–раннекаменноугольного эпизода рифтогенеза образовалась разветвленная и протяженная система рифтов и грабенов по периферии Восточно-Европейской (*Южная Англия, Днепровско-Донецкий, Кировско-Кажимский и др. проторифты*), Сибирской (*Васюганская депрессия, Кузнецкая котловина*), Северо-Американской (*Свердлупский и Аппалачский бассейны, бассейн Делавэр и др.*) и Южно-Китайской платформ, и в пределах почти всей площади Западно-Арктической континентальной окраины (*Норвежского шельфа, Северного моря, Шпицбергена, бассейнов Баренцева и Печорского морей*), Омолонского и Казахстано-Тяньшаньского срединных массивов. Это вызвало: 1) активизацию разномасштабных эндогенных процессов с участием плюмово-мантийного магматизма; 2) излияние базальтоидов и их производных и 3) дестабилизацию геомагнитного поля Земли. Это в свою очередь обусловило активное и концентрированное рудообразование нередко с формированием глобального металлогенического стратоуровня [1 и др.]. Происходило формирование разнотипных по генезису и составу рудных формаций и месторождений (нередко крупных) с контрастными ассоциациями полезных компонентов (алмазоносные, редкоземельные и редкометальные, золото-серебряные, платиноидные, колчеданно-полиметаллические и др.), что связано с возможностью генерации широкого спектра расплавов из исходного мантийного субстрата. Формирование контрастных рудных формаций и месторождений происходило на переходном этапе между двумя геодинамическими циклами (океаническим и последующим континентальным) на фоне проявления мантийного плюмового типа магматизма. Их формирование не сопровождалось океанической и гранитногенно-континентальной металлогенией, свидетельствуя, что «...геодинамика палеоокеанов, континентов и промежуточных континентально-океанических структур

*приобретает однотипный характер, плитная тектоника затухает и происходит активизация сверхглубинных структур и субвертикальной разломной тектоники, что обуславливают локальный очаговый плюмный мантийный магматизм разной основности – щелочности» [1, с. 117]. Столь масштабные деструктивные геотектонические процессы были обусловлены периодическими флуктуациями внутренней температуры мантии и изменениями ее свойств, происходившими на фоне постепенного остывания планеты и изменения ее положения на гелиоцентрической орбите [2, 6 и др.].*

На фоне проявления заключительного этапа рифтогенеза и плюмного мантийного магматизма шло дальнейшее: 1) формирование системы поднятий и впадин по периферии древних платформ; 2) воздымание и опускание значительных блоков земной коры и 3) углубление малых океанических бассейнов, существовавших с позднего девона – Ангаючан, Оймяконский, Севентимайл, Гудньюс, Слайд Маунтин и др.

Тектоно-магматические процессы обусловили: 1) поступление в атмосферу и гидросферу значительного количества  $\text{CO}_2$  и других газов,  $\text{SiO}_2$ , серы и сопутствующих малых, редких, редкоземельных и др. элементов; 2) резкие эвстатические флуктуации уровня моря (*частые трансгрессии, прерывавшиеся кратковременными регрессиями*); 3) палеоклиматические изменения; 4) изменение режима седиментации и 5) появление аноксидных условий в морских бассейнах [2–3, 5, 7–8 и др.]. Это повлекло за собой изменение палеоландшафтных обстановок и палеоэкологических условий и вызвало, с одной стороны, биотический кризис, а с другой – усиление биохимической деятельности микробиальных сообществ – микробионтов, и адаптацию и расцвет одной из групп эукариот на фоне повышенного содержания в атмосфере и гидросфере продуктов вулканической и тектоно-магматической деятельности.

С временем проявления абиотического (геологического – ХГГС) и биотического событий связано формирование в стратисфере на границе девона–карбона специфических по способу образованию и составу седиментолитов среди карбонатных отложений, сформированных на переходном геодинамическом этапе и отражающих кратковременный интервал в позднепалеозойской истории, неблагоприятный для существования многих представителей морской биоты и расцвет прокариот и одной из групп эукариот, участвующих в их образовании.

**Заключение.** Формирование специфических седиментолитов на границе девона–карбона происходило на переходном этапе между двумя геодинамическими циклами (океаническим и последующим континентальным), на фоне проявления заключительного этапа рифтогенеза и плюмного мантийного магматизма, обусловившего рудоконцентрирующие процессы в различных магмоочаговых зонах. Специфические седиментолиты являются событийными образованиями и они сформированы на плюмово-рифтогенном геодинамическом этапе. Событийные седиментолиты являются индикаторами переходного геодинамического этапа и одновременно знаменуют собой время перестройки палеоэкосистемы и биосферы. По мнению автора их можно рассматривать как индикаторы переходного геодинамического этапа.

Событийные седиментолиты зафиксированы не только на этом стратоуровне, но и на границе силура–девона, ранней и средней перми и их формирование также сопряжено с тектоно-магматической активизацией и критическими рубежами палеозоя в эпоху проявления фаз каледонского и герцинского циклов орогенеза.

#### Литература

1. *Абдрахманов К.А.* Глобальные металлогенические стратоуровни и их рудогенерирующие источники. // Материалы XXI Межд. научн. конф. «Фундаментальные проблемы месторождений полезных ископаемых и металлогения». М.: Изд-во МГУ. 2010. С. 117-118.
2. *Добрецов Н.Л.* Корреляция биологических и геологических событий в истории Земли и возможные механизмы биологической эволюции.// Палеонт. Журнал. 2003. № 6. С. 4-15.
3. *Максимова С.В.* Биогенные силициты – показатель активизации глубинных разломов // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии, 1978. Т. 53 (6). С. 152-161.
4. *Перродон А.* Формирование и размещение месторождений нефти и газа. – М.: Недра. 1991. 359с.
5. *Седаева К.М., Рябинкина Н.Н., Кулешов В.Н., Валяева О.В.* Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р.Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала.// Литосфера. 2010. № 6. С. 25-37.
6. *Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Крупнейшие тектонические события и галактическая орбита. // Докл. РАН.1993. Т. 331. № 5. С. 261-263.
7. *Walliser O.H.* Geologic processes and global events // Terra cognita, 1984, № 4. P. 17-20.
8. *Walliser O.H.* Global Events and Event Stratigraphy in Phanerozoik. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 1995. 333 p.

## О ВРЕМЕНИ И СКОРОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ СИСТЕМ РИФЫ–ЭВАПОРИТЫ

В.И. Седлецкий, А.А. Байков

*ЮФУ, Ростов-на-Дону, gregsemenov@gmail.ru*

Фактический материал по галогенным формациям и рифогенным комплексам различных структурно-тектонических зон, имеющим очень широкий стратиграфический диапазон (кембрий–квартер), несомненно, свидетельствует об их латеральной сопряженности. Вместе с тем взгляды исследователей на систему рифы–эвапориты в части их генетической взаимосвязи и синхронизации существенно разнятся, а во многом эта система остается неизученной.

Восточно-Сибирский солеродный бассейн с мощностью барьерных рифов до 1800 м и толщ каменной соли 2500 м существовал в раннем–среднем кембрии на протяжении 42,7 млн. лет. Продолжительность функционирования звеньев латеральной парагенетической системы рифы–эвапориты следующая.

При условии прироста рифов 3 мм/год время их вертикального суммарного роста (они наращивались с перерывами) – 600 000 лет. Если время вертикального роста рифов равно составляет 3,5 % от времени их развития, т. е. геологического возраста, вертикальный рост рифов происходил в течение 1 494 500 лет.

Суммарное время отложения галита, т. е. без учета периодов распреснения бассейнов. При ежегодной его садке 4–8 см составляет 31 250–62 500 лет.

Таким образом, расхождение между суммарным временем вертикального роста рифов и суммарным временем эвапоритообразования колеблется от 10 до 50 раз (в расчетах не учтено время садки  $\text{CaSO}_4$ ). Огромный промежуток времени (примерно 41,2 млн. лет) рифы не наращивались в мощности, а соли не отлагались.

В титонском Западно-Предкавказском суббассейне, просуществовавшем примерно 1 млн. лет, мощность барьерных рифов – 900 м, толщ каменной соли

– 1300 м. Вертикальный рост рифов происходил на протяжении 117000–222000 лет, суммарное время отложения галита – 16 250–32 500 лет. Расхождение между суммарным временем вертикального роста рифов и суммарным временем эвапоритообразования также весьма значительное – 3–15 раз (в расчетах время садки  $\text{CaSO}_4$  не учитывалось), но существенно меньше по сравнению с Восточно-Сибирским бассейном. На протяжении примерно 7,3 млн. лет рифы не наращивались в мощности, а соли не отлагались.

Хотя рассматриваемые солеродные бассейны разделяет огромный промежуток времени (369 млн. лет), каких-либо принципиальных различий в становлении и функционировании латеральных парагенетических систем рифы–эвапориты раннего–среднего кембрия и поздней юры мы не обнаружили.

Несмотря на длительность существования барьерных рифов (миллионы – десятки миллионов лет) в солеродных бассейнах латеральная парагенетическая система рифы–эвапориты функционирует всего лишь десятки тысяч лет. На поздней стадии садки галита и калийно-магниевых солей вертикальный рост рифов должен остановиться, если их субстрат не испытывал медленных опусканий, компенсируемых рифостроителями.

В развитии эвапоритовых галогенных бассейнов выделяются четыре стадии – карбонатная, сульфатная, галитовая, калийно-магниева. В развитии барьерных рифов, ограничивающих галогенный бассейн, мы предлагаем выделять две стадии.

На *первой стадии*, соответствующей карбонатонакоплению в бассейне, рифы и карбонатные осадки синхронны не полностью только в случае нахождения рифов к началу садки карбонатного вещества на задельных глубинах. Тогда какое-то время хемогенный карбонат осаждается при невозможности одновременного наращивания тела рифов. В Восточно-Сибирском бассейне опускания субстрата в области барьерных рифов могли быть настолько значительными, что после отложения солей рапа бассейна разбавлялась до нормальной солености, о чем свидетельствуют остатки трилобитов и другой фауны.

На *второй стадии*, соответствующей по времени садке сульфатов и легкорастворимых солей, формирование латеральной системы рифы–эвапориты является естественным продолжением первой стадии развития барьерных рифов. Их вертикальный рост продолжался или прекращался в соответствии с подвижками субстрата относительно его предшествующего положения. Поэтому рифы синхронны по времени вертикального роста сульфатным осадкам и какой-то части галогенных образований. Мы считаем, что в период садки калийно-магниевых солей, когда поступление морской воды в галогенный бассейн практически прекращается, мог происходить только горизонтальный рост рифа, поскольку его гребень находился на минимальных глубинах; возможно также частичное разрушение рифа.

Многочисленные пульсации субстрата в зоне барьерных рифов на фоне общих тектонических подвижек осложняют непрерывно-прерывистый характер развития этих крупных рифовых систем. Определять их продолжительность при изучении рифов сейчас не представляется возможным. Но они, конечно, в огромной степени влияют на продолжительность вертикального роста рифов.

При значительной (около 2000 км) протяженности системы барьерных рифов Восточно-Сибирского бассейна, «сидящих» на крупном нарушении, которое предопределяет ее развитие, трудно ожидать полной синхронности подвижек субстрата (по знаку и скорости) вдоль всей зоны. Несмотря на общую тенденцию к опусканию, вполне возможно, что отдельные звенья зоны, двигаясь с меньшей скоростью, отставали от других или же стабилизировались на какое-то время раньше других. Иначе говоря, по простиранию барьерной зоны рифы на конкретное время могли располагаться на разной глубине, что восстановить сейчас не представляется возможным. Однако циклически изменяющаяся результирующая активности рифов как регуляторов поступления морской воды в Восточно-Сибирский бассейн определяла накопление либо карбонатов, либо сульфатных и галоидных отложений.

В соответствии с классической концепцией, фанерозойское соленакопление происходило в солеродных бассейнах, имеющих затрудненную

связь с открытым морем (континентальный галогенез нами не рассматривается) и находящихся в аридном климате.

Наиболее благоприятной для эвапоритовых процессов является биогермная перемычка, выполняющая роль бара между этими водоемами, причем формирование рифовых баров и галогенных толщ во времени должно подчиняться определенным закономерностям.

Учитывая особенности развития латеральной системы рифы–эвапориты, мы считаем, что при наличии барьерных рифов, регулирующих поступление морской воды в какой-либо бассейн, последний становится потенциально галогенным не с начала садки  $\text{CaSO}_4$  или, тем более, галита. Развитие бассейна как галогенного в аридном климате и при экзогенном источнике солей начинается с достижения гребнем рифа минимальных глубин. Если ранее в бассейне могли накапливаться хемогенные карбонатные осадки, то данный момент приводит к нарушению системы приток–испарение, и вода бассейна может постепенно сгущаться. При сочетании необходимых условий геологический потенциал галогенных бассейнов реализуется полностью, вплоть до садки калийно-магниевых солей.

Особенности развития латеральных систем рифы–эвапориты необходимо учитывать при оценке перспективности барьерных рифовых массивов и зарифовых фаций на целый ряд полезных ископаемых, в частности золото, сульфиды, Pb, Zn и других элементов.

Таким образом, геологическая баровая перемычка между открытым морем и солеродным бассейном автоматически регулирует приток морской воды в данный бассейн. Это показано для всех типов солеродных бассейнов, выделенных по ландшафтно-тектоническим признакам, которые питаются океанической водой и находятся в аридном климате.

## ТРАВЕРТИНЫ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА МИРА И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Г.А. Семенов

*Северо-Кавказский научный центр высшей школы ЮФУ*

Травертины Альпийского пояса мира представляют собой уникальное творение природы и должны на наш взгляд использоваться комплексно по следующим основным направлениям:

1. Широко распространенные в регионах тектоно-магматической активизации травертины в пределах Альпийского пояса обнаруживают генетическую, пространственно-генетическую и пространственную связь с оруденением различного генезиса. Они также являются концентраторами в промышленных масштабах ряда элементов – As, W, Mn, Ag, Au, Hg, F, Sr, Sb, В или распространены в пределах большинства известных рудных полей и месторождений мира [1-3]. В работах последних десятилетий травертины предложены нами в качестве нового поискового признака месторождений полезных ископаемых различного генезиса, в том числе благородной шпинели и алмазов на примере Южного Памира и ЮАР [4-6 и многие др.], что подтверждается новыми данными и публикациями по данной проблеме, приводимые ниже.

К настоящему моменту уже выделяются травертиновый сурьмяный поствулканический промышленный тип месторождений мелкого и среднего масштаба, который характерен для областей молодой или современной вулканической деятельности в Алжире (месторождения Хаммам Н' Байль и Хаммимат) и Турции (месторождение Сенатор) [7] и золото-мышьяково-ртутная формация с поверхностным уровнем формирования, связанная с травертинами [8].

Высокая информативность травертиновых образований должна рассматриваться обязательно в комплексе геологических, тектонических, гидро- и геохимических особенностей конкретного рудного района, месторождения или проявления без отрыва от химического, минерального, изотопного и микроэлементного состава самих травертинов, их возраста и условий образования, при обязательном использовании результатов термобарогехимических исследований.

2. Травертиновые выходы, образовавшиеся на дневной поверхности из агрессивных вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры, представляют собой идеальное хранилище археологических ценностей четвертичного периода и стратиграфической информации, имеющих нередко уникальное значение. Выпавший из раствора чаще всего  $\text{CaCO}_3$ , обизвестковывая фито- и биогенные остатки, выполняет роль прекрасного консерванта, обеспечивающего оптимальные условия сохранности стратиграфического, нередко реперного, материала.

Наличие многочисленных инкрустированных известью растительных остатков в травертинах объясняется распространением обильной, часто эндемичной флоры в местах выходов источников, а сохранность ее – механизмом осаждения солей диоксида углерода, в результате которого захороняются также наземные моллюски и другая континентальная фауна. В дальнейшем многие источники прекращают свое существование, но оставшиеся в местах их выхода травертиновые образования хранят информацию о давно исчезнувших растительных и животных видах.

На данный факт обратил внимание Чарльз Дарвин, посетивший о. Тасманию (бывшая Вандименова Земля), на которой он обнаружил по его описанию «обособленное поверхностное включение желтоватого известняка – травертина, содержащего многочисленные отпечатки листьев деревьев, а также наземных моллюсков, ныне не существующих. Нет ничего невероятного в том, что этот маленький карьер заключает в себе единственный сохранившийся

памятник растительности, покрывавшей Вандименову Землю в одну из былых эпох» [9].

Так находки на г. Железной (регион Кавказских Минеральных Вод - КМВ) [10] в травертинах вюрмского возраста (антропоген) неизменных видов флоры (*Phragmites communis Trin.*, *Salix abba L.* и др.) и наземных моллюсков (*Ericia costulata Zgl.*, *Tachea atrolabiata Krun* и др.) указывают на относительную стабильность климатических условий в данный отрезок времени. Ископаемые остатки крупных млекопитающих (*Elephas sp.*, *Cervus elapus Lin (?)*, *Bos (Bison)* и др.), реже – птиц, были обнаружены [11] на КМВ в травертинах рисского и рисс-вюрмского возраста на г. Машук, где также были найдены части черепов с травертиновыми слепками мозга представителей семейств *Cervidae* и *Bovinae (?)*.

В травертинах проявлений Арчман и Коу (Копетдаг, Республика Туркменистан) были встречены большое количество мелких раковин рода *Bithynia*, а также отпечатки листьев и стебли растений. Кроме этого в травертинах верховьев р. Кушки им были обнаружены крупные створки пресноводных моллюсков [12].

На поверхности травертиновых куполов Шахдара и в них самих (Южный Памир) нами [13] были обнаружены в большом количестве (фактически танатоценоз) ископаемые раковины наземных моллюсков, живущих в настоящее время в тропической Азии и Африке (*Melanoides tuberculatus petiricus sub. Lindholm*), прекрасной сохранности. Они отсутствуют в других районах Средней Азии, а на Памире живут только в источнике Джаушангоз. Эта находка может указывать на специфические условия эндемичного существования данных моллюсков в прошлом и на резкое, возможно катастрофическое, изменение условий их обитания, например - изменение температуры воды источника, как в сторону увеличения, так и при ее уменьшения, которое привело в дальнейшем к гибели данной популяции.

В известковом карьере Эванс, расположенном в районе Джордан-Нарроус, округ Солт-Лейк, Юта (США) в травертинах были найдены остатки позвоночных, вероятно, раннеплейстоценового возраста [1].

Травертины хранят не только следы растительного и животного мира. В травертиновом куполе около с. Гановце (Словакия) был найден слепок мозговой коробки раннего неандертальца [14]. К XV веку под слоем травертинов Паммукале (Турция) был погребен Гиераполь – один из богатейших городов Малой Азии и Римской империи, ранее разграбленный варварами. При его раскопках в травертинах было найдено множество черепков керамики, обломков скульптур и монеты того времени. Но редкие археологические находки позволяют определить возраст культурного слоя только в ряде случаев.

Имеющие значительное распространение в областях тектономагматической активизации травертины являются специфическими образованиями, обычно не имеющими коррелятивных отложений, их возраст, как правило, растянут во времени или спорен. Находки в травертинах идеально сохранившихся ископаемых растительных и животных остатков или археологических ценностей, поиском и изучением которых ранее занимались лишь в единичных случаях, позволяют заполнить этот пробел в геологической науке. В случае отработки карьеров травертинов необходимо проводить опережающее изучение поверхностей раздела и стенок пластов (каскадов, террас), а также раздробленных разностей с целью обнаружения отпечатков растительности, ископаемых остатков и археологических ценностей четвертичного периода.

Т.о., травертинам Альпийского пояса необходимо уделять пристальное внимание как важному источнику информации о ранее происходивших геологических процессах на Земле.

#### Литература

1. Уайт Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения // Проблемы рудных месторождений. М.: Иностранная литература, 1958. - С. 91-144. 495 с.

2. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 536 с.
3. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. – 199 с.
4. *Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А.* О пространственно-генетической связи травертинов с месторождениями полезных ископаемых (на примере Северного Кавказа) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 3. С. 682-685.
5. *Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А.* Травертины Северного Кавказа // Геология рудных месторождений. 1983. № 2. С. 57-66.
6. *Семенов Г.А., Седлецкий В.И., Байков А.А.* Исследование возможностей использования травертинов Альпийского пояса в качестве нового поискового признака месторождений полезных ископаемых // Известия вузов. Северо – Кавказский регион. Естественные науки. 2003. Приложение № 4. С. 85-98.
7. Методические рекомендации по применению классификации запасов к месторождениям сурьмяных руд. Утв. распор. МПР РФ от 05.06. 2007 г. № 37-р. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. 34 с.
8. *Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А.* Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 342-354.
9. *Дарвин Ч.* Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль». М.: Мысль. 1983. 431 с.
10. *Герасимов А.П.* Обзор геологического строения Северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы // Тр. ЦНИГРИ. Вып.123. М.-Л.: ОНТИ НКТП. 1940. 84 с.
11. *Иванова И.К.* О возрасте травертинов горы Машук и их соотношение с террасами Подкумка // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 9. 1940. С. 36-47.
12. *Сидоренко А.В.* Травертины в Туркменистане // Изв. ТФ АН СССР. 1948. № 1. С. 93-95.
13. *Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Байков А.А.* Травертины Альпийского тектонического пояса // Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. науки. 1991. №4. С. 106-116.
14. *Елинек Я.* Большой иллюстрированный атлас первобытного человека. Прага: «Артия», 1983. 559 с.

## К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ГЛУБИН ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНЕВЫХ ПОРОД В АЛТАЙСКИХ КЕМБРО-ОРДОВИКСКИХ БАССЕЙНАХ

Н.В. Сенников<sup>1</sup>, О.Т. Обут<sup>1</sup>, Е.В. Буколова<sup>1</sup>, Т.Ю. Толмачева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. ака. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

<sup>2</sup> *ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

Принято считать, что кремневые осадки формируются на относительно больших глубинах [1, 2], фиксирующихся следующими признаками: 1) высокая чистота биогенных кремневых пород; 2) малое количество терригенных компонентов; 3) относительно высокое содержание гематита; 4) присутствие марганцевых конкреций; 5) крайне низкая энергетика гидродинамических условий; 6) частое сонахождение с глубоководными базальтами; 7) остатки фауны в палеозойских кремнях состоят из пелагических организмов (радиолярии, конодонты, реже в кремнистых аргиллитах – граптолиты); 8) кремни сопоставимы с современными глубоководными радиоляриевыми илами; 9) полное отсутствие сопряженных карбонатов, связанное с близостью дна к глубинам компенсации кальцита.

Для определения относительной глубины палеобассейнов, наряду с литофациальным анализом в последние годы для нижнего палеозоя начинают использоваться биоиндикаторы батимальных обстановок [3–6]. В работе рассмотрены материалы по терригенно-кремневым обстановкам седиментации: 1) внешнего шельфа, 2) континентального склона, 3) ложа океана.

Видовые и родовые комплексы современных радиолярий делятся на три категории: а) тепловодные, живущие в интервале глубин от 0 до 75–150 м выше термоклина; б) умеренно-холодноводные (переходные), обитающие ниже термоклина на глубинах от 75–100 до 300–500 м; в) холодноводные, развивающиеся на глубинах от 500 до 5 000 м [7, 8]. Ассоциации живых радиолярий достигают максимумов таксономического разнообразия и плотности популяций на глубинах 50–200 м, что связывается с симбиотными связями радиолярий с фотосинтезирующими одноклеточными водорослями (зооксантеллами), диатомеями, динофлагеллятами [2, 8–10].

Современная морская и океаническая вода недонасыщена кремнеземом более чем в 10 раз [2, 11, 12]. Максимальная скорость растворения отмерших и

опускающихся на дно бассейна радиолярий установлена в верхних 200–400 м слоях морской воды, затем, до глубины 1000 м скорость растворения достаточно резко снижается, а с глубин более 1000 м становится очень медленной [13]. В современных акваториях Тихого океана степень сохранности кремневых панцирей диатомовых водорослей и силикофлагеллят, в процессе их растворения при опускании на дно бассейна на глубинах 50–100 м, резко снижается (до 10–50% структуры скелетов от исходной прижизненной конструкции, а на глубинах 500–1000 м – до уровня 3–5% от первичного состояния) [14]. Кроме того, попав в осадок, скелеты радиолярий частично растворяются и на начальных стадиях диагенеза [2, 9].

К определяющим оценку глубин биотическим параметрам авторы настоящей работы относят: 1) таксономическое разнообразие радиолярий, конодонтов и граптолитов; 2) сложность морфологических форм скелетов и аппаратов радиолярий и губок; 3) плотность популяций (от отдельных форм до пороодообразующих радиоляритов и спонголитов); 4) степень сохранности скелетов радиолярий при их растворении в морской воде.

Были рассмотрены алтайские геологические, стратиграфические, литологические и палеонтологические данные по раннекембрийскому, позднекембрийско-раннеордовикскому и позднеордовикскому срезам.

1. Кремни в нижнекембрийской шашкунарской свите слоистые (от 1–3 до 5 см), в нижней половине верхней части свиты имеют мощность пакетов до 5 м, зеленовато-светло-серую окраску и выраженную в окраске полосчатость с частотой 1–3 см. В верхней части свиты некоторые кремни серые и зеленовато-серые, с полосчатостью через 1–3 см и мощностью пакетов до 2 м. В кремнях найдены многочисленные спикулы кремнёвых губок и радиолярии – отдельные прослои кремней представляют собой радиоляриты, либо спонголиты, либо радиолярито-спонголиты. По геохимическому составу толеитовые базальты и высокотитанистые трахибазальты манжерокской свиты, подстилающие шашкунарскую свиту, относятся к обстановкам океанических островов [15]. Кремни шашкунарской свиты накапливались на палеоокеанических поднятиях разрушающихся вулканических построек на глубинах в интервале 300–400 м.

2. Кремни в верхнекембрийско-нижнеордовикской засурьинской серии массивного облика, группирующиеся в листовенной и марчетинской свитах. Они монотонной коричневой, сургучной, лиловой и красной окраски. Мощность кремнистых пачек до 20–25 м. Наблюдается микрослоистость (от 0,01–0,02 до 1–2 мм) кремней, образующаяся за счет оттенков. Границы между слоями кремней и их микрослоями четкие, субпараллельные, свидетельствующие об отсутствии как волнового воздействия, так и придонных течений. Геохимические характеристики базальтов засурьинской серии [3, 4, 16–17] указывают на обстановки ложа океана, палеоокеанических островов, вулканических дуг и срединно-океанических хребтов. В засурьинской серии полностью отсутствуют карбонатные породы. Кремни засурьинской серии с радиоляриями и кремневыми губками, формировались на разных палеоокеанических поднятиях на глубинах 500–1000 м и 700–1200 м.

3. Кремни (как правило, радиоляриты) верхнеордовикской тачаловской свиты (и ее аналогов) нередко полосчатые (от 0,1–1,0 до 1–3 см) – серые, кремовые, черные, коричневые. Они подстилаются мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов без признаков волнового воздействия. В песчаниках и алевролитах встречаются граптолиты, хитинозои, а в линзах шламовых известняков – конодонты (зона *A. ordovicicus*), а также бентосные остракоды, полихеты [18]. Кремнисто-терригенные и кремнисто-карбонатно-терригенные позднеордовикские образования верхней части техтенской свиты и кремнисто-терригенная толща, охарактеризованные радиоляриями, отлагались в различных частях внешнего края внешней зоны шельфового бассейна на различных глубинах 150–250 м, 300–350 м и 350–500 м.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00553) и программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы».*

#### Литература

1. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР. 1984. 85 с.
2. Афанасьева М.С., Амон Э.О., Чувашов Б.И. Экология и биогеография радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть 2. Абиотические факторы, палеогеография радиолярий и морские палеоландшафтные обстановки в геологическом прошлом // Литосфера. 2005. № 4. С. 87–117.

3. *Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В.* Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Том. 44. № 1–2. С. 156–171.
4. *Sennikov N.V., Obut O.T., Iwata K., Khlebnikova T.V., and Ermikov V.D.* Lithological Markers and Bio-indicators of Deep-water Environments During Paleozoic Siliceous Sedimentation (Gorny Altai Segment of the Paleo-Asian Ocean) // *Gondwana Research*. 2004. Vol. 7, N 3. P. 843–852.
5. *Sennikov N.V. and Obut O.T.* Silica sedimentation in the Altai Late Ordovician Shelf basin on the south of West Siberia (Russia) // *Acta Palaeontologica Sinica*. 2007. Vol. 46. Suppl. P. 445–448.
6. *Obut O.T., Sennikov N.V.* Application of data on radiolarians and other pelagic groups as indicators of oceanic sedimentary environments for Lower Paleozoic terrigenous-siliciclastic sequences of Gorny Altai, Altay-Sayan Folded Area // *International Workshop on Geodynamic Evolution, Tectonics and Magmatism of the Central Asian Orogenic Belt. Abstract Volume*. Novosibirsk. 2010. P. 87–89.
7. *Петрушевская М.Г.* Радиолариевый анализ. Ленинград: Изд-во Наука. 1986. 199 с.
8. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Радиоларии. Москва: Изд-во ПИН РАН. 2006. 319 с.
9. *Afanasieva M.S., Amon E.O., Agarkov Yu.V., and Boltovskoy D.S.* Radiolarians in the geological Record // *Paleontological Journal*. 2005. V. 39. Suppl. 3. P. 135–392.
10. *Афанасьева М.С., Амон Э.О., Болтовский Д.* Экология и биогеография радиоларий: новый взгляд на проблему. Часть 1. Экология и тафономия // *Литосфера*. 2005, № 3. С. 31–56.
11. *Справочник по литологии*. Москва. Изд-во Недра. 1983. 509 с.
12. *Офицеров Е.Н.* Кремний в биосфере // *Химия и жизнь*. 2002. № 7. С. 32–35.
13. *Kennett J.P.* *Marine Geology*. Prentice-Hall, New York. 1982. 813 p.
14. *Лисицин А.П.* Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // *Геология и геофизика*. 2004. Т. 45, № 1. С. 15–48.
15. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // *Геология и геофизика*. 2004. Том 45, № 12. С. 1381–1403.
16. *Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д.* Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // *Геология и геофизика*. 1997. Том. 38, № 9. С. 1427–1444.
17. *Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н.* Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. № 3. С. 383–397.
18. *Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P.* Ordovician-Silurian Biostratigraphy and Paleogeography of the Gorny Altai. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. 2008. 154 p.

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТАДИАЛЬНОГО И НАЛОЖЕННОГО ЭПИГЕНЕЗА «ЭКЗОЛИТОВ»

Э. И. Сергеева<sup>1</sup>, В.А. Кошелева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург

<sup>2</sup> ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, vkosheleva@bk.ru

В рамках сложившегося, к настоящему времени, «Учения об эпигенезе экзолитов» выработалось относительное согласие о необходимости выделения в процессах преобразования осадочных пород двух категорий: 1. Стадиально-эпигенетические процессы, или региональный фоновый эпигенез погружений; 2 – наложенный эпигенез. Явление наложенного эпигенеза вызвало интерес в целом, и его проблемам, в частности. К наиболее актуальным из них относятся: определение его содержания и границ; природы факторов, его вызывающих; принципов типизирования и совершенствование понятийной базы.

К настоящему времени определились **главные черты наложенного эпигенеза:**

1. Процессы наложенного эпигенеза не являются продолжением стадиального. Он проявляется в любой стадии осадочного цикла в седиментосфере и в стратисфере. Известно его влияние на современные морские седиментационные, седиментационно-диагенетические (океанская осадочная система) и др. системы. Следы воздействия наложенного эпигенеза выявлены в докембрийских отложениях Балтийского щита, фанерозойских отложениях Русской плиты и Западной Сибири и др. регионах. От особенностей фоновой среды и её стадиального состояния, могут выделяться наложенный гипергенный эпигенез, мотогенный, седиментогенный, диагенетический и катагенетический.

2. Пока оценка масштабов проявлений наложенного эпигенеза затруднена, но его значение, в решении ряда проблем, огромна. В

нефтегазоносных провинциях Западной Сибири наложенному эпигенезу отводится большая роль в формировании месторождений нефти и газа.

3. В рамках наложенного эпигенеза происходит мобилизация, перемещение и локализация вещества. Наложённый эпигенез – это новая автономная система со своими источниками, способами транспортировки, механизмами извлечения и аккумуляции, сопровождающейся определённым морфогенетическим эффектом – образованием вторичных геологических тел, имеющих объём, границы и другие параметры.

4. Диагностика наложенного эпигенеза проводится в рамках той же системы оценок, что и стадийного. Проявление его фиксируется на основе системного подхода: на элементном, минеральном, слоевом, породном и надпородном уровне организации вещества. На химическом уровне, его влияние сказывается в иных концентрациях, по сравнению с фоновыми, породообразующих, редких и малых элементов. На минеральном уровне, это влияние отмечается повышенным содержанием фосфатов, сульфидов, сульфатов, карбонатов, глинистых минералов и минералов группы кремнезёма. Появляются новообразованные ключевые текстуры и их ассоциации.

5. На породно-надпородном уровне следы наложенного эпигенеза дифференцируются в зависимости от конкретного типа осадочных пород или их ассоциаций. Часто они фиксируются развитием специфических биогенных образований или формируют своеобразные парагенезы пород.

6. В зависимости от природы факторов наложенного эпигенеза возникают разнообразные генетические типы пород, получившие сопредельные названия: флюидизиты, гидротерматиты, грязевулканиты и др.

7. При современном состоянии дел в области наложенного эпигенеза создание универсальной классификации на единой основе маловероятно. Его фактическая база только создаётся. За основу классификации процессов и продуктов наложенного эпигенеза следует принять инъекционно-генетический принцип, а сама классификация должна иметь многоуровневый характер. Необходимо: создание целевых и рабочих классификаций, использующих

разные основы; типизация новообразованных эпигенетических текстур на морфогенетической основе.

8. Проявлением процессов наложенного эпигенеза являются фанерозойские отложения Русской плиты. Например, кембрийско-ордовикские отложения Ленинградской области. Породы тосненской и волховской свит ордовика характеризуются следами бурного развития организмов и их массовой гибелью, сопровождавшейся образованием биоморфных и биоморфно-детритовых оболочковых ракушняков (ракушняковых фосфоритов). Следы наложенного эпигенеза, проявлены здесь на минеральном и слоевом уровнях. Они характеризуются интенсивностью и тесной связью минеральных преобразований и структурно-тектонических изменений. Из ассоциации эпигенетических минералов показательны ураганные содержания глауконита – равномерно рассеянного, пятнистого, сгусткового, выстилания ходов организмов и др. В местах его максимальной концентрации образуется редкий тип новообразованных пород – «глауконититы». Этап максимального развития вторичных текстур проявлен в основании разреза волховской свиты ордовика, где они развиваются на фоне седиментационной цикличности, заключающей элювиально-седиментационные циклиты и характеризуются текстурами вертикального и субвертикального фрагментирования; псевдобрекчиевыми текстурами, возникающими при фрагментировании пород близ сутуростилолитовых швов; сутуростилолитовыми текстурами (в их формировании уже участвуют глауконитизированные песчаники).

Примером сложных наложенных процессов разной природы являются разрезы верхнепротерозойских песчаников южного побережья Кольского п-ова, заключающие три тела конгломератовидных образований, известных под названиями: взрывные брекчии, валунные дайки, внутриформационные конгломераты и др. Они имеют протяжённость до 30-50 м и мощность до 4-6 м. Здесь, обломочные породы турьинской свиты несут следы неоднократных наложенных процессов: фенитизации песчаных отложений за счёт внедрения щелочных интрузий; внедрения дайковых тел и жильных щелочных пород;

дробления и милонитизации осадочных тел, уже изменённых процессами щелочного метасоматоза, в связи с поздней тектонической активизацией и явлениями криптовзрывов. Последней категории принадлежит решающая роль в формировании конгломератов, их гранулометрических особенностей и состава обломочного материала. Они характеризуются пёстрым гранулометрическим спектром (от глыб до алеврита), различной объёмной сгруженностью обломочного материала и отсутствием признаков стратификации по разрезу. В составе обломков преобладают фенитизированные песчаники и фениты, гранодиориты (из фундамента толщи песчаников), количественно варьирующие на площади развития конгломератовидных тел; присутствуют обломки изменённых дайковых щелочных пород и жил. Цемент песчаников представлен фенитизированным милонитом турьинской свиты.

Переход литологии на новые уровни обобщения высветил стратегию и тактику изучения стадиального и наложенного эпигенеза и программу развития обеих сфер: Перспективно развитие классифицирования наложенного эпигенеза по состоянию инъецируемости в седиментационную или породную систему масс (флюидно-водное, углеводородно-газовое, флюидизированное, состояние газовой-механической взвеси и др. формы); Построение рабочих классификаций на вещественно-структурной основе для возникающих новообразованных геологических тел. (При их описании необходимо следовать тем же правилам, что с первичным объектом); Изучение и типизация новообразованных текстур, свидетельствующих о динамических обстановках при протекании процессов наложенного эпигенеза; Для развития учения об эпигенезе экзолитов важен целенаправленный сбор фактического материала на основе однозначного понимания содержания используемых базовых терминов.

# ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ МЕЛЕКЕССКОЙ И БУЗУЛУКСКОЙ НГО

**О.В. Сивальнева**

*РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, ejikow@gmail.com*

Карбонатные комплексы в турнейских отложениях нижнего карбона на территории Волго-Уральской НГП являются перспективным, но недостаточно изученными на сегодняшний день объектами для поиска нефти и газа. Сложность строения комплексов, высокая изменчивость отложений в пределах небольших площадей обусловлена особенностями обстановки формирования отложений.

Установление фациальной приуроченности предполагаемых перспективных объектов – одна из важных задач при поиске и разведке месторождений нефти и газа. В решении этой задачи значительное место занимают комплексные исследования кернового материала с привлечением материалов ГИС. Подробная литологическая характеристика отложений позволяет более уверенно проводить фациальные реконструкции и выделять перспективные для формирования скоплений нефти и газа зоны.

Отложения турнейского яруса каменноугольной системы в пределах юго-восточной части Мелекесской НГО отличаются по литолого-фациальной характеристике от аналогичных отложений в западной части Бузулукской НГО.

Сопоставление результатов комплексного изучения и кернового материала с привлечением данных ГИС показало, что разрезы скважин в пределах вышеуказанных областей четко группируются в два типа: северный тип – для Мелекесской НГО и южный тип – для Бузулукской НГО.

Для северного типа разрезов характерны большие мощности турнейских отложений, по сравнению с южным типом (200-220 м), а также относительно однородное строение по кривой ГК. Породы в интервалах, охарактеризованных керном, представлены известняками комковато-водорослевыми и сгустково-

водорослевыми. Только верхние части разрезов сложены небольшими по толщине (до 2 м) прослоями известняков микрозернистых глинистых и окремнелых.

Смена типов пород в северных разрезах обусловлена сменой типов породообразующих организмов, что напрямую связано с изменением относительного уровня моря в период формирования отложений.

Для южного типа разрезов характерны меньшие мощности турнейских отложений (75-80 м) и четкое разделение по кривой ГК на циклиты трансгрессивного строения. Внутри циклита породы постепенно меняются от микросгустковых, комковато-водорослевых и сгустково-водорослевых известняков до более глубоководных известняков микрозернистых, часто окремнелых. Микрозернистые известняки в верхних частях разрезов отличаются от аналогичных типов в нижних частях разрезов: в них менее развито окремнение, отсутствуют среди органических остатков спикулы губок и развита доломитизация во вторичных процессах. Все это указывает на то, что, в отличие от микрозернистых известняков нижних частей разрезов, эти породы формировались в менее глубокой зоне, но также в условиях низкой гидродинамической активности.

Формирование отложений в районе Бузулукской и Мелекесской впадин происходило в разных фациальных зонах. Анализируя характер смены типов пород в разрезах, изменения их состава и коллекторских свойств можно предположить, что отложения в районе Мелекесской впадины формировались на окраине среднего шельфа и периодически выводились выше уровня моря, подвергаясь при этом промывке и выщелачиванию.

Отложения в районе Бузулукской впадины формировались в различных шельфовых зонах. На ранних этапах, скорее всего, это были зоны передового склона среднего шельфа и внешний шельф, на что указывают особенности состава и структуры пород (наличие микросгустковых известняков, присутствие спикул губок в микрозернистых окремнелых известняках). На более поздних этапах, к концу турнейского века, территория осадконакопления

перемещалась в менее глубоководную зону шельфа – к краю среднего шельфа и в область лагуны внутреннего шельфа. Лагунные обстановки подтверждаются доломитизацией микрозернистых известняков, отсутствием в них спикул губок, как более глубоководных организмов, а также меньшей интенсивностью окремнения.

Фациальные особенности турнейских отложений Бузулукской и Мелекесской НГО обуславливают и отличия в коллекторском потенциале составляющих их пород. В районе Мелекесской НГО в турнейском веке, возможно, существовали небольшие биогермные постройки, образованные в результате жизнедеятельности зеленых и сине-зеленых водорослей. Колебания относительного уровня моря способствовали формированию вторичной пористости в породах, следовательно, улучшению их коллекторского потенциала.

В районе же Бузулукской впадины обстановки не благоприятствовали формированию коллекторского потенциала пород. Накопление большей части отложений в более погруженных частях шельфа привело к формированию плотных пород, не являющихся в настоящее время коллекторами.

Учитывая историю тектонического развития, опираясь на результаты подробных литологических исследований фактического материала, возможно грамотно проводить реконструкцию обстановок осадконакопления и давать более качественный прогноз распространения коллекторов на изучаемой территории.

#### Литература

1. Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О., Громека В.И., Митрейкин Ю.Б., Мкртчян О.М., Нартов Г.В. Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. М.: Н., 1965. 214 с.
2. Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы. М.: Наука, 1968. 188 с.
3. Критерии прогноза нефтегазоносности древних платформ. М.: Редакционно-издательский отдел ИГиРГИ, 1987. 148 с.
4. Ахметшина Л.З., Гибшман Н.Б. Атлас палеонтологических остатков, микрофаций и обстановок осадконакопления фаменско-каменноугольных отложений Прикаспийской впадины (Казахстанская часть). Алматы: 2007. 476 с.
5. Морозов В.П., Козина Е.А. Атлас пород нефтеносных горизонтов палеозоя республики Татарстан. Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона. Казань: ПФ Гарт, 2007. – 201 с.
6. Кузнецов В.Г. Литология, М.: Недра, 2007 г., 511 с.
7. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология, М.: Недра, 1991 г. 444 с.

# ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

Л.М. Ситдикова, Е.Ю. Сидорова

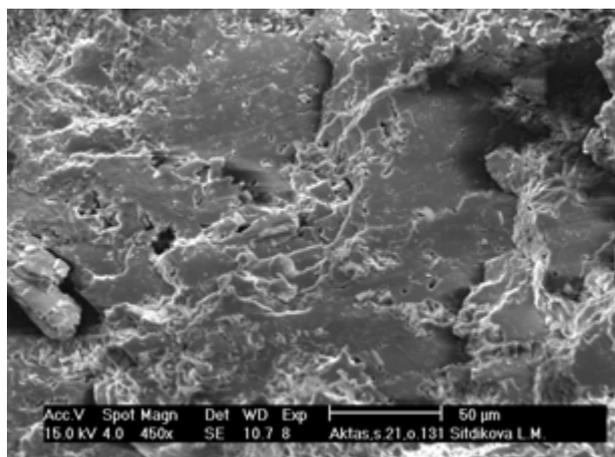
*Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, sitdikova8432@mail.ru*

Древние коры выветривания широко развиты в пределах Южно-Татарского свода, они локализируются на границе осадочного чехла и кристаллического фундамента. В соответствии с возрастом перекрывающих осадочных и пород, подвергшихся процессам выветривания время формирования кор выветривания – поздний протерозой – ранний палеозой. По данным предыдущих исследователей [1, 2] известно, что по морфологии выделяются площадной и линейный (трещинный) типы кор выветривания. Древние коры выветривания кристаллического фундамента Южно-Татарского свода характеризуются вертикальной зональностью, по минеральному составу и преобладающим процессам различают зоны (снизу вверх): дезинтеграции, цементации, гидратации и выщелачивания, окисления и зона вторичной гидратации. Изученные профили кор выветривания фундамента данного региона относятся к неполному типу. Представления о процессе формирования древних коровых формаций и его особенностей основаны на изучении кернового материала глубоких скважин ряда площадей Южно-Татарского свода, в частности, Акташской, Ромашкинской, Лениногорской, Альметьевской, Азнакаевской, Бондюжской и др.

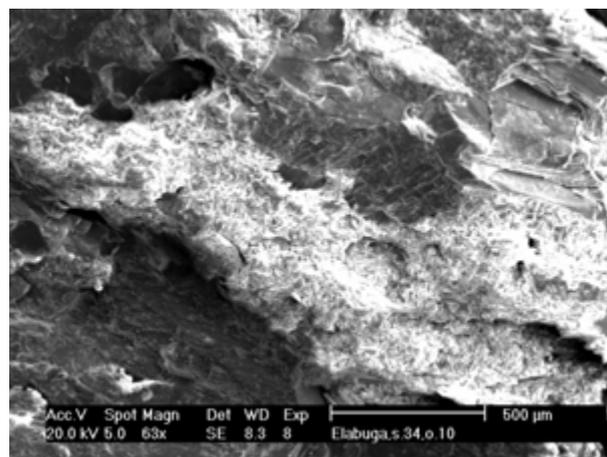
Проведенные исследования свидетельствуют [3], что коровая формация является специфическим объектом, перспективным на поиски месторождений углеводородов, о чем свидетельствуют данные изучения пород кор выветривания, которые характеризуются повышенными фильтрационно-емкостными свойствами. В связи с тем, что породы кристаллического фундамента подвергнуты интенсивным процессам выветривания, изучение коллекторских свойств, стандартными методами часто сложно, фильтрационно-емкостные характеристики были изучены методом ядерного магнитного

резонанса (ЯМР), оптической и электронной микроскопии. Было установлено, что зоны повышенных величин коллекторских свойств коровой формации распределены неравномерно как по разрезу скважин, так и по изученным площадям. По данным проведенных исследований был построен обобщенный профиль коры выветривания. Отчетливо выделяются два горизонта профиля выветривания: зона механической дезинтеграции пород фундамента и зона выщелачивания. Зона дезинтеграции характеризуется развитием потенциальных коллекторов трещинного типа. Породы этой зоны обладают повышенной трещиноватостью, кусковатостью, брекчированностью, часто залечены карбонат-сидеритовым цементом. Породообразующие минералы часто подвергнуты процессам выщелачивания и коррозии (рис. 1а).

Выше по профилю зона дезинтеграции перекрыта зоной цементации, играющей роль флюидоупора, с интенсивным развитием вторичных карбонатов по системе трещин, а также выполнение трещин и трещиноватых участков пород комплексом глинистых минералов, состав которых изменчив в зависимости от пород субстрата (рис. 1 б).



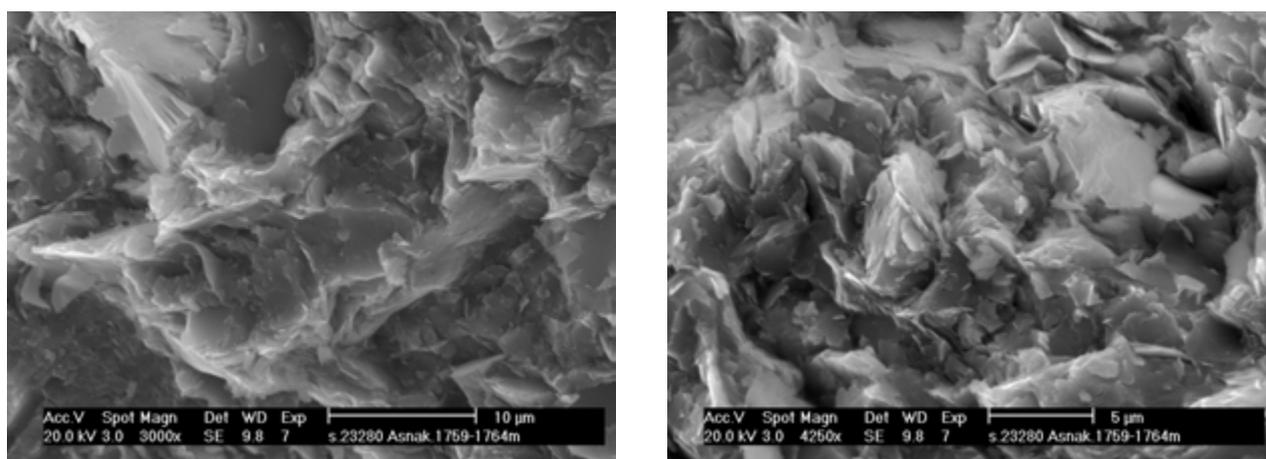
а)



б)

Рис. 1. а) Зона дезинтеграции. Процесс выщелачивания отдельных минералов. Акташская площадь, скв. 21, инт.1714,7-1720,4м, б) Зона цементации. Выполнение трещин хлорит-каолининовым веществом. Елабужская площадь, скв.34, инт.1732,9-1734,0м

Второй перспективный горизонт коровой формации связан с зоной выщелачивания, перекрывающей зону цементации. Эта зона характеризуется глубокими изменениями пород субстрата формированием пустотного пространства трещинного - порового типа. В этой зоне широким развитием пользуются тонкодисперсные глинистые минералы, представленные смешанослойными фазами на базе смектита, гидрослюды, хлорита и вермикулита с вариациями содержания каолинита (рис. 2 а). Неупорядоченные структуры агрегатов этих минералов обеспечивают повышенные величины коллекторских свойств (рис. 2 б). Зона выщелачивания, как правило, перекрыта достаточно плотным флюидоупором, представленным зоной охр и наложенной на них зоной вторичной цементации, характерной для погребенных кор Южно-Татарского свода.



*Рис. 2. Зона выщелачивания. Азнакаевская площадь. Скв.23280, инт.1759,0-1764,0 м.*

- а) Формирование пакетов глинистых минералов по трещинам,*
- б) Неупорядоченная микроструктура глинистых минералов*

Существенным компонентом второй зоны повышенных фильтрационно-емкостных свойств являются сингенетичные выделения графит-битумных смесей, составляющих местами до 5-8% породы. Эти графит-битумные смеси локализованы в виде мелких до 1,5-2,0 мм макрочешуек, имеющих сложную внутреннюю структуру, характеризующуюся сложными взаимоотношениями тонких (до 0,01 мм) микровыделений графита в битумном веществе. Сами

макрочешуйки локализованы обычно по плоскостям спайности агрегатов глинистых минералов, особенно смешанослойного типа.

Изучение особенностей локализации выделений графит-битумных смесей позволяет предположить, что их формирование протекало за счет синтеза тяжелых углеводородов и графита на подложке слоистых силикатов при прохождении через коровое вещество потоков флюидов, обогащенных простыми углеводородами, наличие которых констатируется по данным материалов глубокого бурения в зонах глубинной гидротермальной проработки пород кристаллического фундамента [4].

Таким образом, породы коровой формации Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна можно рассматривать как своеобразный фильтр на пути движения глубинных флюидных масс, на тонкодисперсном веществе которого происходил синтез тяжелых углеводородов, в дальнейшем мигрировавших в благоприятные горизонты осадочного чехла.

#### Литература

1. *Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г.* Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции, и ее геологическое значение. - М.: Недра, 1967. – 174 с.
2. *Ситдигов Б.С.* Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. - Казань: Издательство КГУ, 1968. – 148 с.
3. *Ситдикова Л.М., Сидорова Е.Ю.* Минералого-петрографические особенности коровой формации фундамента Южно-Татарского свода. Георесурсы, 1(37), 2011. с. 13-15.
4. *Ситдикова Л.М.* Зоны деструкций кристаллического фундамента Татарского свода. Изд-во Казанского университета. 2005. 145 с.

# ОСОБЕННОСТИ МОБИЛИЗАЦИИ БИОГЕННОГО КАРБОНАТНО-ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Н.А. Скибицкая, О.П. Яковлева

*Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва, yakovlevaop@mail.ru*

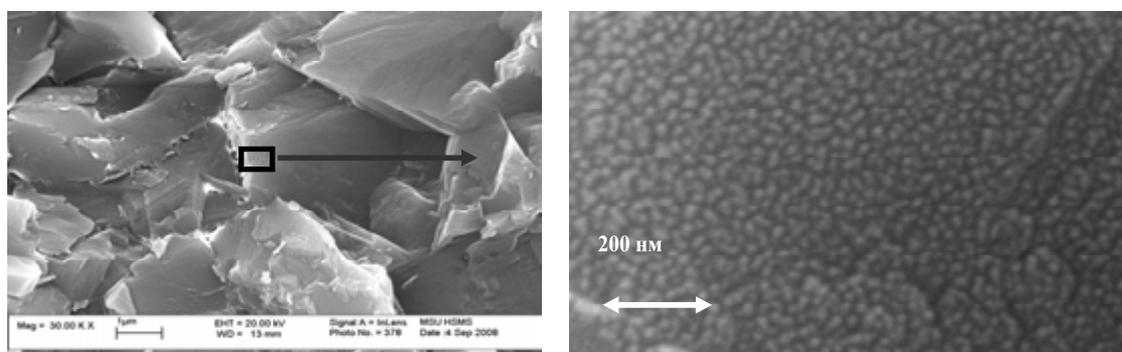
Карбонатные биогенные породы, а именно, органогенные (рифогенные) карбонатные продуктивные отложения во многих районах мира, в том числе и на территории нашей страны, развиты весьма широко, составляя в целом, как в стратиграфическом разрезе осадочных толщ, так и в пространстве обширные комплексы отложений, перспективы нефтегазоносности которых по существу, как представляется, еще не оценены должным образом.

Биогенные карбонаты, определяющие состав карбонатных продуктивных построек, являются уникальной группой биоминералов (протоминералов), которые широко участвуют в различных природных процессах практически всего геологического времени. Усилению интереса к карбонатным продуктивным толщам месторождений, которые сформированы в органогенных карбонатных постройках, в последнее время способствовала явная связь с ними различных полезных ископаемых. Они содержат порядка 50 % мировых запасов нефти и 28 % природного газа, с ними связаны месторождения фосфоритов, бокситов, полиметаллов и др.

Богатейший ресурсный потенциал месторождений вызывает массу вопросов: Чем обусловлены их уникальные свойства? В результате каких природных процессов и именно в карбонатных продуктивных толщах идет формирование не только газа, конденсата и нефти, но и других полезных ископаемых? Что представляют собой карбонатные продуктивные толщи, а именно составляющие их биогенные карбонаты в настоящее время и изначально, во время их формирования в карбонатных постройках, и многие другие?

При рассмотрении проблемы формирования биогенных карбонатов в геологической истории Земли, безусловно, привлекают к себе внимание такие оазисы жизни как рифовые, строматолитовые и другие экосистемы, на основе которых были созданы масштабные карбонатные постройки. Как известно, на основе биогенных, особенно, рифогенных, как наиболее распространенных, карбонатных построек созданы в геологическом времени многочисленные нефтегазоконденсатные месторождения, в том числе гигантские.

Объектами наших петрофизических, микроскопических, геохимических и других исследований в течение многих лет являются образцы биогенных карбонатных пород, а также насыщающие их углеводородные и неуглеводородные компоненты Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (ОНГКМ). Полученные данные свидетельствовали о том, что биогенное карбонатное породообразующее вещество обладает рядом ранее не известных, оригинальных свойств, свидетельствующих о том, что оно не является чистым карбонатом кальция. Это вещество имеет сложную глобулярную и реже фибриллярную (волокнистую) структуру, аналогичную структуре органических полимеров и битумов (рисунок), по элементному составу содержит больше углерода и кислорода, чем в стехиометрическом составе карбоната кальция и меньше, соответственно, кальция, что говорит о том, что это вещество содержит не только минеральную (карбонат кальция), но и некоторую органическую составляющую и т.д. [1, 2].



*Рисунок. Глобулярная структура карбонатного зерна. ОНГКМ, СЗ. Масштаб справа 200 нм*

На основе анализа всего комплекса экспериментальных данных по изучению образцов биогенного карбонатного породообразующего вещества

ОНГКМ, а также анализа литературных источников мы пришли к следующему выводу. Карбонатное породообразующее вещество органогенных построек, сформированное живыми организмами, в том числе, и особенно, многочисленными аэробными и анаэробными бактериальными сообществами различных биогеоценозов на стадии их роста (жизнедеятельности) и последующего захоронения, изначально является природным биогенным многокомпонентным минерально-органическим полимером (МОП). За счет своей органической составляющей исходный, созданный в биоседиментогенезе, МОП изначально обладает комплексным генерационным потенциалом, в том числе нефтегенерационным [3].

Биогенные карбонаты – инситуные образования. Прежде чем минеральные и органические вещества будут отложены и захоронены в рифогенной постройке, их синтезируют и накапливают (концентрируют) живые организмы. В биоседиментогенезе в отличие от традиционного процесса осадконакопления (выпадения осадков) процесс формирования биогенных карбонатов заключается в мобилизации - создании и накоплении живыми организмами *in situ* различных биокомпонентов: скелетных образований, а также мягких тканей и продуктов жизнедеятельности, их переработке бактериальными сообществами в иловые субстраты и дальнейшей цементации (литификации). Скелетные формы организмов с точки зрения формирования органогенной постройки представляет наибольший интерес, поскольку постройка способствует наряду с гликокаликсом, обволакивающим ее, удержанию иловых субстратов внутри постройки и дальнейшей литификации продуктов жизнедеятельности организмов рифового или другого биогеоценоза.

Упорядоченная минерально-органическая матрица породообразующего МОП изначально может формироваться в фациях построек за счет различных природных механизмов самоорганизации: а) биоминерализации в процессе роста тел (ядер) коралловых полипов и других живущих в постройке карбонатфиксирующих организмов и б) самоорганизации в липидные бислои (геобиохимические мембраны) дифильных липидных и белковых компонентов

в составе сапропелевых иловых концентратов, сформированных анаэробными бактериальными сообществами самого рифового биогеоценоза при разложении различных биополимеров.

Этот природный геобиополимер содержит не только минеральную, но и органическую составляющие, которые связаны химически. Таким образом, исходное породообразующее карбонатно-органическое вещество биогенных построек формируется *in situ* на стадии перехода живого вещества экосистем в биокосное состояние. За счет накопления в составе МОП всеми организмами различных биологически активных элементоорганических компонентов он обладает высоким комплексным генерационным потенциалом. Причем ведущая роль с точки зрения генерации комплексных ресурсов принадлежит именно реакционно-способной элементоорганической составляющей в составе этого полимера.

Следует заметить, что до настоящего времени закономерности перехода живого вещества биогеоценозов в биокосное карбонатное породообразующее вещество не привлекали должного внимания геологов-нефтяников. Вместе с тем, накопленные к настоящему времени знания о вышеназванных природных процессах вряд ли позволяют сомневаться в их значимости для решения проблем генезиса углеводородного сырья в карбонатных продуктивных толщах.

#### Литература

1. Дмитриевский А.Н., Скибицкая Н.А., Яковлева О.П., Кузьмин В.А., Зекель Л.А., Прибылов А.А. Увеличение ресурсного потенциала газоконденсатных месторождений за счет высокомолекулярного сырья («матричной нефти») // *Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России*. М.: ГЕОС, 2007. с. 360-377.
2. Скибицкая Н.А., Яковлева О.П. Эволюция карбонатного вещества месторождений углеводородов // *Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности*. М.: Наука. 2000. с. 142-147.
3. Скибицкая Н.А., Яковлева О.П. Особенности седиментогенеза и раннего диагенеза при формировании комплексного генерационного потенциала месторождений углеводородов в погребенных рифогенных полифациальных постройках // *Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания «Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли»*. Екатеринбург. 2008. с. 275-278.

# СЕДИМЕНТОГРАФИЯ – КЛЮЧ К СЕДИМЕНТОЛОГИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЮ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

**Ю.К. Советов**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск,  
SovetovYK@ipgg.nsc.ru*

Делимость осадочных толщ на элементы (слои) и классификация элементов составляют фактическую основу для их алгоритмического описания – седиментографии. Седиментография опирается на внешние признаки отложений, классификации осадочных пород и генетическое истолкование признаков. Седиментография, как метод, включает измерительные и классификационные ограничения в рамках современного состояния знаний об осадках и их преобразовании в литогенезе. Императив седиментографии – первичное происхождение элементов осадочных толщ и осадочных бассейнов, поэтому для этого метода нет возрастного или иного ограничения объектов, если природа вещества объектов осадочная.

Объективность седиментографии опирается на замечательное свойство осадочных толщ (серий и комплексов) дублирование элементов, если режим и обстановка седиментации сохраняются. Повторяемость элементов, часто рассматриваемая как ритмичность или цикличность, выступает как основа верификации алгоритмов описания. Опыт изучения осадочных комплексов морского и континентального происхождения, приобретенный автором, дает основание считать, что алгоритмическая седиментография – единственный способ достаточно быстрого и экономичного получения информации о структуре мощных осадочных толщ.

Наиболее широко известная система алгоритмического описания осадочных комплексов была предложена Н.Б.Вассоевичем [1] для флишевых формаций. Эта система опиралась на фиксацию в разрезах флиша группы элементов (набора пород), образующих устойчивые повторяющиеся последовательности - ритмы. Система описания (седиментографии) флишевых формацмй Кавказа, по

Н.Б.Вассоевичу, опиралась на закономерности строения, свойственные всем осадочным комплексам вне зависимости от их происхождения: 1) ограниченный список *устойчивого* набора пород-слоев, для конкретной свиты или формации, 2) *полный* список набор пород-слоев, в том числе и очень редких, которые не рассматриваются в системе как структурообразующие, 3) изменчивость (вариабильность) типов пород, фиксированную дочерней классификацией, 4) полный модельный парагенезис пространственно связанных пород-слоев - ритм, 5) вариабильность парагенезиса и классификацию-перечисление всех неполных ритмов, 6) дополнительные структурные и текстурные особенности отложений, поясняющие вариации режима седиментации. Предложенная Н.Б. Вассоевичем, как назвал ее автор, «альтернативная» система описания по алгоритму с сокращенными текстами и способом фиксации данных, убыстряющего процесс, научно целесообразна и экономически выгодна, т.к. позволяет за относительно небольшое время приобрести крупный пакет однородных измерений. Такое описание (седиментография) дает неоспоримые преимущества для оценки роли и веса отдельных пород-слоев в составе формации, и, при наличии достаточного количества измерений, в осадочном бассейне. Только с использованием предварительной классификации единиц разреза осадочных толщ и алгоритмическом методе их записи возможна статистическая обработка измерений, оценка вариабильности процессов относительно среднего, свертывание информации и выяснение иерархии циклических последовательностей, уверенная корреляция разрезов. Алгоритм флишевых циклов (ритмов) успешно применялся на Кавказе, в частности для телекорреляции на десятки километров отдельных маркирующих циклов в мезозойских и третичных флишевых свитах [1]. Седиментографический метод при описании флишевых формаций был усовершенствован в классическом труде А. Боума [2] и назван методом графического разреза: свойства отложений отображались графически в 11 колонках. В этой работе предметом исследования был режим седиментации, и акцент сделан на структуре и текстуре осадка. Методологически оба подхода к процедуре седиментографии сходны – выделяется (синтезируется) полная

модельная последовательность отложений одного цикла (ритма) седиментации и несколько классов неполных последовательностей, урезанных снизу или сверху, или лишенных текстурных интервалов в средней части. Независимые исследования указывают на вероятностную природу седиментации и сохранения частей модельной последовательности. Выводы седиментографии по [2, стр. 132] приложимы к любым осадочным объектам: 1) отложения, описанные этим методом, могут рассматриваться как стандарт, 2) может быть легко установлена фациальная модель для данного типа осадков, 3) графическое описание дает возможность для объективного сравнения осадочных серий, 4) фации неизвестных отложений могут быть установлены путем сравнения их графических разрезов со стандартом.

Части модельных последовательностей отложений (осадочных систем) при полевом исследовании рассматриваются как литофации, т.е. как части разреза. Понятие фация, многозначное и соответствующее в периодической литературе разноранговым подразделениям, в седиментографии приобретает смысл объекта цельного и неделимого, как неделимы элементы а, b, с, d, е в модели турбидита А. Боума, или элементы I, II и III в модели флишевого ритма Н.Б. Вассоевича. Описание разреза толщи в виде таблицы признаков отложений предполагает предварительные детальные наблюдения для выделения и классификации литофаций. В зависимости от цели масштаб классифицированных элементов может меняться, и, следовательно, меняться стандарт. Общее негласное правило для седиментографии и алгоритмического представления данных – возможное наиболее детальное расчленение на литофации, которые при необходимости можно объединять в более крупные подразделения. Для литофациального анализа важное значение имеет типичность отложений по составу, структуре и текстуре, и второстепенное – мощность (объем). Мощность служит мерой интенсивности или длительности процесса, т.е. вариаций режима седиментации, что устанавливается седиментографией. Процедура седиментографии включает три составляющие: подразделение свиты (формации) на типы отложений на основе повторяемости

признаков и фиксацию меры их изменчивости, классификацию типов отложений, предварительное установление порядка следования типов отложений друг за другом во времени. Порядок представляет алгоритм последовательности и ее записи в строке, а смена последовательностей обозначается нумерацией строк. Все отклонения от алгоритма фиксируются в примечаниях и, при регулярности отклонений, алгоритм изменяется. Методология седиментографии обоснована эмпирическими положениями: 1) седиментация имеет дискретный характер, и 2) процессы, создающие осадочные системы, стохастически устойчивы.

Автор доклада на своем опыте убедился, что метод алгоритмического описания последовательности отложений применим к любым осадочным комплексам. Примеры седиментографии и ее применения для генетического анализа осадочных бассейнов приводились [3]. Метод был использован для описания и генетического истолкования терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений глубоководных бассейнов - флишевых (турбидитовых) формаций криогения Малого Каратау (Ю.Казахстан) и Таласского хребта (Киргизия), Вороговского и Тейско-Чапского прогибов Енисейского кряжа, Патомской окраины Сибирского кратона; карбонатной платформы криогения Ослянского прогиба Енисейского кряжа; континентальных отложений вендской молассы Присяня и Енисейского кряжа; мелководно-морских галогенно-карбонатных отложений кембрия юго-запада Сибирской платформы; прибрежно-морских и дельтовых отложений юры юго-востока Западно-Сибирской платформы; современных глубоководных отложений Атлантики в пределах СОХ и конуса выноса р. Ориноко.

#### Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* Флиш и методика его изучения. Л.-М: Госуд. науч.-тех. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры. Ленинград. отд. 1948. 216 с.
2. *Войта А.Н.* Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam/New York: Elsevier Publishing Company. 1962. 174 p.
3. *Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Отв. ред. Ю.Г.Леонов, Ю.А.Волож. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М: Научный Мир. 2004. С. 159-210.

## О ВАРИАНТЕ СТРАТИФОРМНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н.А. Созинов

*ГИН РАН, Москва, lazur@ilran.ru*

В последние годы выявлен нетрадиционный тип месторождений связанный с углеродистыми осадочными отложениями. Эти месторождения характеризуются стратиформным залеганием, значительным площадным развитием и контрастным оруденением (Канада, Китай, Сев.Корея). Значительная часть этих месторождений характеризуется крупными запасами, а руды их являются в большинстве случаев комплексными. Стратиформные углеродистые образования представляют собой в большей части углеводороды или их производные образования, которые могли разливаться на больших площадях. В таких случаях углеводороды могли поглощаться микроорганизмами, а рудные элементы концентрироваться за счет отмирающих микроорганизмов. Известно, что в нефтях, например, содержится более 50 микроэлементов.

По данным М. Грачева (см. Интернет) в оз. Байкал аппаратами МИР-1 и МИР-2 обнаружена нефть у южного выхода баргузинского залива на глубине около 850 м. Со дна озера в сутки поступает около 4 тонн нефти. Она выходит через трещины и разломы которыми покрыто все дно озера. Нефть поглощается микроорганизмами, живущими на Байкале, поэтому не успевает распространяться по дну озера. На дне озера были обнаружены «постройки» высотой до 10м. В них живут и размножаются микробы, разрушая нефтяные выбросы.

Современные нефтяные флюидные включения были открыты в южном трогее бассейна Гуаямас в центральной части Калифорнийского залива. Обогащенные метаном гидротермальные растворы обнаружены в Красном море, Мексиканском заливе, на Галапагосском хребте и в других районах Мирового океана.

Можно полагать, что подобные образования углеводородов в морских водоемах имели место и в более древние времена. Примером может служить Пхеннамский прогиб Сино – Корейского щита. Горизонт, содержащий в повышенных концентрациях уран, молибден, ванадий, никель, и другие элементы, несогласно залегает на отложениях позднего докембрия и согласно с постепенными переходами перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. В пределах бассейна выявлен ряд узких образований типа желобов - трогов, которые выполнены кремневыми высоко углеродистыми (С.орг.30-40%) породами – антраксолитами. Содержание рудных элементов в которых местами весьма высокое и превышает кларк в десятки и сотни раз.

Ванадий. Содержание ванадия в антраксолитах трогов достигает местами более 2%.

Никель. Концентрация никеля колеблется в пределах 0,03 до 0,1-0,6%, иногда до 0.8%.

Молибден. Среднее содержание молибдена колеблется на отдельных участках от 200 до 3400г/т, в единичных пробах оно достигает 6000-9000 г/т.

Уран. Во всех породах содержание урана повышенное. Распределение его неравномерное и изменяется даже в пределах небольшого участка в десятки и сотни раз. Антраксолиты обычно характеризуются относительно повышенным (100-150г/т) содержанием урана, за исключением ряда участков, имеющих резко повышенные его содержания (до 0,1-0,2% и более).

В отложениях горизонта в аномальных количествах присутствует серебро в среднем около 3г/т. В единичных пробах его содержание достигает 200 г/т. Повышенное содержание элементов отмечается также для Zn,As,P, Se, Sb, Sc, Sr. Есть все основания полагать, что в антраксолитах отмечается повышенное содержание Re.

Анализ антраксолитов (как бывших ископаемых нефтей) указывает на концентрацию тех же элементов, которые характерны в целом для минерализованного горизонта, но уже в стороне от трогов и без Сорг. В

антраксолитах отмечается относительно высокое содержание кремнезема ( $\text{SiO}_2$  до 30-40%), что свидетельствует, вероятно, что в моменты излияния нефтей шло излияние также и кремнистых терм. Рельеф шельфа в бассейне был неровный, на его отдельных участках, как уже говорилось ранее, существовали узкие трещиноватые желоба - трогги, в которых происходило интенсивное излияние термальных рассолов, нефтей и водного геля кремнезема из подстилающих отложений. Нефти, термальные рассолы, газы и водный гель кремнезема, обогащенные комплексом элементов, выполняли желоба трогов и растекались по латерали в донные осадки по акватории бассейна. В тех случаях, когда этот углеводородно – гидротермальный флюид не прерывался, отмечается и наибольшее содержание всех элементов. Когда же шли только гидротермальные рассолы без нефтей, отмечается очень низкое содержание всех элементов, но высокое содержание кремнезема, с формированием пластообразных тел силицитов и отсутствием рудных элементов.

Поступление и одновременно латеральное распространение в донные осадки и по акватории металлоносных растворов, обогащенных органическим веществом, может объяснить широкое распространение минерализованных отложений. Эти элементы могли быть источником необходимого количества металлов для образования стратиформной минерализации. Высокие содержания рудных элементов, наряду с большими площадями развития металлоносного горизонта, свидетельствуют о крупных масштабах накопления рудного вещества.

#### Литература

1. *Созинов Н.А.* Металлоносные углеродистые отложения Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита. Тр. ГИН, вып.579.-М.: ГЕОС, 2008.- 83

# ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ВЕНДЕ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.М. Сокур

*Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, Sokur@ua.fm*

Разрез верхневендских отложений юго-западной части Восточно-Европейской платформы является уникальным по обнаженности, полноте и последовательности смен стратиграфических подразделений, что позволяет проследить изменение характера осадконакопления не только во времени, но и в пространстве.

Крупнейшей позднедокембрийской структурой в юго-западной части Восточно-Европейской платформы является Днестровский перикратонный прогиб, который входит в Балтийско-Приднестровскую систему перикратонных опусканий. Он является структурой познебайкальского (начальная стадия) и каледонского этапов развития западной окраины Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальская эпоха знаменует переход территории на качественно новый (плитный) этап развития. Начало этой эпохи проявилось в структурной перестройке связанной с закладыванием вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы Галицийской геосинклинальной системы.

В составе опорного разреза верхнедокембрийских отложений Днестровского перикратонного прогиба выделены могилев-подольская и каниловская серии. Анализ изменения обстановки осадконакопления показывает, что толща пород могилев-подольской серии, которая представлена могилевской, ярышевской и нагорянской свитами, формировались в условиях непрерывно развивающейся трансгрессии. Особенности строения могилев-подольской толщи отражают основные этапы трансгрессии. В течение этого времени на акватории всего бассейна пять раз создавались условия, при которых резко активизировались процессы эрозии, перестраивался профиль равновесия и в море поступали большие количества рыхлых наносов, миграция

которых приводила к формированию крупных аккумулятивных форм. В дальнейшем они погружались и в той или иной степени размывались, а сохранившиеся грубозернистые горизонты покрывались донными осадками. Следующий скачок в развитии трансгрессии приводит к затоплению прежних денудированных форм и обуславливает одновременно возникновение новых аккумулятивных образований. Анализ геологических материалов показывает, что бассейн осадконакопления характеризовался большой изменчивостью батиметрии, наличием многочисленных прогибов и поднятий при общей мелководности. Осадконакопление контролировалось палеорельефом Подольского выступа [1] который постепенно нивелировался в процессе осадконакопления. Также нивелировались, в процессе денудации, прилегающие области Украинского щита, поставлявшие обломочный материал. Об этом свидетельствует постепенное уменьшение величины обломочного материала и сокращение объема грубообломочных фракций в составе песчаных пород.

Каниловское время отражает новый этап развития перикратона, на протяжении которого открылись широкие связи внутриплатформенного бассейна с бассейном Галицийской геосинклинали. В каждый из четырех этапов своего развития (даниловская, жарновская, крушановская и студеницкая свиты) каниловский бассейн проходил стадии от мелководного, с интенсивно действующим прибрежными и береговыми течениями, значительной волновой деятельностью, когда формировались песчаные косослойчатые отложения, до относительно глубоководного, в котором на значительном удалении от берега отлагались алевритовые и глинистые осадки.

Основным источником терригенного материала для каниловского бассейна осадконакопления были районы Добруджи, поставляющие вулканический обломочный материал, и Украинский щит, с которого сносился тонкий глинистый материал.

Описанные изменения условий осадконакопления в течение всего каниловского времени наиболее отчетливо фиксируется в области, близкой к береговой зоне бассейна осадконакопления. Состав и текстура пород

показывают, что на востоке береговая линия была близка к линии современного распространения каниловских отложений. По направлению к западу от береговой линии различия обстановок осадконакопления, свойственные разным частям разреза, фиксируются не так резко. Очевидно, площадь бассейна не изменялась резко на различных стадиях развития бассейна. Отступления береговой линии могли составлять  $\pm 5$  км. Это свидетельствует о стабильности бассейна и о компенсированности осадконакопления в каниловское время. Направленность изменения обстановок осадконакопления трансгрессивная в даниловское и студеницкое время и трансгрессино-регрессивная в жарновское и крушановское время.

Многообразие обстановок осадконакопления вендских отложений Днестровского перикратонного прогиба позволяет выделить несколько групп конкретных фаций в каждом стратиграфическом подразделении. В могилев-подольской серии: могилевская свита – фации гравийно-песчаниковая аллювиальная и песчаниково-алевролитно-аргиллитовая, которая постепенно перешла в песчаниковые зоны подвижного мелководья и песчаниковая зона спокойного мелководья, а дальше алевролитно-аргиллитовая зоны спокойной седиментации относительно глубоководного мелководья; ярышевская свита – туфогенноосадочная аэральная и мелководная, аргиллитовая зоны спокойной седиментации относительно глубоководной, аргиллитно-алевролитовая зоны подвижного мелководья; нагорянская свита – песчаниковая потоковая и пребрежная, аргиллитно-песчаниковая зоны спокойного мелководья, аргиллитовая зоны спокойной седиментации глубоководная.

В каниловской серии: даниловская свита – алевролитно-песчаниковая зоны спокойной седиментации; жарновская свита – песчаниковая зоны подвижного мелководья и песчаниково-алевролитно-аргиллитовая зоны спокойной седиментации удаленной от берега; крушановская – алевролитно-песчаниковая зоны подвижного мелководья и алевролитно-аргиллитовая мелководная зоны спокойной седиментации; студеницкая – алевролитно-песчаниковая зоны

подвижного мелководья, алевролито-аргиллитовая мелководная зоны спокойной седиментации, аргиллитовая относительно глубоководная.

Следовательно, устанавливается, направленный ряд фаций, где могилев-подольская серия характеризуют прерывисто развивающуюся трансгрессию, максимум которой имеет место во время формирования нагорянской свиты. Фации каниловской серии циклично повторяются в разрезе и характеризуют стабильное состояние бассейна осадконакопления, в условиях компенсированного прогибания.

Это свидетельствует о том, что в фациальном отношении циклическое строение имеет верхняя часть разреза (каниловская серия), а направленное изменение – нижняя часть разреза (до кровли могилев-подольской серии). Регрессивному комплексу, очевидно, соответствует вышележащие отложения балтийской серии [2].

Таким образом, вендские отложения Днестровского перикратонного прогиба вместе с вышележащей балтийской серией нижнего кембрия составляют единый седиментационный цикл, структуру которого составляют последовательно сменяющиеся динамические комплексы – ингрессивный, трансгрессивный, стабильный, регрессивный.

В вендском этапе осадконакопления отсутствует заключительная фаза регрессии. Такой фазе отвечает комплекс отложений балтийской серии, которая в настоящее время относится к нижнему кембрию.

#### Литература

1. Великанов В. А. Структурно-палеотектоническое районирование территории Украины в венде // Геол. журн. – 2010 - № 3. – С. 34 – 42.
2. Коренчук Л. В., Великанов В. А. Вещественный состав нижних свит опорного разреза венда Подольского выступа Украинского щита // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. – М.: Наука, 1980. – С. 43 – 56.

## ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ СТИЛОЛИТОВЫХ СТРУКТУР

Г.В. Сонин

<sup>1</sup>КФУ, Казань, *soninaolga@list.ru*

Сутурно-стилолитовые структуры в карбонатных породах известны с 1751 г. Но название им было дано только в 1828 г. Ф. Клёденом, который описал их как ископаемые организмы под названием *Stilolites sulcatus* [1]. В России они известны в чистых известняках карбона Подмосковья, западного склона Урала, Самарской Луки и Тиманского кряжа. Встречаются нередко они в керне скважин из известняков карбона и в доломитовых известняках казанского яруса Республики Татарстан.

М.С. Швецов и Г.И. Теодорович, детально изучавшие эти структуры, высказали мнение об их происхождении в результате действия преимущественно двух процессов в породе – растворения и сжатия под тяжестью вышележащих толщ [1, 2, 3]. При этом с процессом растворения связывается постоянное присутствие на сутурной поверхности глинистой прослойки [3], а с давлением – возникновение штриховки, покрывающей стилолитовые зубчики. Г.И.Теодорович приводит и другие гипотезы, в частности поверхностного растворения - карста еще неотвердевшего осадка на мелководье при внутриформационных перерывах и влиянии тектонических деформаций на сминаемую толщу.

В описаниях Теодоровича обращает внимание факт, что все или большинство сутурно-стилолитовых швов возникают в сортированных детритовых, оолитовых, фораминиферовых и мелкокристаллических песчаниковидных известняках.

На Черноморском побережье Кавказа белые известняки со стилолитами встречаются очень часто. Из сенона окрестностей Сухуми приводит изображение стилолитов М.С. Швецов [2]. Знаменитый арочный мост через реку Сочинку, связывающий пляж Ривьера с центром города, весь сложен из обработанных блоков белого известняка, пронизанного стилолитовыми швами

во всех направлениях. Этот белый известняк также имеет микрзернистую структуру. Его пласты залегают среди геосинклинального флиша, несущего типичные флишевые иероглифы на плоскостях наслоения. Возникновение таких однородных по микроструктуре и текстуре известняков связано с лавинной [4] седиментацией и сопутствующей ей сортировкой материала [5, 7] по зернистости.

Отсюда у нас появляется новая гипотеза возникновения стилолитов. Суть ее в следующем: осаждающийся из подводной лавины тонкий карбонатный зернистый материал имеет первоначально рыхлую пористую почти жидкую консистенцию, которая качественно меняется, слеживаясь, оседая и постепенно уплотняясь. При этом осадок отдает много воды и процесс его схватывания - частичного отвердевания приводит к тому, что он скачками изменяет свою мощность в результате слеживания, цементации и дальнейшего уплотнения под тяжестью вышележащих осадков. Очевидно, что здесь имеются все условия для образования стилолитов и по этому они столь обильны в флишевых отложениях Кавказа в окрестностях Сочи и Сухуми.

Кто наблюдал, как происходит уплотнение гор сырого песка, высыпаемого из самосвала, мог заметить, что сжатие свеженасыпанной песчаной кучи происходит с образованием таких же стилолитовых поверхностей, только в однородном песке эти структуры быстро теряются для глаза. Они сохраняются и проявляются на срезах после высыхания песка. Их возникновение удастся наблюдать и в цементной пыли и в обычной хлебной муке при ее сдавливании. Массы различной уплотненности разделяются такими сутурно-стилолитовыми поверхностями. Если сразу же брать объемные веса таких масс, то они несколько отличаются друг от друга, но в дальнейшем в процессе уплотнения и литификации вся порода приобретает одинаковую плотность, соответствующую нагрузке вышележащих толщ [8]. Разница в том, что ни песок, ни цемент, ни мука не отдают воду как карбонатный осадок – продукт лавинной седиментации. «Отрыгнувшаяся» свободная вода карбонатных илов делает сутурно-стилолитовый шов видимым благодаря

выносимой из осадка мути и отложившейся из него глины. Этим объясняют дифференцированный якобы процесс растворения в однородной толще карбонатной породы. На самом деле происходит все иначе: вдоль сутурно-стилолитовой поверхности осадок более проницаем, чем сплошная зернистая масса и поэтому стилолитовый шов служит дренажным каналом для отжимаемых из осадка вод [6]. Стилолиты являются первичными по отношению к движущимся по ним растворам, а не наоборот, как думают сторонники гипотезы растворения [1, 3].

По отношению остаточного количества глинки, отложившейся на единице сутурно-стилолитовой поверхности к ее среднему содержанию на такой же поверхности в толще монолитной породы можно вычислить объем воды, потерянной осадком в процессе уплотнения и оценить сам коэффициент усадки породы. В нашем случае объем потерянной осадком воды был не менее 40-50% от общего объема карбонатного осадка. В гипотезе растворения считается, что количество глины на сутурной поверхности соответствует сухому остатку от растворенного известняка [2], проверить это в принципе не возможно. Но встречающийся часто под глинкой прослой волокнистого кальцита говорит, скорее всего, в пользу справедливости нашей гипотезы первичной усадки и выдавливания свободной и слабосвязанной воды. О растворении в стадию катагенеза тут речи не идет, наоборот налицо выпадение кальцита из насыщенного раствора в стадию диагенеза сразу после отложения глинистой пленки. На пространственно близких сутурно-стилолитовых поверхностях выпадение кальцита происходит под глинистой пленкой со стороны большего по объему полупространства, что указывает на диагенетическую природу маточного раствора. При катагенетическом процессе картина выпадения кальцитовых оторочек между породой и глинистой пленкой была бы симметричной.

Из всего сказанного получается, что мнение старых литологов прошлого века о мелководности детритусовых, оолитовых и фораминиферовых известняков, содержащих стилолиты, ошибочно.

Стилолиты образуются и на глубине из рыхлого «сыпучего» карбонатного материала лавинной седиментации в геосинклинальном трогe и в обычных платформенных известняках в зонах свала глубин.

Хорошая отсортированность материала и массивная слоистая текстура таких известняков, вместе с наблюдаемыми затуханием и переходом сутурных поверхностей по простирацию в микротрещины и зеркала скольжения, является типичными признаками. Присутствие тонкой трещиноватости около стилолитовых поверхностей является результатом смещений, а появление под глинистыми примазками плёночек волокнистого кальцита есть продукт «выпота» и осаждения карбоната из остаточного концентрированного раствора слабосвязанной иммобилизованной воды (рис. 1).

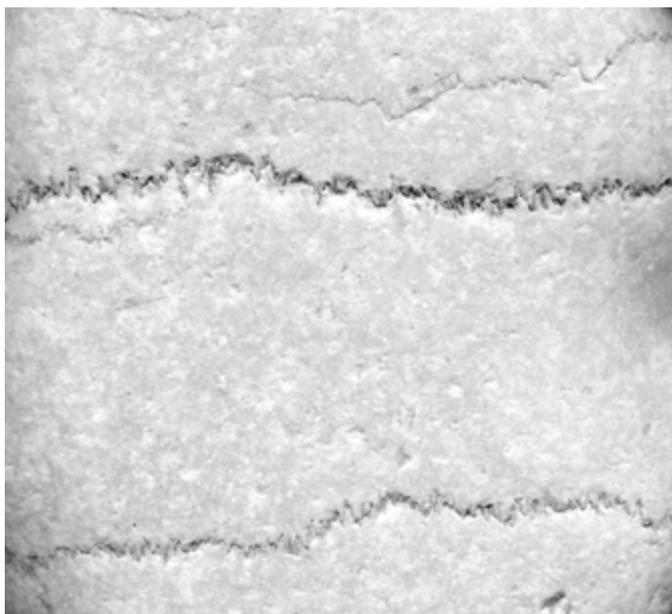


Рис. 1. Стилолиты

Указанные признаки согласуются с моделью процессов гравитационного уплотнения

карбонатно-глинистых илов В.Д.Ломтадзе [9] и служат хорошим подтверждением предлагаемой гипотезы.

#### Литература

1. Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958г. с. 179-190.
2. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958г. с. 175-178.
3. Твенхофел У.Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936г.
4. Лисицын А.П. Лавинная седиментация. -В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону, 1982, с. 3-59.
5. Kuene Р.Н., Menard Н.В. Turbidity currents, graded and non-graded deposits. J.Sediment.Petrol., 23, p. 83-96, 1952.
6. Фридмен Дж.М., Сендерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов.-В кн.: Карбонатные породы, т.2, Науки о Земле, т.28, Изд. Мир, 1970. с. 274.
7. Кеннет Дж. Морская геология. Т.2, Изд.«Мир», 1987. с. 13-31.
8. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. ЛО, Недра, 1977, с. 297-318.
9. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.«Недра», 1970.

# ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИКРОЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРФИЛЬЕВА КАК ПРИЧИНА ВОЗНИКНОВЕНИЯ СЛОИСТОСТИ В КАРБОНАТНЫХ СТРОМАТОЛИТАХ

Г.В. Сонин<sup>1</sup>, В.В.Силантьев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>КФУ, Казань, soninaolga@list.ru

В 1903 г. Г.А. Надсон обнаружил способность цианово-бактериальных колоний влиять на карбонатные равновесия водной среды и провоцировать реакцию осаждения карбоната кальция. В отличие от него Г. Дрю (1913) приписывал эту способность особым «известковым бактериям», осаждающим кристаллы кальцита (дрюита), выделив и описав один из таких микробов. Много лет спустя, Ф. Вильямс и Е. Маккой (1934) экспериментально показали, что осаждение карбоната кальция не связано с существованием в природе особых «известковых бактерий». Против ложной идеи возникновения в природе особых бактериальных известняков выступили также Л.В. Пустовалов (1940) и Н.М. Страхов (1946,1951).

Проблема известковых бактерий всплыла снова в 60-х годах в связи с проблемой строматолитов. То, что *строматолиты являются своеобразными концентраторами карбоната кальция*, казалось совершенно очевидным. Но только благодаря замечательной статье Н.М. Страхова [3] в диссертации [2] был предложен механизм симбиотического карбонатоосаждения у пермских строматолитов. Отсутствие следов водорослей в докембрийских строматолитах А.Г. Вологдин (1962) объяснял тем, что древние водоросли не инкрустировались карбонатом кальция, а обизвествлялась только *слизистая органическая масса колонии - гликокаликс*, имеющая внутри себя слабощелочную среду, в которой и фиксировался CaCO<sub>3</sub>. Фоссилизация карбонатных отложений происходила на поздних стадиях диагенеза колоний, что подтверждается наличием срывов, сползаний и пластических деформаций слоев строматолитов.

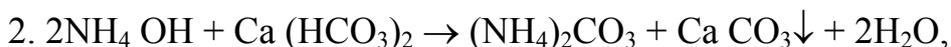
Попытки смоделировать процесс образования строматолитов в лаборатории предпринимались И.Н. Крыловым и В.К. Орлеанским [7,8]. Но образование строматолитов как таковых в экспериментах не наблюдалось, хотя в них и был зарегистрирован факт садки карбоната – он происходила только при смене (или обновлении) раствора, но это не было привлечено для корректировки опытов. Вторая ошибка связана с тем, что опыты проводились

при парциальном давлении кислорода, свойственном современной атмосфере и никогда не существовавшем в докембрии. Поэтому водорослево-бактериальные сообщества, метаболизм которых адаптирован к кислородной среде, не могли гарантировать образование искусственных строматолитов.

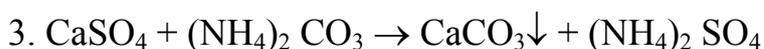
Приемлемое толкование процесса карбонатоосаждения цианово-бактериальными колониями, мы даем здесь, повторяя не опубликованную работу [2] и полагаясь на исследования Г.А. Надсона [1], С.Е. Zobella [4], Б.В. Перфильева [6] и критическую сводку Н.М. Страхова [3].

Оценивая истинную роль бактерий в образовании карбонатных пород, Н.М.Страхов пишет: “что специфической физиологической функции кальцитоосаждения у бактерий нет...”, бактерии могут осаждать карбонат кальция, только воздействуя на карбонатные равновесия среды. Это они могут осуществлять тремя следующими способами:

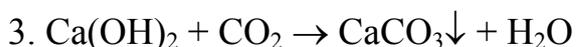
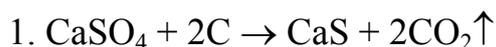
1. За счет гниения белковых азотосодержащих веществ или денитрификации нитратов, что приводит к выделению аммиака ( $\text{NH}_3$ ). Аммиак -  $\text{NH}_3$  подщелачивает среду, а это ведет к фиксации - осаждению  $\text{CaCO}_3$ .



а по Дж. Меррею в морской среде процесс мог протекать так:



II. В присутствии органики и бактерий, способствующих редукции сульфатов, осаждение карбоната кальция могло происходить в среде с высокой концентрацией  $\text{CaSO}_4$  (перенасыщенный раствор), по схеме Дж.Меррея:



III. Некоторые бактерии способны расщеплять органические соли кальция по схеме:



Н.М. Страхов обращает внимание на тот факт, что *в природе подобные реакции не осуществляются*, так как углекислый газ из илов и осадков не уходит, а скапливается в осадке и придонном слое, препятствуя действию  $\text{NH}_3$  осаждать  $\text{CaCO}_3$ . Именно поэтому геологическая значимость указанных реакций равна нулю и накопление *бактериальных известняков таким путем невозможно*, заключает Н.М. Страхов [3]. С.Е. Zobell [4] по этому поводу

пишет следующее: “редукция нитратов и нитритов есть эндотермическая реакция и, следовательно, термодинамически она возможна лишь при условии, если требуемая энергия получается от идущей одновременно, экзотермической реакции. Море изобилует бактериями, которые могут получить необходимую энергию для редукции нитратов и нитритов от окисления органического вещества. Однако, поскольку *в море имеется относительно малое количество легко доступного органического материала, размеры, в которых нитраты и нитриты могут быть в действительности редуцированы, остаются в высшей степени проблематичными*” [4, стр.154].

Отсюда следует, что ограничения, накладываемые на реакцию карбонатоосаждения, заключаются: во-первых, в недостатке органического вещества в морской среде и, во-вторых, в медленной диффузии или отсутствии элиминации  $\text{CO}_2$  из сферы реакции, как свидетельствуют С.Е. Zobell и Н.М. Страхов.

Совершенно ясно, что в случае заселения дна водоема цианобактериями эти ограничения снимаются [2, 9]. Органического вещества внутри слизистых колоний цианофицей продуцируется вполне достаточно, и на его интенсивное усвоение бактериями-симбионтами указывают Г.А. Надсон, Л. Гейтлер, А.А. Еленкин и другие альгологи. В тоже время, выделяющийся углекислый газ, большей частью ассимилируется и используется самими водорослями в дневное время в реакциях фотосинтеза, а частично, уносится чрезвычайно подвижной средой, в которой образуются строматолиты. Приливы и отливы в береговой зоне моря или периодические осушения при падениях уровня в континентальных водоемах, резко изменяют газовые равновесия в слизистых водорослевых пленках, способствуя повышению концентрации аммиака и осаждению карбоната кальция.

На согласованность процессов деструкции и преобразования органического вещества в донных илах эвтрофных озер и возникновения геохимических барьеров, способствующих осаждению кальцита или пирита, первым обратил внимание Б.В. Перфильев [6], развивая свою теорию микрозонального распределения иловой микрофлоры при диагенезе осадков и влияния последней на слоистую текстуру илов. Этот же механизм возникновения слоистости, по-видимому, наблюдается и у строматолитов.

Итак, карбонатоосаждение может осуществляться в специфических условиях внутри цианово-бактериальных симбиотических колоний по механизму открытому Г.А. Надсоном и Б.В. Перфильевым и имеет величайшее

геологическое значение как специфический процесс образования строматолитовых известняков. Необыкновенно длительное существование этого процесса с архея до наших дней указывает на устойчивость и целостность цианово-бактериального симбиоза [9], доказывая это замкнутостью цикла обмена веществ в данной системе, сохранившейся до сих пор как реликт в австралийском заливе Шарк-бей и еще кое-где и в соленых лагунах, себках и озерах современной гидросферы.

#### Литература

1. *Надсон Г.А.* Микроорганизмы как геологические деятели. // Тр. Комисс. по исслед. Славянских минеральных озер. 1903
2. *Сонин Г.В.* Пермские водоросли и строматолиты Актюбинского Приуралья и их стратиграфическое значение. Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук, Казань, КГУ, 1972. Автореферат диссертации. 1973.
3. *Страхов Н.М.* Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород. // Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1946 .
4. *Zobell C.E.* Marine Microbiology. 1946, 154 p.
5. *Исаченко Б.Л.* О биогенном образовании карбоната кальция. // Микробиология, 1948, т. 17, №2, с 118-125 .
6. *Перфильев Б.В.* Изучение заиления водоемов и абсолютная геохронология. // Изв. ВГО, т. 84, вып. 4, 1952 г.с. 335-349.
7. *Крылов И.Н., Орлеанский В.К.* Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках (искусственные строматолиты и онколиты). // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск, «Наука», Сибирское отделение, 1988. с. 4-12.
8. *Орлеанский В.К.* Цианово-бактериальные маты – аналоги ископаемых строматолитов (лабораторное моделирование). // Бактериальная палеонтология. Москва, ПИН РАН, 2002. с. 47-51.
9. *Сонин Г.В.* Фациальные условия распространения и экологический морфогенез пермских строматолитов. // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской научной конференции. Казань, 2007. с. 306-309.

# НЕКАРБОНАТНЫЕ ДЕВОНСКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

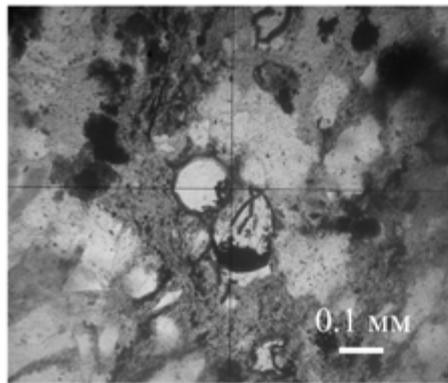
Е.И. Сорока<sup>1</sup>, А.Л. Анфимов<sup>1</sup>, Н.С. Ярославцева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, [soroka@igg.uran.ru](mailto:soroka@igg.uran.ru), [anfimov@igg.uran.ru](mailto:anfimov@igg.uran.ru)

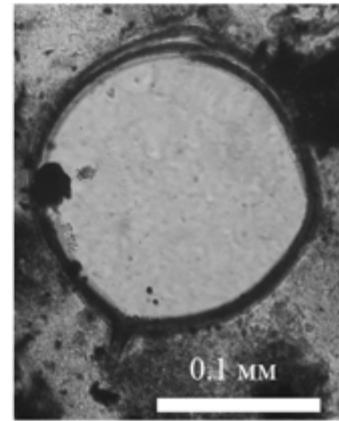
<sup>2</sup> ИМИН УрО РАН, Миасс, [nata@ilmeny.ac.ru](mailto:nata@ilmeny.ac.ru)

Как правило, девонские фораминиферы с секреторными стенками связаны с толщами карбонатных пород. В этом случае стенки раковины и ее внутренняя полость сложены кальцитом, заместившим в процессе литогенеза ложный хитин или псевдохитин – органическое вещество, представляющее собой продукт выделения эктоплазмы [8]. В ископаемом состоянии раковины из псевдохитина сохраняются исключительно редко; они известны из ордовикских и силурийских известняков Прибалтики и некоторых других местонахождений. Микроскопические ископаемые остатки, первоначально принятые за радиолярии [9], были обнаружены в углеродисто-кремнистых отложениях рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (таблица).

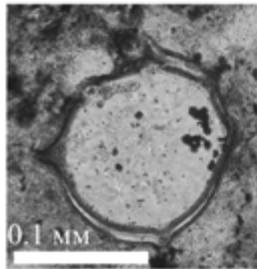
Углеродисто-кремнистые отложения присутствуют в рудовмещающей толще в виде прослоев мощностью от 0.1 до 1.5 м, чередующихся с песчаниками и измененными вулканогенно-осадочными породами [9]. В одном из осветленных слоев углеродисто-кремнистой толщи, представленного кристалло-литокластическим псаммитовым туффитом, были обнаружены раковины фораминифер (таблица). Дальнейшее изучение показало, что найденные раковины морфологически сходны с фораминиферой *Parathuramina tamarae* L. Petrovae, 1981, которая ранее была определена в окрестностях Сафьяновского месторождения как *Parathuramina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981 в скважинах П-23 на гл. 283.2-338 м и 2142 на гл. 180-187.6 из обломков органогенных известняков, приуроченных к зоне Режевского шарьяжа [4, 5].



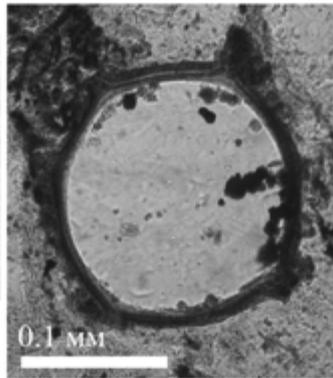
1



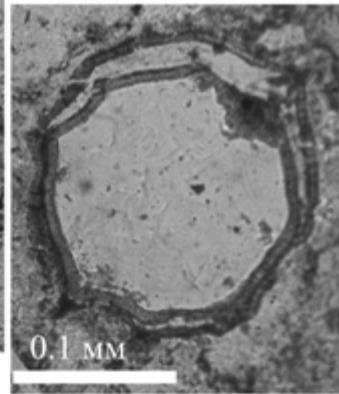
2



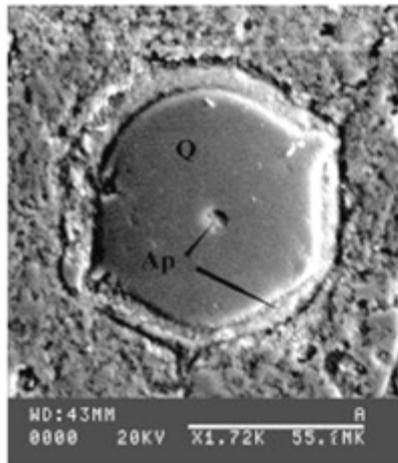
3



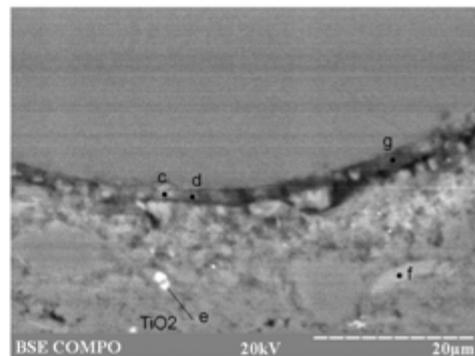
4



5



6



7

Таблица. **Фиг. 1** Раковина фораминиферы *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981 в осветленном слое псаммитового кристалло-литокластического туффита из углеродисто-кремнистой толици, Средний Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет, восточная стенка карьера между разведочными линиями 5 и 6, горизонт 157. **Фиг. 2** *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трехслойная стенка, концентрически слоистое строение внешнего и внутреннего слоя, одно устьевое возвышение внизу и устье вверх, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет, отобрано там же. **Фиг. 3** *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трехслойная стенка, шесть сосочковидных устьев, концентрически слоистое строение стенки, естественный свет, шлиф Saf 07 I-22. **Фиг. 4** *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трехслойная стенка, наружный слой стенки замещается бесструктурным апатитом, внутренний сохраняет слоистое строение, заметны четыре сосочковидных устья, шлиф Saf 07 I-22 естественный свет. **Фиг. 5** *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трехслойная стенка, восемь сосочковидных устьев, внутренний и внешний слой стенки замещены апатитом, в результате чего слоистое строение отсутствует, шлиф Saf 07 I-22 естественный свет. **Фиг. 6** *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трехслойная стенка, четыре устья, условные обозначения: Q кварц, Ap апатит, анильф Saf 07 I-22, условные обозначения: Ap апатит, С углистое включение, снимок сделан на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным микроанализатором РЭММА-202МВ (ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров). **Фиг. 7** Результаты исследования химического состава стенок раковин при большем увеличении: в точках d - содержание  $\text{SiO}_2$  - 34, 49 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 9.87%,  $\text{CaO}$  - 51.91%, g - содержание  $\text{SiO}_2$  - 27.11%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 9.85%,  $\text{CaO}$  - 54.13%, анильф Saf 07 I-22, снимок сделан на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным микроанализатором РЭММА-202МВ (ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров)

Найденные в карьере экземпляры имеют наружный диаметр в 0.1-0.21 мм, внутренний диаметр 0.08-0.18 мм, трехслойную стенку толщиной 0.005-0.028 мм, короткие сосочковидные, реже средней длины устьевые возвышения высотой 0.01-0.066 мм, количество устьев в разных сечениях изменяется от 1-2 до 8; всего были определены размеры 23 раковин (таблица). В одном сечении наблюдается диск прикрепления, т. е. эти раковины относятся к прикрепленному бентосу. По результатам изучения микрозондом, стенка раковин сложена минералами группы апатита, внутренняя часть раковины выполнена кварцем и апатитом (таблица, фиг. 6, 7). По аналогии можно утверждать, что в процессе литогенеза произошло замещение первичной стенки, сложенной псевдохитином, апатитом. Результаты исследования химического состава стенок раковин при большем увеличении показали, что в составе стенки присутствуют реликты кальцита (таблица, фиг 7).

По сравнению с экземплярами из карбонатных пород с Северного Урала и Западной Сибири [3, 6] раковины фораминифер с Сафьяновского месторождения имеют меньшие размеры и меньшее число устьев. Уменьшенные размеры раковин некарбонатных фораминифер, а также небольшое количество устьев можно объяснить неблагоприятными условиями обитания в мелководном морском бассейне, где карбонатное осадконакопление подавлено за счет формирования вулканогенно-осадочных пород. Мелководность бассейна осадконакопления доказывается тем, что в случае более глубоководного морского бассейна мы наблюдали бы не однообразные бентосные фораминиферы, а разнообразные их сообщества со значительным участием планктонных форм. Дополнительным подтверждением мелководности бассейна является то, что органическое вещество пород относится к классу сапропелитов [8]. Следовательно, исходным материалом для органического вещества в значительной степени служили морские водоросли, приуроченные к фотической зоне морских бассейнов.

Трехслойная стенка наблюдается у фораминифер *Tubeporina* и *Tubeporella*, появившихся в эмском веке на Урале, массовое же развитие этих форм характерно для эйфельского и живетского веков [1, 2]. *Parathuramina tamarae* L. Petrovae, 1981 на Урале известна в известняках лангурского и высотинского горизонтов в Ивдельском и Североуральском районах [6]. Экземпляры хорошей сохранности были найдены в известняках живетского яруса юго-восточной части Западно-Сибирской равнины и шандинского горизонта (верхняя часть эмского – нижняя часть эйфельского яруса) Салаира [3]. В Западной Сибири описываемый вид получил определение *Cordatella (Marginarae) tamarae* (L. Petrovae), 1981, он приурочен к фораминиферовой

зоне *Vukovaella vukovae* - *Aurogia sphaerica*, охватывающей верхнюю часть эйфельского и весь живетский ярусы [3].

Обнаружение замещенных апатитом и кварцем фораминифер в рудовмещающей толще позволяет уточнить ее возраст (верхний эйфель-живет) и определить мелководно-морские условия ее формирования.

*Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта УрО и СО РАН «Эволюция рудообразующих систем древних «черных курильщико» Сибири и Урала» и гранта РФФИ 09-05-00344.*

#### Литература

1. *Анфимов А.Л.* Основные этапы развития фораминифер в девоне на Урале // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 61-63.
2. *Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А., Сабиров А.А. (при участии Гроздиловой Л.П.)* Справочник по систематике фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей. М.: Наука, 1993. С.28.
3. *Задорожный В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления// Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 680. Новосибирск: Наука, 1987. С. 21-22.
4. *Коровко А.В., Постоялко М.В. и др.* Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля Средний Урал) // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала: Сб. науч. тр. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердл. обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 136-141.
5. *Коротеев В.А., Язева Р.Г. и др.* Геологическое строение и состав Сафьяновского колчеданного месторождения на Среднем Урале. Путеводитель геологической экскурсии Юбилейного научного чтения и Международного Симпозиума «Основные проблемы в Учении о магматических рудных месторождениях», посвященных столетию со дня рождения А.Г. Бетехтина (1897-1962). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 53 с.
6. *Петрова Л.Г.* Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления: Сб. науч. тр. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81-101.
7. *Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В. и др.* Кремнисто-углеродистые отложения рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник -2009: Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 250-254.
8. *Фурсенко А.В.* Введение в изучение фораминифер. Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 391. Новосибирск: Наука, 1978. С. 49-63.
9. *Ярославцева Н.С.* Характеристика рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Средний Урал (на примере кремнисто-углеродистых отложений) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат-лы 5-го Всеросс. Литол. Совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 476-479.

## ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ В РАЙОНЕ ПЛАТО ПУТОРАНА ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ СКВАЖИНЫ КЫСТЫКТАХСКАЯ-2

Н.Ф. Столбова<sup>1</sup>, В.А. Кринин<sup>2</sup>, Н.Г. Науменко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ТПУ, Томск, StolbovaNF@ign.tpu.ru

<sup>2</sup>ЗАО “Ванкорнефть”, Красноярск, v\_krinin@vankoroil.ru

<sup>3</sup>ОАО “Полярная ГРЭ”, Хатанга, kipreyhatanga1@rambler.ru

Весьма перспективным для открытия месторождений нефти и газа является район северо-запада Сибирской платформы [2]. На основании бурения параметрических и колонковых скважин в северо-восточной и юго-западных частях Тунгусской нефтегазоносной области, были выявлены новые перспективные территории [1]. Одной из них является Самоедский вал, расположенный на северо-западе плато Путорана.

Пробуренная в 2009 году колонковая скважина Кыстыктахская-2, вскрывшая разрез в стратиграфическом диапазоне от девона до четвертичной системы, которая дает представление и об их нефтегазоносности.

Основной целью данной работы является изучение литолого-геохимических особенностей, вскрытых скважиной верхнепалеозойских отложений. Исследования проводились с использованием технологии, разработанной в Томском политехническом университете (ТПУ), в петролого-геохимической лаборатории Института геологии и нефтегазового дела (ИГНД) и лаборатории прикладной ядерной геохимии ТФ СНИИГГиМС [4, 5]. Данная технология базируется на методах прикладной ядерной геохимии и современных представлениях о постседиментационных процессах в нефтегазоносных осадочных бассейнах.

Для проведения исследований была отобрана коллекция образцов керна. Литолого-петрографические исследования и выполнялись с использованием поляризационного и люминесцентного микроскопов ~100 шлифов. Для уточнения минерального состава пород и особенностей ОВ проводился рентгено-структурный анализ (35 образцов), f-радиография - 15. Ядерно-физический метод был применен для исследования распределения содержаний урана и глинозема, являющихся показателями интенсивности наложенного

эпигенеза и наличия нефтегенерирующего керогена типа II. Для решения поставленных задач методом запаздывающих нейтронов по разрезу было проанализировано 560 образцов.

Низкие значения, как правило, связаны с проявлениями процессов наложенного эпигенеза, т.е. с углекислотным метасоматозом, а повышенные - с процессами, развивающимися в системе вода-вода или вода-нефть, т.е. с процессами, приводящими к образованию ураноносных битумов или керогена типа II. Результаты исследований представлены на рисунке.

На основании проведенных исследований был построен литогеохимический разрез среднего и верхнего палеозоя скв. Кыстыктахская 2. В изученном интервале выделено пять стратиграфических подразделений: мантуровская ( $D_2mn$ ), юктинская ( $D_2jk$ ), накохозская ( $D_3nk$ ), каларгонская ( $D_3kl$ ) свиты и тунгусская угленосная серия ( $C_2-P_2$ ). Сформировавшиеся ассоциации горных пород довольно разнообразны по своему составу, для них характерно частое переслаивание маломощных различных представителей пород. Геохимические особенности осадочных образований также неоднородны. Для отложений первых четырех подразделений характерно преобладание магнезиально-карбонатных, сульфатных и глинистых разновидностей.

Мантуровская свита сложена преимущественно пестроцветными аргиллитами с незначительным присутствием доломитов. Аргиллиты характеризуются чередованием вишнево-буроватых и зеленовато-серых разновидностей. По данным рентгено-структурного анализа бурые и вишневые цвета обусловлены наличием гематита, а зеленовато-серая окраска – присутствием гидрослюдисто-хлоритовой минерализации. Практически повсеместно отмечается пирит. Текстуры пород тонкослоистые, линзовиднослоистые, брекчиевидные. Трещины выполнены кальцитом, ангидритом, битумом. Интенсивность ангидритизации возрастает в верхней части свиты.

В целом литологический состав указывает на наличие мелководных морских и лагунных фациальных обстановок осадконакопления с восстановительной и резковосстановительной геохимической средой. Периодически лагуны пересыхали, в результате чего, в условиях суши, происходили процессы окисления. В результате процессов эпигенеза

проявилась ангидритизация. На гл. 1182,5 м по данным РСА в породах отмечается галит в виде единичных зерен.

Нефтематеринские породы в разрезе можно выделить по повышенному содержанию урана, а также по темным и черным окраскам. В отложениях мантуровской свиты такие породы выделяются в интервалах глубин 1180-1200 м.

Во время формирования юктинской, накохозской и каларгонской свит присходит наиболее интенсивное образование доломитов. Все это свидетельствует об аридизации климата. Для основной массы доломитов характерна темная окраска, являющаяся индикатором наличия органического вещества, что подтверждается по данным микроскопических исследований. Пирит образует неравномерную вкрапленность. Данная особенность является показателем резковосстановительных условий осадконакопления. Отложения формировались в мелководной морской обстановке, о чем свидетельствует литологический состав и наличие остатков водорослей.

Для пород описываемого интервала (в особенности для накохозской и каларгонской свит) характерно повышенное содержание органического вещества, которое выполняет трещины и поры. На гл. 1020 м, 1016 м, 983 м в породах отмечается запах УВ. Отличительной чертой отложений является интенсивное развитие эпигенетического ангидрита, который характерен для интервала глубин 1167,7-1050 м. Отложение ангидрита происходит по ослабленным зонам, приуроченным к поверхностям напластования, к трещинам, при этом ангидритизация нередко сопровождается поглощением органического вещества в доломитовых массах и их осветлением. Создаются брекчиевидные и пятнистые текстуры.

Геохимические характеристики пород юктинской, накохозской и каларгонской свит весьма неоднородны. Уменьшение содержаний  $Al_2O_3$  обусловлено меньшей примесью алюмосиликатных, в том числе глинистых минералов. Повышенные содержания урана, а следовательно нефтегенерирующего керогена, увеличение количества сингенетичных битумоидов отмечается на глубинах 1161-1166 м, 1120-1125 м, 1080-1100 м, 1012-1038 м, а также 926 м, 919 м, 994 м, 1054 м, 1066 м. Данные особенности

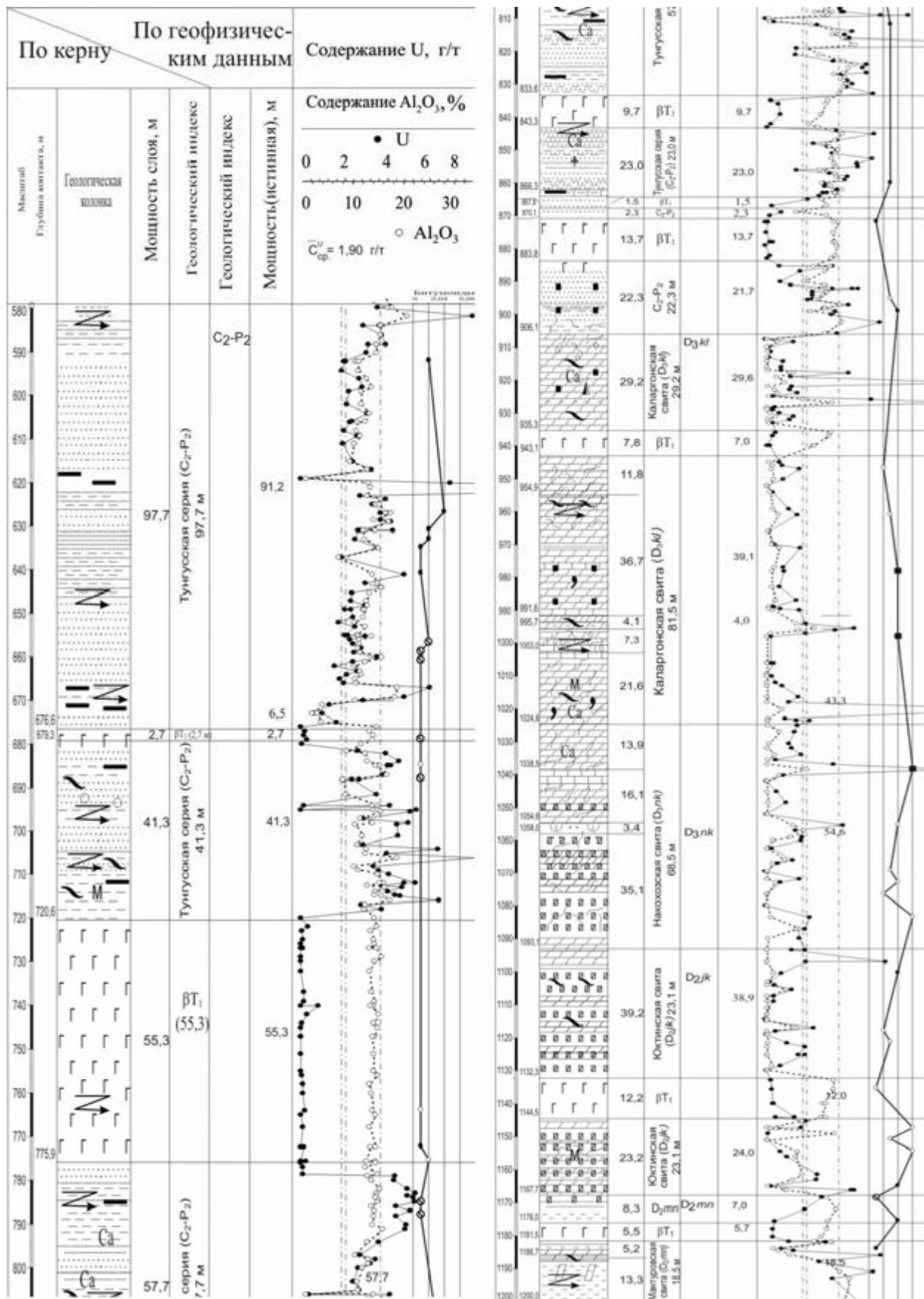


Рисунок. Литолого-геохимический разрез скважины Кыстыктахская 2

отражают присутствие нефтематеринских пород. Следует отметить, что ко многим таким интервалам приурочены также участки интенсивной трещиноватости и проявления не только син-, но и эпигенетических битумоидов.

Другими литологическими и геохимическими особенностями характеризуются отложения тунгусской серии, указывая на их принадлежность, как описанные породы  $D_{2-3}$ .

Проведенные литолого-геохимические исследования, на основании классификации Б.А. Соколова [3] позволяют отнести рассматриваемую территорию к потенциально нефтегазоносной. На это указывают следующие факты: значительное количество ( $>600$  м) субаквальных отложений палеозоя и время проявления типичных отложений доманикового типа  $D_2-D_3$ , наличие плотных покрышек, в виде перекрывающих вулканических и вулканогенно-обломочных пород триаса, а главное, присутствие прямых признаков нефтегазоносности – проявления выпотов нефти, наличие высокоуглеродистых отложений и битуминозных нефтематеринских пород. Кроме этого, на перспективность изучаемых отложений указывают и другие факторы. К ним относятся благоприятные климатические условия – аридный тип литогенеза пород, наличие восстановительных и резковосстановительных геохимических фаций диагенеза пород, интенсивные дислокации и разнообразные эпигенетические процессы преобразования пород, в том числе ангидритизация.

#### Литература

1. *Кринин В. А.* Перспективы нефтегазоносности и оценка прогнозных ресурсов палеозоя территории плато Путорана // Материалы научно-практической конференции 25-28 октября 2004 г. Спб, ВСЕГЕИ, 2004. С. 125-136.
2. *Старосельцев В. С.* Осадочный комплекс под базальтами Тунгусской синеклизы – перспективный объект УВ. Геология нефти и газа. 1990. № 1.
3. *Соколов Б. А.* Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов – М.: Наука, 1980. 243 с.
4. *Столбов Ю.М., Столбова Н.Ф.* Способ определения типа захороненного органического вещества. Авт. св-во № 1394959 от 08.01.88.
5. *Столбова Н.Ф., Столбов Ю.М.* Результаты лито-ядерно-геохимических исследований отложений доманикового типа в Западной Сибири. // Сб. научных трудов межвузовской НТП " Нефтегазовые ресурсы", вып. II - М.: Изд-во ГАНГ им. Губкина, 1995.- С . 29 - 37.

## ЛИГНИТЫ И СУББИТУМИНОЗНЫЕ УГЛИ: КАЧЕСТВО И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

И. Е. Стукалова<sup>1</sup>, И. Сыкорова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, [stukalova@ginras.ru](mailto:stukalova@ginras.ru)

<sup>2</sup>Институт структуры и механики горных пород Чешской академии наук, Прага

Описанию петрографических типов бурых углей, запасы которых в мире и в России составляют млрд. тонн, посвящены многие работы - монографии и атласы микрокомпонентов углей [1-3, 5].

Исторически сложилось различное деление на разные типы бурых углей в немецкой, американской и русской литературе и классификациях. В немецкой классификации бурые угли подразделяются на мягкие бурые угли, твердые матовые бурые угли и твердые блестящие бурые угли. В американской классификации бурые угли традиционно подразделяются на лигниты и суббитуминозные. Однако суббитуминозные более дробно делятся на три группы: С, В и А.

В России и странах СНГ бурые угли марки Б согласно ГОСТу 25543-88 подразделяются на три технологические группы – 1Б, 2Б и 3Б.

Объединяет три классификации то, что граница между бурыми и каменными углями устанавливается по величине отражения витринита ( $R_o$ ) и составляет менее 0.6%.

В соответствие с рекомендациями ГОСТов и Международного Комитета по петрологии углей были проведены технический и элементный анализы образцов основных типов бурых углей из специально составленной коллекции углей из разных месторождений. Петрографический состав углей изучался на современном оборудовании в Геологическом институте РАН в г. Москве и в Институте структуры и механики горных пород Чешской академии наук в г. Праге, там же выполнено большинство химических анализов.

Содержание углерода ( $C^{daf}$ ) в мягких бурых углях или лигнитах (группа 1Б) составляет 57.97-63.52%. В твердых бурых углях или суббитуминозных

(группы 2Б и 3Б) содержание углерода ( $C^{daf}$ ) составляет 65.51-74.42%. Выход летучих веществ ( $V^{daf}$ ) в мягких бурых углях колеблется в пределах 59.36-63.71%. Выход летучих веществ ( $V^{daf}$ ) в твердых бурых углях колеблется в пределах 35.62-49.45%. Величина отражения ( $R_0$ ) гуминита в мягких бурых углях (лигнитах) составляет 0.25-0.35%. Величина отражения ( $R_0$ ) витринита в плотных бурых углях составляет 0.39-0.60%. Бурые угли характеризуются высшей теплотой сгорания ( $Q_s^{daf}$ ) 23.11-31.81 Мдж/кг.

В работе мы определяли петрографический состав углей согласно международной классификации, рекомендуемой Международным комитетом по петрологии углей (ИССР), [5]. Определение петрографического состава по международной классификации проводится во многих странах, но не везде, часто используются другие классификации. Это касается и определения величин отражения микрокомпонентов, что во многом связано не только с историей развития углепетрографии в разных странах, но и с развитием аппаратной базы для исследований и технического обеспечения петрографических исследований и других анализов, а также с определением в настоящее время величин отражения микрокомпонентов на микроскопах-фотометрах нового поколения и анализаторов изображения [4].

Бурые угли подразделяются на лигниты (мягкие бурые угли, группа 1Б) и суббитуминозные (твердые бурые угли, группы 2Б и 3Б).

В мягких бурых углях (lignites,  $R_0=0.25-0.35\%$ ), согласно этой классификации, выделяются три группы органических микрокомпонентов: группа гуминита, инертинита и липтинита. Определяется также и минеральная составляющая. В нашей работе в таблице приводятся данные по определению петрографического состава типов бурых углей из изученных месторождений и бассейнов.

В учебнике Э. Штаха и др. [5] приводится классификация мацералов бурых углей и лигнитов с выделением трех групп: гуминита, липтинита и

Таблица 1

## Петрографический состав бурых углей

Состав	№ образца, месторождение, бассейн, возраст		Состав	№ образца, месторождение, бассейн, возраст		
	(1) 1/ф, Корфовское м-ние, Камчатка, неоген	(2) 26/б, Александрійское-ние, палеоген		(3) Ш-№2, Западно-Щекинское м-ние, Подмосковный б-н, нижний карбон	(4) 8/С.А. Ангрское м-ние, углеразрез №1, Средняя Азия, юра	(5) 1/у, Новиковское м-ние, о-в Сахалин, неоген
<i>I</i>	2	3	4	5	6	7
Тип угля	Лигнит	Лигнит	Тип угля	Суббитуминозный	Суббитуминозный	Суббитуминозный
Группа угля	1Б	1Б		2Б	2Б	3Б
R <sub>o</sub> (%)	0.25	0.26		0.41	0.39	0.45
<b>ГУМИНИТ (%)</b>	<b>82.5</b>	<b>48.1</b>	<b>ВИТРИНИТ (%)</b>	<b>38.0</b>	<b>17.4</b>	<b>73.5</b>
Текстинит А+В	9.9 + 17.5	0.0	Телинит	0.0	0.0	0.0
Ульминит А+В	8.2 + 5.8	2.5	Коллотелинит	16.1	8.7	25.8
Аттринит	1.1	15.3	Витродетринит	2.9	2.2	2.3
Дензинит	29.3	21.9	Коллодетринит	16.8	5.1	37.8
Гелинит	0.0	1.5	Гелинит	1.5	0.0	1.5
Корпогуминит	7.6	6.9	Корпогелинит	0.7	1.4	6.1
<b>ЛИПТИНИТ (%)</b>	<b>8.2</b>	<b>20.6</b>	<b>ЛИПТИНИТ (%)</b>	<b>27.0</b>	<b>2.9</b>	<b>20.5</b>
Споринит	1.2	3.4	Споринит	18.9	0.7	3.8
Кутинит	0.6	1.2	Кутинит	0.0	0.0	5.3
Суберинит	1.0	1.5	Суберинит	0.0	0.0	0.1
Альгинит	0.7	1.0	Альгинит	2.9	0.0	4.5
Резинит	2.3	5.2	Резинит	1.6	1.8	3.0
Эксудатинит	0.0	0.6	Эксудатинит	0.0	0.0	0.7
Липтодетринит	2.4	6.8	Липтодетринит	3.6	0.4	3.1
Битуминит	0.0	1.0	Битуминит	0.0	0.0	0.0
<b>ИНЕРТИНИТ (%)</b>	<b>1.7</b>	<b>6.3</b>	<b>ИНЕРТИНИТ (%)</b>	<b>28.4</b>	<b>72.4</b>	<b>3.8</b>
Фюзинит	0.8	2.8	Фюзинит	5.1	30.4	1.5
Семифюзинит	0.9	0.6	Семифюзинит	6.2	10.1	0.0
Макринит	0.0	0.5	Макринит	2.1	5.1	0.0
Фунгинит	0.0	1.0	Фунгинит	0.5	0.7	0.0
Секретинит	0.0	0.0	Секретинит	0.7	1.4	0.0
Микринит	0.0	0.0	Микринит	5.1	5.8	0.0
Инертодетринит	0.0	0.3	Инертодетринит	8.7	18.9	1.3
<b>МИНЕРАЛЫ (%)</b>	<b>7.6</b>	<b>25.0</b>	<b>МИНЕРАЛЫ (%)</b>	<b>6.6</b>	<b>7.3</b>	<b>2.2</b>
Глины	6.3	21.5	Глины	4.3	4.7	0.0
Сульфиды	0.0	0.4	Сульфиды	0.5	0.0	0.0
Карбонаты	0.0	0.5	Карбонаты	0.0	0.3	0.0
Кварц	0.0	1.5	Кварц	0.3	0.2	0.0
Другие	1.3	1.2	Другие	1.5	2.1	2.2

инертинита. В группе гуминита предлагается выделять шесть мацералов: текстинит, ульминит, аттринит, дензинит, гелинит и корпогуминит [5].

Более поздние редакции книги и рекомендации Международного комитета по петрологии углей предлагают подразделять в группе гуминита разновидности мацералов и выделять текстинит (А+В) и ульминит (А+В), а также без изменения - аттринит, дензинит, гелинит и корпогуминит (см. таблицу).

В плотных бурых углях (sub-bituminous coals,  $R_0=0.39-0.60\%$ ) выделяются три группы органических микрокомпонентов: витринита, инертинита и липтинита. В группе витринита выделяют телинит, коллотелинит, витродетринит, коллодетринит, гелинит и корпогелинит (см. таблицу).

В результате проведенных исследований были изучены различные типы бурых углей, которые по данным технического и элементного анализов относятся к трем группам бурых углей 1Б, 2Б, 3Б и различаются между собой петрографическим составом.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00584-а).*

#### Литература

1. Еремин И.В., Броновец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование – М.: Недра, 1994. 254 с.
2. Петрографические типы углей СССР. М.: Недра, 1975. 248 с.
3. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 604 с.
4. Стукалова И.Е. Измерения величин отражения витринитов на оптико-электронном комплексе МСФУ-ЭВМ // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. Вып. 7. С. 203-213.
5. Штах Э. и др. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.

# КАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СУБАКВАЛЬНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ МЕДЫНСКОГО ВАЛА

**Е.Б. Суворова**

*ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, suvork@inbox.ru*

Медынский вал в структурно-тектоническом отношении приурочен к Варандей-Адзвинской структурной зоне (ВАСЗ) Печорской синеклизы, и по данным сейсморазведки его северо-западное продолжение прослеживается на шельфе Печорского моря. В пределах субаквальной части Медынского вала в 1997 г. открыто нефтяное месторождение Медынское-море. На месторождении пробурено несколько поисковых скважин, вскрывших палеозойские отложения вплоть до нижнего девона. По данным бурения мощность каменноугольно-нижнепермских карбонатных пород составляет 450-460 м. В двух скважинах, пробуренных на месторождении относительно недавно - в 2002 и 2005 г.г., освещенность каменноугольно-нижнепермского интервала разреза керном достигает практически 50-ти %.

По каменному материалу этих двух скважин проведено описание керна, шлифов, выполнен геохимический анализ пород. В результате исследования выявлен литологический состав отложений и сделаны выводы об условиях их формирования.

В нижней части разреза верхневизейских отложений залегают известняки, накопление которых происходило в условиях сублиторали, ниже зоны волновых воздействий. Об этом свидетельствуют преимущественная тонкозернистость пород и обилие фауны брахиопод, предпочитавшей условия сублиторали. Характер цикличности верхней части разреза говорит о постепенном обмелении бассейна в пределах рассматриваемого участка в конце поздневизейского времени. Строматолитовые известняки, формировавшиеся в

условиях литорали, венчают разрез отложений. Мощность верхневизейских отложений 236-240 м.

Нижнесерпуховские отложения представлены чередованием карбонатных брекчий и ненарушенных слоев доломитов. Брекчии отнесены к седиментационному типу. Образование брекчий могло происходить в результате растрескивания и размыва пород в крайне мелководных условиях. Мощность нижнесерпуховских отложений 30-46 м. Верхнесерпуховские породы сложены известняками богатыми остатками морских организмов – брахиопод, кораллов, водорослей и т. д., что указывает на условия мелководного морского бассейна с водами нормальной солености. Мощность пород 64-78 м.

В основании разреза среднекаменноугольных башкирских отложений залегают водорослевые унгдарелловые известняки. Обстановки накопления отложений связаны с областью склоновой части рифа или поднятия, в относительно мелководных условиях – глубина моря не превышала первые десятки метров. Отложения московского яруса охарактеризованы тонкослоистыми горизонтально- и косослоистыми, в большинстве случаев хорошо сортированными фораминиферово-водорослевыми известняками. Накопление пород происходило под воздействием шельфовых течений. Мощность среднекаменноугольных отложений 41-61 м.

В разрезе верхнекаменноугольных отложений чередуются слои детритовых и глинистых известняков, вверх по разрезу увеличивается доля детритовых известняков. В целом преобладают горизонтально- и косослоистые зернистые фораминиферово-криноидные и криноидно-мшанковые известняки. Размер детрита увеличивается вверх по разрезу. Между слоями зернистых известняков отмечены неровные границы, со следами размыва отложений. Строение разреза верхнекаменноугольных отложений площади указывает на тенденцию обмеления бассейна в пределах рассматриваемого участка. Мощность отложений 22-56 м.

Нижнепермские отложения представлены зернистыми известняками, аналогичными верхнекаменноугольным отложениям. Мощность пород не превышает 24 м, так как значительная часть разреза эродирована. Можно лишь отметить, что обстановки развитые в позднекаменноугольную эпоху, сохранялись в начале раннепермской эпохи.

Для того чтобы определить, как полученные данные об условиях накопления каменноугольно-нижнепермских отложений Медынского вала укладываются в общую картину эволюции формирования отложений по шельфу в целом, было проведено литолого-фациальное моделирование. Выполнена корреляция разреза площади с разрезами других скважин шельфа, включая о. Колгуев, и составлены региональные литолого-фациальные схемы.

В результате литолого-фациального моделирования установлено, что в поздневизейское время в пределах ВАСЗ, куда входит и область Медынского вала, существовала впадина на мелководном шельфе с компенсированным осадконакоплением. Об этом свидетельствуют присутствие тонкозернистых известняков и значительная мощность отложений до 230-240 м.

В конце поздневизейского времени восточный борт палеовпадины, которому в современных координатах соответствует Медынский вал, начал испытывать воздымание. Постепенно эта область стала крайне мелководной и временами могла подвергаться осушению. В раннесерпуховское время на большей части Печорского шельфа были распространены условия лагуны, и происходило накопление сульфатно-доломитовых пород. В районе Медынского вала существовало поднятие островного мелководья, которое с востока ограничивало лагуну. Периодическое обмеление и осушение поднятия привело к формированию карбонатных брекчий. В позднесерпуховское время во всем регионе установились условия мелководного шельфа. В конце позднесерпуховского времени началась регрессия морского бассейна, предшествующая среднекаменноугольной трансгрессии. В средне-позднекаменноугольную эпоху и в начале раннепермской эпохи в области Медынского вала существовали мелководно шельфовые обстановки и фации

известковых песков, формировавшиеся под воздействием шельфовых течений. По-видимому, здесь были развиты бары, которые образовались на положительных формах рельефа, унаследованных с раннекаменноугольного времени.

Палеогеографическое положение Медынского вала в каменноугольно-раннепермское время во многом обусловлено палеотектонической обстановкой. Так, впадина, существовавшая в районе ВАСЗ в поздневизейское время, по-видимому, является унаследованной от впадины, сформировавшейся в позднедевонскую эпоху. ВАСЗ считается инверсионной структурой и рассматривается как окраинно-континентальный рифт, образованный в герцинскую эпоху тектогенеза [Богданов и др., 2003]. Растяжение земной коры началось в среднедевонско-раннефранское время и завершилось в доманиковское время образованием некомпенсированной впадины. Время начала инверсии палеорифта исследователи относят к раннепермской эпохе.

Полученные результаты по литолого-фациальному моделированию позволяют предположить, что процесс дифференцированной инверсии палеорифта начался уже в раннекаменноугольную эпоху. В конце поздневизейского времени, вероятно, под воздействием тектонических процессов в районе Медынского вала образовалось поднятие, структура которого, частично была унаследована в средне-позднекаменноугольную эпоху.

#### Литература

1. Богданов М.М., Есипчук Е.Д., Корюкина Н.Г., Лапкина Н.С. Палеотектонические и термобарические условия формирования углеводородных скоплений в Печоро-Колвинском и Варандей-Адзвинском рифтах Тимано-Печорского бассейна // Геология и направления поисков нефти и газа. - Москва: ВНИГНИ, 2003. - С. 88-99.

# **ПИТАЮЩИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ КАК ВЕДУЩИЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ КВАТРЕРА**

**Н.Г. Судакова, Г.М. Немцова**

*МГУ, Москва, paleo@inbox.ru*

Актуальность изучения минералогических провинций (МП) определяется необходимостью выяснения факторов пространственной изменчивости состава отложений для учета их специфики при межрегиональной литологической корреляции стратиграфических подразделений. Пространственная дифференциация МП и характеристики их состава особенно важны для обширной древнеледниковой области Русской равнины, неоднородной в геологическом и палеогеографическом (ПГ) отношении. К сожалению, это перспективное направление исследования [1, 3] в последнее время не получает должного развития, что препятствует решению концептуальных проблем – корректных литостратиграфических построений и полноценных ПГ реконструкций.

Выполненный анализ МП основывается на усовершенствовании методологии с использованием преимуществ системного подхода и на обновлении базы представительных минералогических данных (включая терригенную и глинистую составляющие), систематизированных по единой методике. Новые принципы организации комплексных минералогических исследований позволяют обосновать в пределах Русской равнины сложную структуру разновозрастных минералогических провинций разного ранга.

Приоритетные задачи исследования включают: а) региональную оценку минералогических ассоциаций в питающих провинциях коренных пород [2]; б) выявление закономерностей пространственной и тенденций возрастной изменчивости минералогических спектров в связи с источниками сноса (на примере ледниковой формации); г) минералогическое районирование

древнеледниковой области в соответствии с установленными закономерностями [4].

Минеральный состав доплейстоценовых морфолитоструктур Русской равнины разнообразен по содержанию фоновых и руководящих терригенных, аутигенных и глинистых компонентов. Проведенный сравнительно-литологический анализ дает основание для выделения 10 минералогических комплексов и соответствующих питающих провинций. В целом они образуют две крупные области: с эпидотовой и смектитовой доминантой на восток-северо-востоке и турмалин-цирконовой и иллитовой на запад-северо-западе.

Целесообразно различать и выделять три класса питающих провинций – удаленные, транзитные и местные, совокупный вклад которых формирует сбалансированный минералогический состав литосистем. При расшифровке доли их участия необходим генетический подход. Так, при анализе ледникового комплекса учитываются особенности радиальной структуры покрова, направления и динамики ледниковых потоков, контролируемых разными центрами оледенений и посекторно осваивающих транзитные питающие провинции. К примеру принадлежность морен к Ладожскому сектору оледенения отражается в повышенном содержании граната (до 30 %) и иллита (до 60-70 %), в умеренном – роговой обманки (не более 25 %) и в незначительном включении смектита (до 10-15 %). В моренах Беломорского сектора доминирующей становится роговая обманка (до 40-50 %), что тесно связано с Кольско-Карельской провинцией сноса, которая в значительной мере определяет и высокое содержание иллита (до 70 %). По мере удаления от Кольско-Карельской провинции к юго-востоку включение роговой обманки и иллита в морене заметно снижается. С запада на восток посекторно уменьшается примесь граната и иллита, а у эпидота, ассоциирующегося с Тимано-Уральской областью сноса, обнаруживается обратная тенденция. Морены северо-восточных областей Русской равнины характеризуются также повышенным содержанием смектита, ассимилированного из мезозойских подстилающих пород.

Сравнительный анализ разновозрастных морен подтверждает общую тенденцию возрастной перестройки их состава, направленную на сокращение снизу вверх по разрезу доли местного материала и возрастание участия дальнепринесенных компонентов.

Выявленные закономерности формирования состава морен – посекторная зональность компонентов удаленных и транзитных источников сноса и провинциальная специфика местного материала в сочетании с признаками временного преобразования – служат основанием для установления сложной пространственной структуры минералогических провинций разного ранга. На составленной карте выделены: 2 макропровинции – западная роговообманково-гранатовая иллитовая и восточная эпидот-роговообманковая смектит-иллитовая; 4 провинции первого порядка, подразделенные на 9 провинций второго ряда, согласующиеся с ПГ условиями литогенеза. Каждому ареалу в легенде отвечает интегральная минералогическая формула [4].

Комплексное минералогическое районирование подстилающих пород и четвертичного покрова приобретает важное ПГ и стратиграфическое значение, позволяя уточнить пространственные и возрастные соотношения толщ и реконструировать ПГ обстановку литогенеза. Минералогические провинции служат базовым критерием правомерности межрегиональной литологической корреляции маркирующих горизонтов, с учетом закономерной изменчивости показателей.

#### Литература

1. Батулин В.П. Петрографический анализ прошлого по терригенным компонентам. - М.-Л., 1947. – 292 с.
2. Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Палеогеографическое значение питающих доледниковых провинций Центра и Севера Русской равнины // Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География. 1981, № 1, с. 28-38.
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Наука, 1960. Т. 1. – 212 с. Т. 2. – 574 с.
4. Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции древнеледниковой области Русской равнины // Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География. 2004, № 2, С. 42-47.

# ПЕРМСКИЕ АГГЛЮТИНИРОВАННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Е. Е. Сухов

КФУ, Казань, [soukhov@hitv.ru](mailto:soukhov@hitv.ru)

Комплекс пермских фораминифер Печорской провинции включает практически все виды, встречающиеся на территории Биармийской области. Значительное количество микрофауны приходится на агглютинированные формы, среди которых наибольшим распространением пользуются роды *Saccamina*, *Hyperamina*, *Hyperamminoides*, *Ammodiscus*, *Paleonubecularia* (таблица, фиг. 7). До недавнего времени считалось, что в биостратиграфических исследованиях агглютинированные виды играют всего лишь подчиненную роль, главными же остаются известковые фораминиферы. Однако подобная точка зрения ошибочна. Многие видовые представители таких родов, как *Psammosphaera*, *Saccamina*, *Hyperamina*, *Hyperamminoides*, *Reophax*, *Earlandia*, *Ammodiscus*, *Trochamina* имеют весьма узкий стратиграфический диапазон распространения. В отличие от известковых фораминифер, они более неприхотливы, зачастую являются эвригалинными и способны претерпевать весьма значительные колебания солености, хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. Такие роды как *Saccamina*, *Hyperamina*, *Ammodiscus* способны встречаться в отложениях, где зачастую отсутствует всякая фауна, в том числе и известковые фораминиферы, что весьма важно как при межрегиональной, так и глобальной стратиграфии. Чаще всего подобные отложения представлены аргиллитовыми и алевроитовыми разностями, даже мелкозернистым песчаником. Агглютинированные фораминиферы встречаются даже в отложениях со значительными прослойками углей. Несмотря на то, что зачастую фораминиферы однокамерные, стенка их представляет собой весьма сложную постройку и состоит преимущественно из мелкозернистых песчинок, где чаще всего цементом может служить известковый материал. Чаще всего стенка раковина состоит из несколько слоев, каждый из которых четко различим собственным набором агглютинированных частиц. Цементирующий материал может быть кремневым и известковым. Цемент раковины выделяется чаще всего внутренней частью эндоплазмы, выходящей через многочисленные поры наружу. Застывшая эндоплазма может образовывать на поверхности

раковины значительные сгустки, отличающиеся от кремнистых частиц белым цветом. Поры могут быть разными по размеру, а их тоннели чрезвычайно длинные, имеют сложный характер строения, часто они искривленные, всегда расширяются к поверхности раковины. На поверхности раковины поры образуют целые скопления.

Род *Psammosphaera* представляет собой одиночную субсферическую раковину с внутренним псевдохитиновым и внешним агглютинированным слоями (таблица, фиг. 5). Несмотря на простоту строения раковины, стенка устроена сложно, имеет два слоя: причем внешний слой сложен более крупнозернистыми частицами, а внутренний мелкозернистыми. Для строения стенки раковины *Psammosphaera bulla* Voronov может использовать органические фрагменты раковин двустворчатых моллюсков и брахиопод. На снимках отчетливы виды поры фораминифер, расширяющиеся к поверхности. Тоннели пор узкие, глубокие. Агглютинированные частицы внешнего слоя ориентированы всегда по плоскости раковины, крепко смыкаются друг с другом. Род *Saccamina* (таблица, фиг. 1.) встречается во всех стратиграфических уровнях пермской системы. В ассельском, сакмарском ярусах они попадаются не столь часто, порой единично, но, начиная с артинского яруса, их количество увеличивается до массового. Видовое разнообразие саккаммин в Печорской провинции весьма велико, но наиболее часто встречаются *Saccamina arctica* Gerke, *S. ampulla* (Crespin), *S. duplexa* Sossipatrova, *S. parvula* Gerke. Саккаммины Печорской провинции характеризуются тем, что поверхность стенки у саккаммин ровная, сложена из тонкозернистого песчаника. На поверхности раковины (в её первой половине) наблюдаются значительно выступающие волнистые складки. Существует устойчивое мнение, что данные складки появились после смерти раковины в результате дальнейшей деформации. Однако смеем предположить, что такие складки являются прижизненными, на что указывает значительное количество пор, что расположены между этими складками. Данные складки не могут возникнуть после смерти раковины по той причине, что при деформации поры были бы сдавлены, а однако они пребывают в неизменном состоянии. Наоборот, именно в пониженных участках складок наблюдается значительное количество пор. Такие складки на раковине нужны для её упрочения, так как саккаммины в подавляющем большинстве обитают в прибрежной акватории.

Складки оберегают поры от дальнейшего засорения, так как рельефно выступают по обе стороны от отверстий. Складки саккаммин направлены строго параллельно друг другу, что должно способствовать дополнительному трению и затруднять переносу раковин (во время приливов, штормов) на неблагоприятные места для жизнедеятельности. Кроме того, более утяжеленное основание раковины не позволяет им переворачиваться, и они располагаются всегда устьем кверху. Еще одна особенность саккаммин это наличие крышечек для пор. В случае неблагоприятной обстановки (мути, наличие врагов) крышечки закрывают поры. Не исключено, что эти крышки закрывают поры и на ночь, как это происходит, к примеру, у коралловых полипов. Устье у саккаммин построено сложным образом, зачастую щелевидное. Возвышение сложено концентрическими слоями, причем частицы, слагающие устье, значительно крупнее тех, которыми сложена стенка. Очевидно, они будут более крепкими, чем в остальной части раковины, что способствует дополнительной защите эндоплазмы. Из агглютинированных фораминифер род *Hyperamminoides* (таблица, фиг. 3, 4, 6) наиболее часто встречается в Печорской провинции. Распространен от ассельского яруса до уфимского. Он обладает тонкой стенкой, но встречаются раковины, имеющие многослойную стенку до 7-9 слоев. Слои располагаются концентрически вокруг щелевидного устья. Частицы, слагающие стенки небольшие, плотно примыкают друг к другу. Между слоями имеются свободные пространства. Не исключено, что они нужны для циркуляции воды в толще стенки, что способствует снабжению организма дополнительным кислородом. Пережимы на раковине также служат для её упрочения. Трубка у рода *Ammodiscus* (таблица, фиг. 2, 8.) является вздутой и весьма хорошо различимой. Характерным является то, что внешняя стенка аммодисцид состоит из более крупного агглютинированного материала одинаково распространенного на всей поверхности раковины. Грубоватый материал позволяет оберегать организм от внешнего механического воздействия. Стенка раковина аммодисцид состоит из нескольких слоев, где наиболее крупные частицы находятся на внешней поверхности. У рода *Ammodiscus* во всех изученных раковин при большом увеличении наблюдается четко обозначенная ячеистая структура внешнего слоя стенки. Особенно хорошо ячеистость проявляется у раковин, которые сложены более грубым материалом. Ячеистость выражается в том, что трубки раковины пересекают

(пережимаются) перпендикулярными линиями. Эти пережимы имеют системный характер. Не исключено, что это связано с задержкой питанием. Как только организм испытывает нехватку пищи, так тотчас неблагоприятный фактор отражался на строении раковины в виде своеобразной задержки роста, «рубца». Швы оборотов четкие, никогда не закладываются агглютинированным материалом. Трубка раковины сложена различными по своему составу песчинками: внутренний слой составляют песчинки поменьше, а вот внутренний – побольше. Трубка раковины, как правило, всегда вздутые и хорошо рельефны. Устье у раковин аммодисцид зауженное (сложено примерно одинаковыми песчинками), что затрудняет попадание в него инородного материала. У самого устья песчинки наиболее крупные и видно, как они четко выделяются на фоне остальной стенки. Песчинки слагаются вокруг устья концентрически, а у самого устья они складываются в рельефный ободок. Что должно способствовать предохранению устья от разрушения. Виды рода *Ammodiscus* очень трудно поддаются видовой диагностике. В качестве критерия для выделения вида зачастую служит сама форма раковина, количество оборотов, толщина трубки и т. д. Однако упускается такой важнейший элемент, как строение устья, которое может быть как округлым, сжатым, щелевидным. Не исключено, что один вид, например, *Ammodiscus septentrionalis* Gerke, имеющий весьма широкое стратиграфическое распространение, включает в себя несколько различных видов.

Фораминиферы играют значительную роль в детализации стратиграфии пермской системы Печорской провинции. Чем представительнее комплекс, тем точнее определяется относительный возраст. Кроме детальной стратиграфии с помощью агглютинированных фораминифер можно решать палеогеографические задачи, так как они служат своеобразным индикатором в пермских акваториях. Например, у всех агглютинированных фораминифер наблюдается закономерность: раковины, состоящие из более крупных частичек, располагались ближе к береговой линии, а те, которые имеют более гладкую стенку, находились в глубоководной части акватории. Раковины, сложенные из мелких агглютинированных частиц, могут так же существовать в углублениях на морском дне, где субстратом являются глинистые частички пригодные для построения раковины.

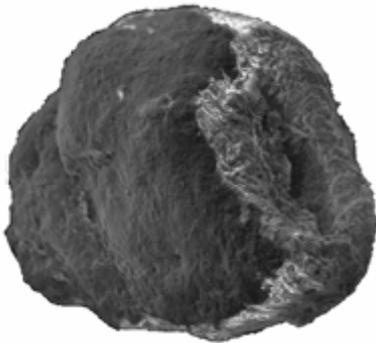
ТАБЛИЦА



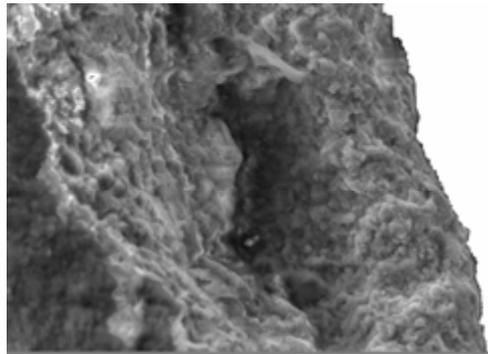
1 SE 30kV x138 200µm



2 SE 30kV x188 200µm



3 SE 30kV x157 200µm



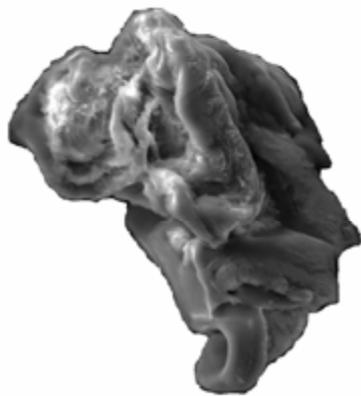
4 SE 30kV x496 100µm



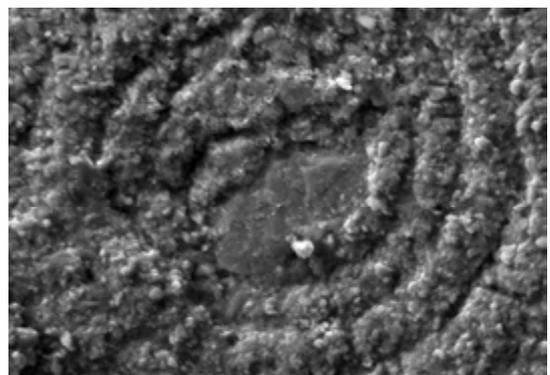
5 SE 30kV x201 200µm



6 SE 30kV x144 200µm



7 SE 30kV x308 100µm



8 SE 30kV x590 100µm

# ПЕРМСКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Е. Е. Сухов

*КФУ, Казань, soukhov@hitv.ru*

Мелкие фораминиферы являются очень благодарным материалом для палеогеографических исследований пермского периода. Одна из главных причин интереса микропалеонтологов к этой группе заключается в том, что фораминиферы очень многочисленны и широко распространены в пермских отложениях. Они встречаются даже в тех разрезах, где отсутствует всякая иная фауна, что делает их еще более весомыми для исследований. Мелкие фораминиферы обнаружены во всех районах Биармийской области, начиная от Западно-Европейской подобласти и заканчивая Таймыро-Колымской. Весьма богат комплекс мелких фораминифер и в Тетической области. Доказано, что фораминиферы очень чутко реагируют на всякое изменение окружающей среды, что часто приводит к коренной перестройке всего палеобиоценоза. А это дает право называть фораминиферы своеобразным индикатором характера окружающей среды. Основными факторами, влиявшими на их распространение, являлись в первую очередь соленость вод бассейна, температура окружающей среды, глубина, а также характер субстрата. В меньшей степени мелкие фораминиферы зависят от подвижности среды, освещенности и топографии морского дна. В какой-то степени последние характеристики являются факторами, ограничивающими количественное распространение мелких фораминифер. Так, например, придонные течения могут рассеивать на значительные расстояния скопления мелких фораминифер, а усложненный рельеф дна может стать существенной преградой для их дальнейшего продвижения.

Следует отметить, что агглютинированные и секреторно-известковые фораминиферы обладают разными типами приспособляемости, что позволяет существовать им в достаточно разнообразных обстановках и встречаться практически во всех экологических нишах морского дна. Однако максимальная численность мелких фораминифер приходится на зону сублиторали, где создаются наиболее благоприятные условия для их существования.

Мелкие фораминиферы могут обитать на песчано-карбонатном, алевроглинистом и илистом дне, а также среди органогенных построек, в частности в биогермах, где, кроме мелких фораминифер, как агглютинированных, так и секреторно-известковых, встречаются головоногие и двустворчатые моллюски, брахиоподы, остакоды, мшанки, а также целый ряд других организмов. Но в водорослевых известняках мелкие фораминиферы совсем не встречаются. Следует подчеркнуть, что наиболее благоприятными средами для существования мелких фораминифер являются илистый субстрат и органогенные постройки.

Следует отметить, что по настоящее время не существует серьезных наблюдений и исследований в области палеоэкологии пермских мелких фораминифер, в то время как накоплен значительный материал, который нуждается в своеобразном обобщении в целях выделения палеоэкологических типов. А это в свою очередь будет в значительной мере способствовать разработке детальной стратиграфии. Имеются всего лишь отдельные высказывания о палеоэкологических характеристиках некоторых родов. В то же время палеоэкологические и палеобиогеографические данные могут иметь огромное значение для решения сложнейших стратиграфических задач, а также способствовать выяснению многих вопросов, связанных с палеогеографией. Палеобиогеографические исследования в первую очередь строятся не на эволюционных закономерностях развития мелких фораминифер, а на выявлении ряда факторов, - тектонических, географических, климатических, биологических, способствовавших изменению палеобиоценозов.

В зависимости от характера собранного и изученного материала можно выделить следующие ассоциации мелких фораминифер, распространенных на морском дне: песчано-карбонатные, алевроито-иловые (причем эта ассоциация может быть разделена на алевроитовую и илистую), илистые, биогермные, а также лагунные. То есть определенные группы мелких фораминифер находятся в строгой зависимости, как от характера, так и распределения субстрата, как от глубины, так и от солености морской среды. На основе вышесказанного можно выделить палеоэкологические типы, в основу которых положены следующие критерии: 1) фациальная приуроченность мелких фораминифер как агглютинированных, так и секреторно-известковых, 2) состав стенки мелких фораминифер, 3) связь мелких фораминифер с другими организмами, а также положение их в биоценозе, 4) особенности приспособляемости мелких фораминифер в палеоэкологической среде.

Следует отметить, что палеогеографические условия пермского периода являлись наиболее благоприятными, как среда обитания для мелких фораминифер во всем палеозое. Мелкие фораминиферы были широко распространены в перми как в Биармийской, так и в Тетической областях, с сакмарского века два бассейна соединялись проливом, через который непрерывно происходил обмен микрофауной. Причем широко были развиты как агглютинированные, так и секреторно-известковые фораминиферы. Однако в конце сакмарского века произошло отделение Восточно-Европейского бассейна от Тетического. Море Восточно-Европейской подобласти стало понемногу превращаться в замкнутую лагуну, в которой происходила перестройка всего органического мира. Начиная с кунгурского века, в подобласти появляется большое количество эндемичных форм. И сопоставление между двумя крупнейшими бассейнами, – Бореальным и Тетическим, – в основном стало возможно лишь на основе определяющих (руководящих) родов.

В кунгурский век, в силу продолжавшейся регрессии Восточно-Европейского моря, эндемичность мелких фораминифер значительно увеличилась. Однако сообщения между бассейнами внутри Восточно-Европейской подобласти, несмотря на увеличение роли тектонических барьеров в дифференциации фаций, полностью не приостановились.

Кроме того, эндемичность микрофауны, закономерности её развития, характер стенки раковин, численность их во многом определял географический пояс. Так, например, Печорская провинция располагалась в области гумидного осадконакопления, что соответственно сказалось на палеобиоценозе мелких фораминифер, в то время как Восточно-Европейская провинция находилась в аридной зоне, для которой был характерен свой комплекс микробиоты. На рубеже ранней и средней перми происходило окончательное формирование гряды Чернышева, которая отделила Большесынинскую впадину от Косью-Роговской. Поднятие гряды Чернышева позволило в пределах Печорской провинции в соликамское время развиться самостоятельной эндемичной фауне.

Но вместе с тем Биармийский бассейн, несмотря на активный завершающий этап герцинской складчатости, в значительной мере определивший позднепермский облик Земли, являлся необычайно благоприятным местом для существования мелких фораминифер. Именно это обстоятельство позволило сформироваться уникальному палеобиоценозу мелких фораминифер Печорской провинции.

Второй по значимости особенностью мелких фораминифер перми являлось то, что они обеспечивали весьма быстрый биологический круговорот органических веществ в биоценозах. Этому качеству способствовал их короткий жизненный цикл, очень примитивный способ питания, способность к быстрому расселению (чему часто содействовали сильные придонные течения) и умение завоевывать в короткий геологический срок огромные пространства океанического дна, несмотря на сравнительно скромные размеры (в подавляющем большинстве не превышающие миллиметра). Притом мелкие фораминифер в силу своей способности приспосабливаться к новым условиям, занимали многие экологические ниши и успешно конкурировали с другими животными. Так, например, некоторые виды остракод прежде занимали одну и ту же экологическую нишу, что и мелкие фораминиферы, однако в Печорской провинции не наблюдалось их в массовом количестве, что было связано в первую очередь с вытеснением их мелкими фораминиферами в наиболее неблагоприятные места для проживания, часто опресненные водоемы.

Третья особенность пермских мелких фораминифер заключалась в том, что они, несмотря на простоту своего строения, обладали очень высоким уровнем дивергенции. Кроме того, их раковины чрезвычайно разнообразны как по внешней морфологии, так и по внутреннему устройству. Среди мелких фораминифер имелись как однорядные формы, так и клубковидные, как спирально-плоскотные, так и однокамерные, как свободноживущие, так и прикрепленный бентос. А, кроме того, фораминиферы имели еще и различный состав стенки, который мог быть как агглютинированным, так и секреторно-известковым. Некоторые представители обладали даже хитиновой стенкой (чаще всего это относилось к глубоководным фораминиферам). Все это способствовало очень высокой степени дифференциации между ними и указывало на то, что мелкие фораминиферы для своего проживания выбирали разные экологические ниши. Они способны были существовать как в опресненных, так и в бассейнах повышенной солености, способны были селиться как на песчаном, так и на илистом дне, а потому являлись неотъемлемой частью биогерма.

# ПРОБЛЕМЫ ОТРАЖЕНИЯ СТРУКТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМАХ И ГЕОИСТОРИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ (НА ПРИМЕРЕ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С. С. Сухов

*ФГУП «СНИИГГуМС», Новосибирск, [sukhov@sniiggims.ru](mailto:sukhov@sniiggims.ru)*

Сибирская платформа, характеризуется исключительно широким распространением кембрийских карбонатных отложений, их слабой дислоцированностью и сочетанием многочисленных естественных обнажений со скважинными разрезами. Она - отличный полигон для изучения вещественно-слоистой структуры и истории формирования кратонных карбонатных осадочных бассейнов.

Стратиграфические схемы считаются наиболее важной, итоговой формой графического выражения установленных временных и пространственных соотношений местных или региональных стратонов и особенностей разрезов региона [6]. Однако, составленные в рамках традиционных требований, недоучитывающих специфику морфообразования и осадконакопления в карбонатных бассейнах (в частности, наличие батиметрической дифференцированности, первичных крутых наклонов слоёв, обусловленных интенсивным органогенным породообразованием и быстрой литификацией отложений, типичного проградационного смещения всех фациально-формационных комплексов и связанных с ними органических комплексов), эти схемы во многом неадекватно отображают сложные взаимоотношения тел. То же относится и к «снямой» с них информации без учёта специфики их построения, заключающейся в замене мощностного параметра относительной хроностратиграфической шкалой, а также к некоторым процедурам составления стратиграфических последовательностей и их интерпретации.

Так, исследователями платформенных кембрийских отложений пологие погружения обычно приписываются малоамплитудным тектоническим

движениям. Соответственно, при увязке многочисленных смежных разрезов и объединении их в сводную колонку не возникает сомнений в правомочности действия правила Стэмпа, регулирующего эту процедуру. Теоретик стратиграфии Л.Л. Халфин [8] именовал это правило «второй аксиомой стратиграфии» (после правила последовательности напластования Стенона-Хеттона). Тем не менее, применение его к первично наклонным отложениям, испытывающим резкие фациальные изменения, не всегда допустимо. Итоговая стратиграфическая последовательность, установленная в таких толщах и таким способом, даже считающаяся классической, вошедшая в стратиграфическую схему, утверждённую МСК [5], может оказаться некорректной, в действительности - горизонтальной последовательностью, не вскрываемой ни одной скважиной региона (рис. 1, разрез А).

Другой пример – «доказательство» регионального перерыва между средним и верхним кембрием, основанное на данных геологического картирования, которое в действительности выявило разнонаправленное залегание шельфовых (первично горизонтальных) и нижележащих склоновых отложений в проградирующей толще.

В результате такого подхода в стратиграфических построениях, ставящего во главу исключительно временны'е отношения, недооценивающего или даже игнорирующего седиментологические данные, по сути, опровергается основополагающий тезис Стратиграфического кодекса о первостепенной значимости для стратиграфии пространственных соотношений стратонов.

Уже с конца 1960-х гг. в фациальном районировании нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы стало общепринятым обособление двух гигантских регионов - *западного*, с широким распространением соле- и сульфатосодержащих доломитовых отложений с редкой эндемичной фауной, и *восточного*, представленного преимущественно темноцветными и пестроцветными алеврито-глинисто-известняковыми (в т. ч. черносланцевыми) отложениями с многочисленными фаунистическими остатками, а также разделяющей их относительно узкой, но протяженной «*переходной зоны*», или

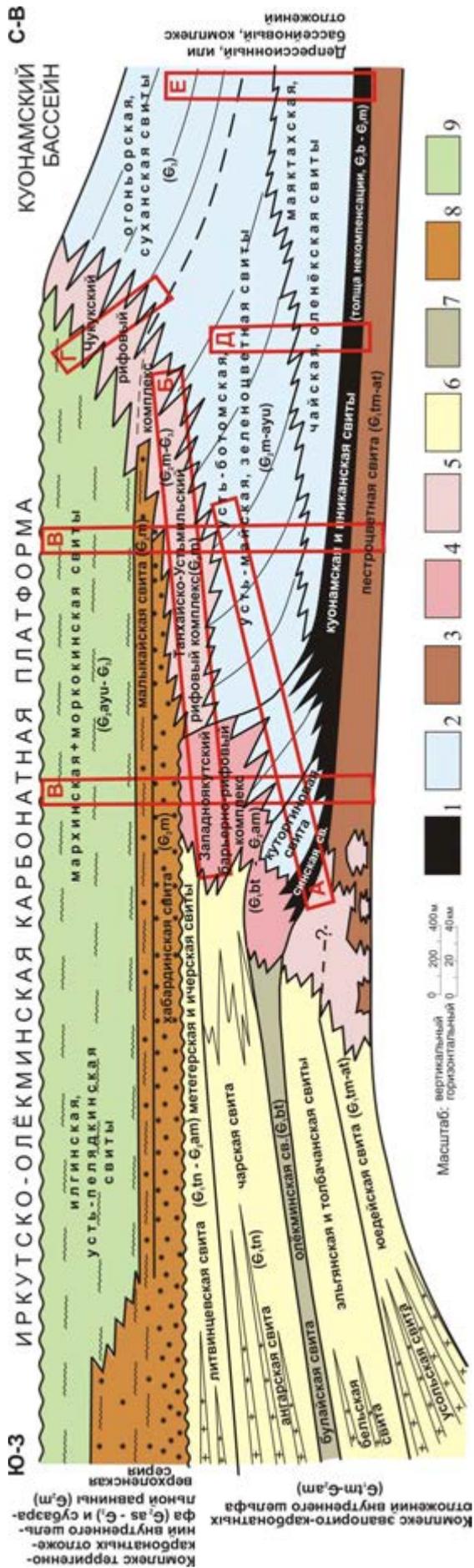


Рис. 1. Принципиальная модель (палеогеологический разрез) соотношения основных фациальных комплексов кембрия Сибирской платформы - внутришельфовых (соленосных), окраинно-шельфовых (рифовых) и бассейновых (открыто-морских) и составляющих их литостратонов Основные осадочные обстановки и формационно-фациальные комплексы:

1 - «голодный», или черносланцевый, бассейн; 2 - открытый флишевый бассейн с хорошей циркуляцией вод, временами с ограниченной циркуляцией, до «голодного» режима; 3 - открытый карбонатный шельф, или рамп; 4 - барьерно-рифтовая окраина шельфа и связанные с ней зарифовые отмели и предрифовые склоны; 5 - рифово-отмельный (небарьерный) пояс карбонатного рампа; 6 - внутренний, закрытый, шельф, или эвапоритовый бассейн; 7 - глубокая внутрিশельфовая лагуна с карбонатным осадконакоплением; 8 - субэвральная соляная равнина, или сабха, изредка заливаемая морем; 9 - приливно-отливная равнина или литоральный шельф.

Отражены: морфоструктура Иркутско-Олёкминской карбонатной платформы, с окаймляющими её органическими платформами, и сопряженного с ней Юдомо-Оленёкского палеобассейна; последовательное преобразование рампа в карбонатную платформу, а её - вновь в рамп; эволюция рифово-баровых отмелей образований в сложнопостроенную контрастную рифовую систему, которая затем латерально наращается интенсивно проградирующим рифово-баровым комплексом; последовательное формирование глубоководного Куонамского бассейна, с «голодным» режимом накопления, последующее заполнение его флишевыми отложениями и отщеснение карбонатным шельфом. а также положение некоторых пазрезов. составляющих складный пазрез. А - последнее течение

ещё одного региона, со специфичными органическими остатками и широким распространением светлоокрашенных зернистых и биогермных - водорослевых, археоциато-водорослевых – известняков. За этими регионами закрепились собственные названия (соответственно): Турухано-Иркутско-Олёкминский, Юдомо-Оленёкский и Анабаро-Синский [4, 5 и др.].

Последующие исследования [1-3 и др.] показали, что образования Анабаро-Синского фациального региона, пересекающие всю Сибирскую платформу от среднего течения р. Алдан через Лену и Вилюй в Туруханский район, представляют собой крупнейшую в Северной Азии и одну из древнейших на Земле барьерно-рифовую систему. Она оконтуривает гигантскую Иркутско-Олёкминскую карбонатную платформу, сопряжённую с Юдомо-Оленёкским бассейном («голодным» в ботомско-тойонско-амгинское и раннемайское время; см. рис. 1).

Выяснилось, что по мере формирования Юдомо-Оленёкского бассейна и его осадочного заполнения все формационно-фациальные комплексы и морфоструктурные элементы - шельф, склон карбонатной платформы, рифовый бордюр и др. - испытывали значительное (до 500 км) последовательное в целом однонаправленное смещение.

Эти особенности строения кембрийских отложений и специфичность комплексов органических остатков каждом из регионов побудили разработчиков новой стратиграфической схемы кембрия Сибирской платформы [3, 7] (рис. 2):

- ввести цветовую раскраску стратонев в соответствии с их фациальной принадлежностью и отказаться от группирования скважинных разрезов (имеющих большие стратиграфические объёмы) в фиксированные в пространстве на протяжении всего кембрия так называемые фациальные регионы или зоны, которые в прежних схемах обозначались обычно в «шапке» корреляционной части;

- отказаться от обязательного использования для всего разреза только одной шкалы и перейти на применение трёх параллельных стандартных

Отдел		Корреляция местных стратиграфических подразделений									
		Верхне-Мархинский район (VIII)									
		Скв. Унга-Хаксыкская 2980	Скв. Онхойдохская 2520, 2521, Накынская 2950	Скв. Танхайская 708, 95	Скв. 201, Орто-Силгирская 2621	Скв. Мархинская опорная (сводный разрез)	Скв. Онкучахская 2861	Скв. Бысытыхская 1201, 1991	Скв. 122, 316, Удачинские 2531, 125	№ на карте 71, 74, 75, 73, 77, 90, 87, 76, 88, 89, 83, 84, 85, 86	
Верхний кембрий	Батырбайский	Ip	Одлоддинская свита, инт. 583-776 м	Одлоддинская свита, инт. 583-776 м	Скв. Танхайская 708, Одлоддинская свита, инт. 35-340 м						
	Акадский	Do-Ka	Онхойдохская свита, инт. 776-883 м	Онхойдохская свита, инт. 776-883 м	Онхойдохская свита, инт. 340-425 м	Скв. 201	Скв. 2р, 3к				
Средний кембрий	Сакский	A-Y		Скв. Онхойдохская 2520						Скв. 1991	Скв. 316
	Аюсок-железный	Karaspis									
Нижний кембрий	Майский	Mar	Малькайская свита, инт. 1431-1544 м	Малькайская свита, инт. 528-640 м	Малькайская свита, инт. 1038-1146 м	Малькайская и хабардинская свиты нерасчлененные, инт. 350-473 м	Малькайская свита, инт. 273-376 м	Малькайская свита, инт. 274-372 м	Чукукская свита, инт. 625-830 м		
	Амгинский	Pr-D	Хабардинская свита, инт. 1544-1704 м	Хабардинская свита, инт. 640-772 м	Хабардинская свита, инт. 1146-1422 м, интрузия 164 м	Хабардинская и чукукская свиты нерасчлененные, инт. 542-682 м	Чукукская свита, инт. 473-555 м	Хабардинская и чукукская свиты нерасчлененные, инт. 372-492 м			
Верхний кембрий	Тойонский	Na	Метегерская и ичерская свиты нерасчлененные, инт. 1704-1958 м	Метегерская свита, инт. 772-980 м	Метегерская свита, инт. 772-980 м		Скв. 1р				
	Богомский	Ba-Ja	Ичерская и чарская свиты нерасчлененные, инт. 1704-1958 м	Ичерская и чарская свиты нерасчлененные, инт. 980-1295 м	Ичерская и чарская свиты нерасчлененные, инт. 980-1295 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м
Нижний кембрий	Атлабаский	Bu	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м	Чарская свита, инт. 1958-2393 м, интрузия 119 м
	Томмотский	El	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м	Олекминская свита, инт. 2393-2494 м
Верхний кембрий	Томмотский	reg	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м	Толбачанская свита, инт. 2494-2856 м, интрузия 50 м
	Венд	ant	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м
Нижний кембрий	Томмотский	sun	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м	Сыгдахская свита, инт. 2856-2912 м
	Венд	tris	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м	Сыгдахская свита, инт. 2912-3239 м
Верхний кембрий	Томмотский	len	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м
	Венд	tris	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м
Верхний кембрий	Томмотский	sun	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м
	Венд	tris	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м	Удачинская свита, инт. 1295-1676 м

Рис. 2. Фрагмент корреляционной части региональной стратиграфической схемы кембрия Сибирской платформы

биостратиграфических шкал (соответственно для отложений внутреннего шельфа, внешнего шельфа и бассейна);

- ввести, в качестве обязательных приложений к схеме, фациально-седиментационной модели кембрия Сибирской платформы, иллюстрирующей логику пространственно-временных соотношений разнофациальных отложений и отдельных стратонов и серии фациально-палеогеографических схематических карт, выполняющих функцию схем районирования.

#### Литература

1. Асташкин В.А., Варламов А.И., Григорьева Н.В. и др. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия / Розанов А.Ю., Соколов Б.С. (ред.). М.: Наука. 1984. 184 с.
2. Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / Труды СНИИГГиМС. М.: Недра. 1984. 181 с.
3. Пегель Т.В., Сухов С.С., Шабанов Ю.Я. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео» (в печати).
4. Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. / Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 215. Л.: Недра. 1975. 195 с.
5. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
6. Стратиграфический кодекс России. Изд-е 3-е. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
7. Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Региональная стратиграфическая схема кембрия Сибирской платформы нового поколения: какой ей быть? // Стратиграфия и её роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. - С. 266-282.
8. Халфин Л.Л. Теоретические основы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980, 200 с.

# ХАРАКТЕРИСТИКА БИТУМОВ ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ПОРОД ПАЛЕОБАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

**Е.Д. Сынгаевский**

*Российский Государственный геологоразведочный Университет имени Серго  
Орджоникидзе, Москва.*

Венд-рифейские (верхнепротерозойские) отложения представляют собой переслаивание терригенно-карбонатных, слюдистых кварц-карбонатных, кремнисто-углеродистых сланцев, биогермных карбонатно-известковых пород и доломитов. Терригенно-карбонатные и сланцевые толщи около 900 м слагают чехол Сибирской платформы, выполняют более 2400 м складчатые структуры и блоки обрамления (Енисейский кряж, Бодайбинское, Байкало-Патомское нагорье). Вмещающие породы содержат минерализацию золота, свинца, цинка (Советское, Горевское, Холодненское месторождения) и промышленную нефтеносность (Юрубчено-Тохомская, Байкитская, Куюмбинская зоны).

Платформенный чехол слагают преимущественно доломиты с редкими прослоями или пачками сланцев, алевролитов и аргиллитов, характеристика которых изучалась в интервале 2236-2505 м скважин 208, 217 Куюмбинской зоны. Содержание органического вещества различается в породах (ОВ 0,3-8%): рассеянная (РОВ), переотложенная (КОВ) формы и зонах разломов до 10,4%.

Доломиты имеют мелко и среднезернистую (0,015-0,18 мм), комковатую структуру, иногда выделяются тонкозернистые разности; трещиноватые, содержащие бурые и красно-бурые овоиды. Скопления кальцита в виде неправильной формы зерен линзочек и пятен составляют 5-8%. Нерастворимый остаток содержится в количестве 5-33%, представлен песчано-глинистым материалом полевошпатово-кварцевого состава, в прослоях переходит в алевролиты с регенерационным, базальным и поровым цементом.

Обломочный материал плохо сортирован, угловато-окатанные формы зерен размерностью 0,05-1,2 мм (преобладает 0,1-0,25 мм в песчаниках, около 0,1 в алевролитах). Среди минералов диагностируются: кварц, пелитизированные ортоклазы, кислые плагиоклазы, ангидрит, целестин, редкие пластинки бурой слюды и пирит. Кварц и полевые шпаты образуют каемки регенерации вокруг обломков и составляют 2-3%. Ангидрит развивается метасоматически по доломиту, заполняет или запечатывает поры, слагает

пойкилитовый цемент. Пирит слагает округлые глобулы, зерна, кристаллики 0,005-0,02 мм. Постседиментационные изменения (перекристаллизация, окремнение, растрескивание) формируют неравномерно вторичную пористость (0,6-8%), образуют кавернозно-трещинные типы коллекторов. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов варьирует по разрезам (кальцит  $\delta^{13}\text{C} = -0,7 \div +4,1$  и  $\delta^{18}\text{O} = +21,5 \div +25,1$ ; доломит  $\delta^{13}\text{C} = -1,2 \div +4,5$  и  $\delta^{18}\text{O} = +20,3 \div +24,8\text{‰}$ ), используется для корреляции и палеогеографических построений [3].

ИК-спектры поглощения битумоидов из нефтеносных и рудоносных пород сходны по набору характеристичных и основных полос, по их интенсивности и разнообразию соединений. Интерпретация спектров характеризует:  $\text{CH}_2$  – группы; полициклические и ароматические связи (пик  $1600\text{см}^{-1}$ ); соединения кислорода  $\text{C-O}$ – ( $1270\text{-}1290$  и  $1700\text{-}1730\text{ см}^{-1}$ ) и серы  $\text{S-O}$  ( $1070\text{-}1130\text{ см}^{-1}$ ). ИК спектры битумоидов Олимпиадинского месторождения и Куюмбинской зоны расшифровывают как миграционно активные группы альдегидов, кетонов и ароматических эфиров. Различия спектров битумоидов объясняются глубокой перегруппировкой ароматических дизамещенных структур в результате глубокого катагенеза ( $\text{MK}_5$ ) и жесткой термической истории. Генетическое единство изученных битумоидов подтверждается сходным структурно-групповым составом, близкими вариациями величин  $\delta^{13}\text{C}$  насыщенных и ароматических фракций, сходными трендами изменения  $\text{OB}$ . Полученные данные указывают на жесткие термобарические условия деструкции бактериально-альгагемных типов  $\text{OB}$  вмещающих толщ, вовлеченных в нефтеобразование.

Распределение изотопного состава углерода  $\text{OB}$ , керогена и его битумоидов (хлороформенный – ХБА, полиароматический – ПАУ, смолы) отражает перераспределение и деструкцию вещества. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезах пород варьируют: 1) Енисейский кряж: кероген  $-18,5 \div -23,4$ ; ХБА  $-28,3 \div -32,8$ ; ПАУ  $-29,7 \div -33,3$ ; смолы  $-27,4 \div -32,9\text{‰}$ ; 2) Прибайкалье: кероген  $-16,5 \div -21,1$ ; ХБА  $-20 \div -27,9\text{‰}$ ; 3) Куюмбинская зона: кероген  $-21,7 \div -28,5$ ; ХБА  $-31,9 \div -33,7\text{‰}$ . По геохимическим признакам ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\text{M+N/A}$ )  $\text{OB}$  и нефти вмещающих отложений разделяются на два типа: 1-й кероген  $-27,1 \div -33,0$ ; МН  $-33,2 \div -33,7$ ; смолы  $-32,0 \div -34,9\text{‰}$ ; 2-й МН  $-33,2 \div -36,1$ ; смолы  $-32,6 \div -36,5\text{‰}$  [1, 2]. Сходные признаки глубокого катагенеза отличают рудоносные формации, нефтеносные палеобассейны верхнего протерозоя: толщи Валкири (Австралия), свиты Тенгин, Сино-Корейской платформы (Китай) [4-6].

Изотопный и углеводородный состав битумоидов указывает, что трансформация ОВ рифейских пород дает широкий спектр органических структур -компонентов нефти (н-алканы, изопреноиды, смолы). Они подвергаются глубокой деструкции, битуминизации, образуют ряд битум–графит, но сохраняются скорее как исключение.

Изотопно-геохимические реконструкции палеобассейнов Восточной Сибири предполагают наличие континента (Тунгусская суша, Алданский щит), который ограничивает шельфовые бассейны пассивной окраины и спокойные приливные зоны шельфа. Указанные бассейны с глубинами до 150-200м занимают громадную территорию между Енисейским кряжем и складчатым Прибайкальем, южнее располагаются более глубокие зоны шельфа. Преобладающим является ОВ бактериально-водорослевого типа, богатое липидами, жирными кислотами. которое образует постройки и пластичные органоминеральные комплексы. Следовательно, исходное ОВ пород на всех стадиях (диагенез, катагенез) образует устойчивые однородные литофации, обогащенные изотопно легкими компонентами ( $^{12}\text{C} \approx -30\text{‰}$ ), склонными к высокой концентрации, к глубоким изменениям при термальном и динамическом воздействии. Подобные вещества венд-рифейских толщ (кероген, УВ, битумы) отражают единые процессы деструкции ОВ, при рудообразовании и ответственные за образование нефти.

#### Литература

1. *Конторович А.Э., Изосимова А.И., Ханерова Е.М, Тимошина И.Д.* Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтенакпления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996, том 37. № 8. С. 115-120.
2. *Конторович А.Э., Маленевская В.И., Тимошина И.Д., Махнеев Е.А.* Семейство верхнедокембрийских нефтей Сибирской платформы. //ДАН; 2000, том 370, № 1. С. 92-95.
3. *Покровский Б.Г.* Следы миграции рассолов и углеводородов в изотопном составе С, О и S коллекторов Талаканского нефте-газового месторождения юго-запада Якутии //Литология и полезные ископаемые. 2009, № 5, С. 505-530.
4. *Chung H.M., Claypool G.E., Rooney M.A., and Squires R.M.* Source characteristics oil as indicated by carbon isotopic ratios of volatile hydrocarbons.// Bulletin AAPG. 1994. Vol. 78, N3. P. 396-408.
5. *Xu Yongcheng and Shen Ping.* A study of natural gas origins in China. alteration.// Bulltin AAPG. 1996. vol. 4-12. P. 1604-1625.
6. Australian Journal of Earth Science//. Geology and date availability Brocose Basin, Western Australia. 2001. 48. P. 2-86.

## ПРИЗНАКИ УГЛЕФИКАЦИИ, СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ ГЛУБОКОСОРБИРОВАННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В УГЛЯХ

Е.Д. Сынгаевский, В.С. Лебедев

*Российский Государственный геологоразведочный Университет имени Серго  
Орджоникидзе, Москва*

В работе приведены результаты исследования глубокосорбированных углеводородов (ГСУВ), выделяемых из различных марок гумусовых углей методом термической дегазации в атмосфере инертного газа при температуре 200<sup>0</sup>С. Полученные из углей углеводороды (УВ) представляют собой часть летучих веществ угля, выделяемых при невысоких температурах.

Предполагается, что метан CH<sub>4</sub> находится в угле в свободном, адсорбированном, абсорбированном, хемсорбированном виде и в виде твердого раствора. Все виды CH<sub>4</sub> находятся в динамическом равновесии. При вскрытии угольных пластов и снижении давления, а также при дроблении угля, равновесие нарушается и происходит последовательное выделение УВ из углей в соответствии с их сорбционными свойствами. Метан, как наиболее подвижный компонент, опережает более тяжелые УВ, что приводит к обогащению углей тяжелыми углеводородами.

Проведенные исследования показали, что ГСУВ существенно обогащены тяжелыми УВ, установлено присутствие УВ от C<sub>1</sub> до C<sub>7</sub> (и более тяжелых УВ). Содержание ГСУВ варьирует в широких пределах: 10-12 см<sup>3</sup>/кг в лигните и буром угле; 5-8 в углях марок Ж и КЖ; самое низкое содержание в антраците (1 см<sup>3</sup>/кг).

Отношение CH<sub>4</sub>/сумма C<sub>2</sub>-C<sub>4</sub> составляет: в буром угле 1, в угле марки Ж - 0,34, в угле марки Т - 0,73, из антрацита выделяется один метан. Закономерно изменяется в ГСУВ отношение C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>+C<sub>3</sub>H<sub>8</sub>/C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>+C<sub>3</sub>H<sub>6</sub> : равное около 1 в лигните и углях марок Б, Д и Т, достигает 10-12 в углях марок Ж и КЖ.

Изменения состава летучих компонентов отвечают закономерным процессам углефикации: трансформация химических и физических свойств угля и параметров вмещающих толщ. Выявленные параметры становятся основанием для моделирования процессов. При прочих равных условиях

отмечается, что тяжелые УВ представляют более высокую степень пожароопасности по сравнению с  $\text{CH}_4$  в процессе добычи угля [2]. Трансформация свойств угля характеризуется следующими параметрами: отражательная способность витринита ( $R_a$ ); результаты рентгенофазового анализа ( $L_c$ ,  $d_{002}$ ) и микротвердости [1]; рентгеновские фотоэлектронные спектры (РФЭС) [3, 4]; битуминозность.

Отражательная способность группы витринита исследованных веществ составляет  $R_a = 1,9 - 5,5$  (при 535 нм), а микротвердость по Виккерсу достигает 5,23 (для диагонали 20 мкм). Они коррелируются с элементным составом и атомными отношениями (Н/С, О/С). Углефикация растительных остатков при катагенезе выражается сохранностью аморфных веществ, выделением графитоподобных фаз и частичным замещением тонким кремнеземом до выделения твердых углеродистых остатков и кристаллического кварца. Эти параметры определяют различную степень сохранности исходного растительного материала, что позволяет выделить несколько фаз: слабо упорядоченную, смешанную, промежуточную, графитовую.

На дифрактограммах различают следующие фазы: образцы углей (лигнит, бурый) низкой степени преобразования характеризуются двойным максимумом  $d_{002} = 5,6$  и  $4\text{Å}$ , наличием широкого гало с  $d_{002} \approx 3\text{Å}$  -промежуточной фазы; угли марки Т и А выделяют максимумы разной степени кристалличности ( $d_{002} > 4$ ;  $3,9 \div 3,4\text{Å}$ ), содержат отчетливую графитоподобную ( $d_{002} = 3,7 \div 3,35\text{Å}$ ) и графитовую ( $d_{002} \leq 3,37\text{Å}$ ) фазы, содержание которых увеличивается.

Данные РФЭС указывают на вариации состава ОВ по содержанию О, N и Si ( $\text{C/O} = 3,3 - 18,6$ ;  $\text{N/C} = 0,1 - 0,02$ ). Азот обнаружен во многих образцах угля ( $> 40\%$ ) и характеризует незначительную степень окисления. Между атомными концентрациями элементов и кислородом в пределах чувствительности метода ( $\approx 1\%$  мас.) имеются коэффициенты корреляции для пары элементов Si–О положительный и С–О отрицательный, что обусловлено вкладом кремнево-силикатной фазы. При начальном изучении угля без его дезинтеграции соотношение Si/C дает представление о его зольности.

Спектры углерода (C1s) характеризуются полушириной пика, измеренного на его полувысоте и равной от 3,5 до 5,1эВ, слагаются двумя и более фазами, осложняются специфичной левосторонней асимметрией за счет присутствия в образцах химически связанных элементов. Образцы углей обладают сходными вариациями величин  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-28,7$  до  $-25,5\%$  различных фаз (битумоиды, группы ХБА, смолы и общий углерод).

Катагенетические преобразования углей изменяют структуру и свойства веществ (сорбционная емкость, размер поверхности, восстановительный потенциал, количество активных центров, уплотнение структур, каталитические процессы между пачками и др.). Рыхлые, упорядоченные, сорбированные, конденсированные слои преобразуются в мостиковые связи, объемные молекулы до формирования кристаллической фазы. Внутри многофазовой системы (сорбированные компоненты, растворы, твердые фазы) происходит чередование «рыхлых» и упорядоченных слоев, появляются объемные молекулы, уплотняются пачки. Значит в целом изменяется размер поверхности и количество активных центров, соотношение компонентов, поровое пространство насыщается продуктами реакции (газы, битумоиды, элементы-примеси и др.) и летучими компонентами.

#### Литература

1. *Королев Ю.М.* Закономерность рентгенографических фазовых преобразований органических веществ в природных условиях // ДАН, 2002, том 382, № 2, С. 221-224.
2. *Лебедев В.С., Иванов Д.В., Скопинцева О.В., Савельев Д.И.* Оценка роли глубокосорбированных углеводородов угольных пластов в возникновении пожароопасных ситуаций в шахтах. // Разведка и охрана недр. 2010. № 2. С. 80-92.
3. *Сынгаевский Е.Д., Щегольков Ю.В., Витоженц Г.Ч., Хачатрян Г.К., Петрова С.Н.* Изотопно-геохимические признаки трансформации углей и битумов при формировании различных типов рудной минерализации. // Литология и полезные ископаемые. 2007. №5. С. 468-485.
4. *Шумилова Т.Г.* Алмаз, графит, фуллерен и другие модификации углерода. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 88 с.

# ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ КОМПЛЕКСНЫХ РОССЫПЕЙ НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)

**Б.В. Талпа, Н.И. Бойко**

*ЮФУ, Ростов-на-Дону, talpabv@gmail.com*

Объектом исследования послужило озеро Соленое и прилегающая к нему территория, расположенные на юго-западе Таманского полуострова. Озеро находится в 50-250 м от берега Черного моря. Такие колебания удаленности от моря обусловлены сезонными явлениями. Ложе его вытянуто с юго-востока на северо-запад, а само озеро имеет изменчивые контуры, которые зависят от времени года. С северной, восточной и западной сторон берега озера довольно крутые и возвышаются над водой на высоту от 2 до 5 м, с южной стороны озеро ограничено песчаной косой (баром) высотой 0,8-3,0 м и протяженностью 3 км.

Образование озера обусловлено геологическим и геоморфологическим строением Таманского полуострова. Здесь наиболее отчетливо выражена связь тектоники и рельефа и наблюдается система брахиантиклинальных складок, которые разделены обширными мульдами. Пониженные участки мульд часто заняты лиманами, полностью изолированными от моря пересыпями (барами) или соединены с ними узкими и мелкими протоками. Вдоль берегов образуются мелкие соляные озера, одним из которых и является озеро Соленое. Западнее озера Соленого до мыса Железный Рог берег Черного моря представляет собой непрерывный выход обнажений отложений неогенового возраста, подвергающихся абразии. От западной части Соленого озера формируется аккумулятивный берег протяженностью 50 км до г. Анапы. Неогеновые отложения представлены разнообразными осадочными породами: пески, глины, кремнистые и железистые породы. В результате размыва этих пород образуется обломочная составляющая современных отложений. К отдельным выходам приручены древние россыпи, которые поставляют тяжелые минералы для современных формирований [1]. Волноприбойная деятельность Черного моря (особенно в зимний период) сортирует материал и формирует

комплексные россыпи. Пересыпь (бар) между зеркалом водной поверхности Черного моря и оз. Соленого состоит из трех фациальных типов отложений: береговых (пляжевых) морских (по направлению от моря к озеру), эоловых (дюны) и лимнических (пляжевых и донных мелководных). Стройная система строения бара на двух участках нарушается промоинами среди гряды дюн, по которым в период мощных штормов происходит заполнение озера морской водой. При этом в зону лимнических отложений попадает обломочный материал песчаной фракции, в котором значительную роль играют тяжелые минералы. Эти залежи образуют формирования аналогичные «конусам выноса» протяженностью вглубь озера до 150-200 м и симметрично в восточном и западном направлении от промоин до 100-150 м в каждую сторону. Эти образования в осенне-зимний период перебиваются частично в результате гидродинамической деятельности озера Соленого и обогащают тяжелыми минералами его донные песчано-глинистые образования.

Морские (пляжевые) комплексные россыпи детально изучены Н.И. Бойко [1] и И.А. Холодной [2-4]. Ширина пляжевой россыпи колеблется от 10 до 25 м., протяженность 3 км. Продуктивная толща представлена песками мелко-среднезернистыми и алевритами крупнозернистыми. Содержание тяжелых минералов колеблется от 5-10 до 50-70 %, достигая в отдельных прослоях 98,6 %. Выход тяжелой фракции 51,7-93,99 %, представлена она магнетитом, оолитами железистых минералов, ильменитом, рутилом, сфеном, титаномагнетитом, цирконом, гранатом, монацитом, ставролитом, пироксенами, амфиболами, оливином, дистеном и апатитом. Преимущество имеют следующие минералы (по степени убывания): гранаты розовые и светло-розовые, ильменит с титаномагнетитом, пироксены с амфиболом и эпидотом, оолиты окислов и гидроокислов железа. Остальные минералы находятся в равных соотношениях.

Эоловые (дюновые) образования протягиваются с юго-востока на северо-восток. Протяженность их 3 км, ширина 50-75 м, высота 2-3 м. Представлены они смесью битой и целой крепкой ракушки, песка кварцевого, гравия

известково-песчаного, а также хорошо окатанной и плоской гальки. Песок, гравий и галька перемешаны с ракушкой, реже они выделяются в виде линз и прослоев. Описываемая толща состоит из 75- 80 % детрита ракушки, 10- 20 % песка кварцевого и 10-15 % гравия и гальки из песчаников и известняков. Гранулометрический состав песчано-ракушечных образований по фракциям (в %): более 40 мм – 1,5; 40-20 мм – 3,7; 20-10 мм – 8,5; 10-5мм – 10,8; 5-3 мм – 12,9; 3-1 мм – 27,4; 1-0,5 мм – 8,7; 0,5-0,25 мм – 12,8; 0,25-0,1 мм – 11,0; менее 0,1 мм – 2,6.

В результате эоловой деятельности в описываемых образованиях формируются обломочные породы, слагаемые преимущественно легкими минералами (кальцит, кварц и др.).

В отложениях, охарактеризованных выше «конусов выноса», сформировавшихся в результате наиболее мощной в районе волновой деятельности моря (шторма более 5 баллов), происходит перегруппировка тяжелых минералов, и комплексные россыпи приобретают новый характер. Среди тяжелых минералов в этих комплексных россыпях преобладают ильменит, магнетит, циркон, рутил и монацит – основные и наиболее важные промышленные минералы.

В лимнических (пляжевых и донных мелководных) образования прослеживаются терригенные и биогенно-хемогенные осадки. Ложем, подстилающим биогенно-хемогенные осадки, являются терригенные отложения, которые представлены песчано-алевритовым материалом. В литологическом отношении эти осадки отражают минеральный состав пород бассейна водосбора. Песчаная и алевритовая фракции (10-14 %) состоят из хорошо окатанного кварца, детрита ракушки кальцитового состава, граната и сфена. В качестве аутигенных минералов в песчаной и алевритовой фракции повсеместно присутствует глобулярный пирит (2-3 %).

Озерные илы представляют собой пластичные, жирные на ощупь, с маслянистым блеском, засоленные образования черного цвета с характерным запахом сероводорода. Цвет черных илов является результатом включения

органических веществ и глобулей пирита. Черные илы образуются в условиях слабой циркуляции в них воздуха и быстрого накопления органического материала, которое превышает биомассу жизнедеятельности микроорганизмов. Мощность органоминеральных илов увеличивается с юго-востока на северо-запад от 5-10 см до 70-120 см. Средняя мощность составляет 70 см.

Озерный галит кристаллизуется из рапы в кубической сингонии в форме кубов и имеет различные размеры от долей миллиметра до нескольких сантиметров, мощность отложений составляет от 10-15 мм до 50-60 см. Максимальная мощность отмечена в северо-западной части озера. В структуре галитовых образований наблюдается чередование слоев крупно- и мелкокристаллического галита, напоминающее слоистость.

На исследованной территории происходит ежегодное накопление всех охарактеризованных в работе осадков. Наши исследования современных геологических процессов в районе озера Соленое Таманского полуострова вносят определенный вклад в исследование процессов осадконакопления, так как это озеро и прилегающая территория представляет собой естественную геологическую, экологическую и эволюционную лабораторию.

#### Литература

1. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 22-27.
2. *Холодная И.А.* Состав, строение и условия образования современных пляжевых россыпей Таманского полуострова // Осадочные породы, полезные ископаемые и почвы, процессы гипергенеза: Тр. Всерос. Конф. (Ростов-на-Дону, 27-29 июня 2007 г.). Ростов н/Д: Изд-во СКНЦ ВШ, 2007. С. 84-88.
3. *Холодная И.А.* Древние и современные россыпи Таманского полуострова // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые: Материалы Всероссийской научной конференции (г. Ростов-на-Дону, 14-18 марта 2011 г.). Ростов н/Д: Изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ, 2011. С. 61-66.
4. *Холодная И.А., Хардигов А.Э.* Состав и происхождение пляжевых россыпей Таманского полуострова // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Червинского: Межвуз. сб. стат. Пермский ун-т. Вып. 12. Пермь: Пермский ун-т, 2009. С. 250-257.

# ТЕМПЕСТИТОВЫЕ ПРОСЛОИ В ИЛЬМЕНСКИХ ГЛИНАХ ГЛАВНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ

А.Б. Тарасенко

СПГГУ, Санкт-Петербург, etele1@ya.ru

Ильменские слои франского яруса широко распространены на территории Главного девонского поля (ГДП). Их стратотипический разрез расположен в абразионном уступе (глинте) на южном берегу оз. Ильмень (восточная часть ГДП, Новгородская обл.) (рис. 1). Мощность ильменских слоев составляет 15 м, на глинте обнажаются верхние 6-10 м. Ильменские слои в нижней части представлены глинами с тонкими прослоями органогенно-обломочных известняков и алевроитов, в верхней - песчаниками.

Наличие тонких (2-10 см) известняковых слойков в нижней части глинистой пачки неоднократно отмечалось при выполнении геолого-съемочных работ на территории ГДП [1, 2]. Их образование связывали с кратковременными трансгрессиями морского бассейна [2]. Предположения о штормовой природе таких прослоев высказывались профессорами СПГГУ Е. Д. Михайловой и Р. А. Щеколдиным.

Известняковые слойки имеют толщину от 2 до 5 см (реже 10-15 см), залегают друг над другом через 0,4-0,7 м и имеют выдержанное простирание, прослеживаясь по глинту на расстоянии 10 км (рис. 2 д). На поверхность выходят 3-4 прослоя. По данным бурения в южном направлении их количество увеличивается до 15.



Рис. 1. Схема расположения обнажений на Ильменском глинте в районе южного Пришьмения

Ильменские глины, к которым приурочены описываемые известняки, имеют голубовато-серую окраску нередко с вишнево-бурыми пятнами, вызванными ожелезнением. Глины пластичные, тонкодисперсные, с хорошо проявленной субгоризонтальной слойчатостью, намечаемой плитчатым расколом породы. По данным В.Р. Вербицкого, глина по составу гидрослюдистая (иллит, хлорит, каолинит, гидромусковит, следы монтмориллонита) [1].

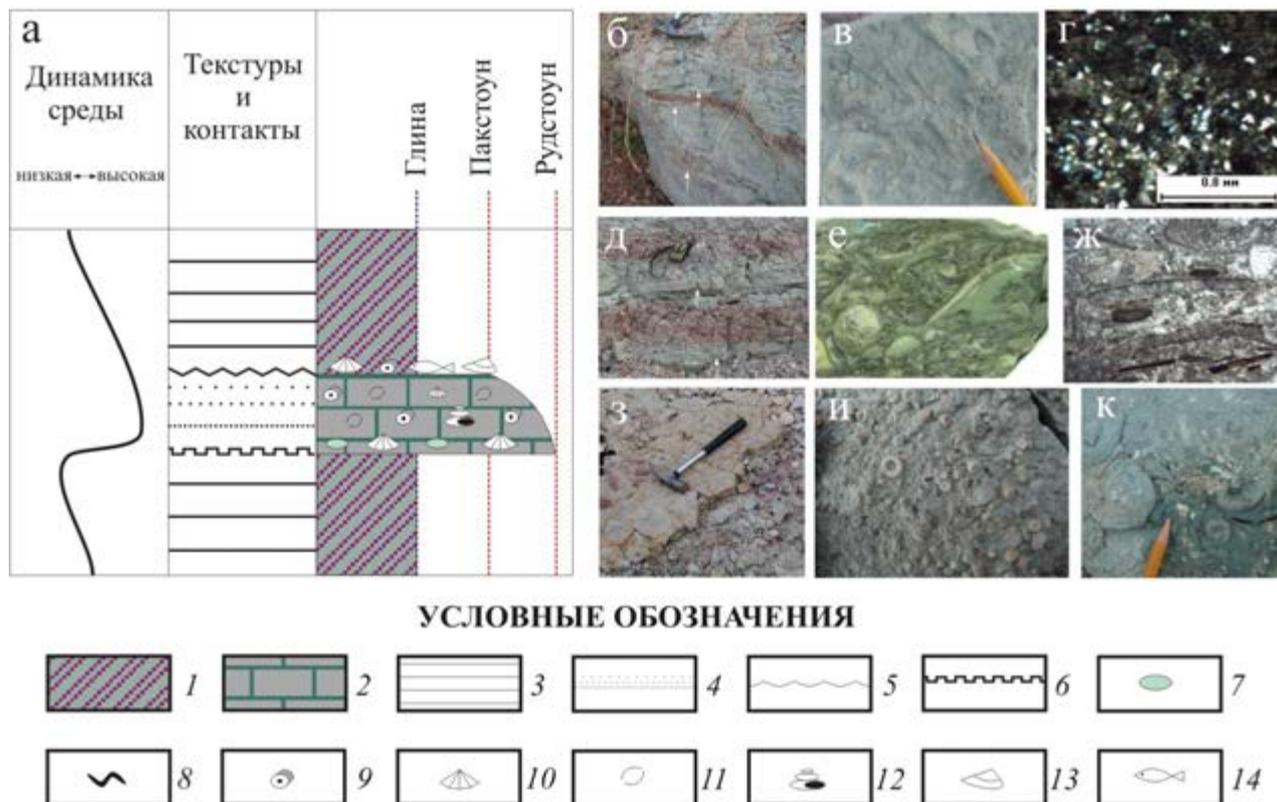


Рис. 2. а – особенности строения темпеститовых прослоев; песчано-алевритовые прослои: б – в глинах в обнажении на ильменском глинте; в – слепки следов илоедов в подошве слойков; г – градационная сортировка материала; известняковые прослои: д – в глинах в обнажении на ильменском глинте; е – сгруженные фрагменты раковин и глинистые интракласты; ж – черепитчато уложенные створки раковин брахиопод; з – и – кровля слойков; к – подошва слойков

Условные обозначения: породы: 1 – глины, 2 – известняки; текстуры: 3 – горизонтальная слойчатость, 4 – градационная; межслойные поверхности: 5 – знаки ряби, 6 – эрозионная поверхность; 7 – интракласты; 8 – ходы илоедов; органические остатки: 9 – криноидеи, 10 – брахиоподы, 11 – остракоды, 12 – гастроподы, 13 – двустворки, 14 – рыбы

Известняковые слойки, имеющие резкие контакты с глинами (рис. 2 к), представлены зеленовато-серыми биокластическими грейнстоунами-рудстоунами, содержащими многочисленные остатки фауны: створки остракод,

брахиопод, членики криноидей, рыбный детрит, пеллеты. Фауна обычно уложена черепитчато, реже имеет вертикальную ориентировку. Присутствуют зеленовато-серые глинистые интракласты, нередко крупные створки раковин брахиопод заилены с вогнутой стороны (рис. 2 е). Пустоты внутри органических остатков и поры часто заполнены спаритом кальцита; экстракласты представлены зернами кварца алевритовой размерности, их содержание около 1% (рис. 2 ж). В верхней части известняки могут быть обогащены терригенной алевритовой примесью, имеющей градационную сортировку. Кровля слоев имеет слабовыраженные раздувы и пережимы, знаки ряби. На ней обычно присутствуют разрозненные створки брахиопод, двустворок, членики криноидей, фрагменты панцирей и зубов рыб; наблюдаются остатки трохилисок (рис. 2 з-и).

По латерали к югу и юго-востоку от глинта крупнозернистые известняки замещаются алевролитами (рис. 2 б), сложенными угловатыми зернами кварца с примесью чешуек мусковита, рудных минералов и рыбного детрита, сцементированных кальцитом (рис. 2 г). Алевролиты имеют градационную сортировку или тонкую ламинационную слойчатость. К их нижнему контакту с глинами приурочены интенсивно доломитизированные извилистые слепки следов жизнедеятельности организмов (рис. 2 в).

Вероятно, глины накапливались в условиях спокойного гидродинамического режима на относительном удалении от берега, за счет медленного осаждения пелитовых частиц. Возникновение тонкой субгоризонтальной слойчатости связано с короткими приостановками осадконакопления. Во время сильных волнений, вызванных штормами, вовлекающими в процесс переотложения донные осадки, и приносящими обломочный материал с мелководья, формировались известняковые и песчано-алевритовые темпестовые слойки (рис. 2 а).

Согласно модели Р.Д. Крейзы и Р.К. Бамбаха [3], в начале шторма за счет увеличения энергии волн происходит взмучивание и размыв донных осадков, возникают эрозионные поверхности, на которых сгруживается

крупнозернистый материал – раковины, глинистые интракласты, а песчано-алевритовый материал переходит во взвешенное состояние. По мере снижения шторма песок и алеврит осаждаются, формируя волновые и слабовыраженные градационные текстуры. В отличие от турбидитов, для темпеститов характерна отчетливая верхняя поверхность и наличие знаков ряби.

Градационная сортировка, черепитчатая или вертикальная ориентировка раковин, интракласты, образованные путем отрыва глинистых фрагментов от дна, – свидетельствуют о механическом переотложении и гидравлической сортировке материала. Наличие пор под выпуклыми раковинами, впоследствии заполненных кальцитом, может быть обусловлено быстрым осаждением частиц в промежутках между органическими остатками [3]. Градационная сортировка или тонкая ламинационная слойчатость, свидетельствуют о том, что песчано-алевритовый материал отлагался из взвеси во время затухания энергии волн. Причем алевритовые частицы могли переноситься на некоторое расстояние, в более глубоководные участки морского бассейна, в то время как крупные фрагменты переотлагались на месте – в зоне штормового воздействия, что объясняет замещение в южном и юго-восточном направлении известняков алевритами. После завершения шторма на твердом морском дне селились организмы (брахиоподы, двустворки).

Таким образом, темпеститовые прослои в ильменских глинах формировались в зоне периодического штормового воздействия. Мгновенность формирования темпеститов на большой площади позволяет использовать их в качестве изохронных уровней для корреляции удаленных разрезов.

#### Литература

1. *Вербицкий В.Р., Кямря В.В., Саванин В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Ильменская. Лист О-36-ХІV (Новгород). Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2000 г.
2. *Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000.* Серия Ильменская. Лист О-36-ХІV. Объяснительная записка. Александрова Т.В., Малаховский Д.Б., Зельдина Е.А. / ред. Кофман В.С., Архангельский Б.Н. М: Недра, 1966.
3. *Крейза Р.Д., Бамбах Р.К.* Роль штормовых процессов в образовании пластов ракушняка в палеозойских шельфовых обстановках // Циклическая и событийная седиментация: Пер. с англ./ Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. 504 с.

# **ВЛИЯНИЕ ПЕРМСКОЙ И РАННЕТРИАСОВОЙ АРИДИЗАЦИИ НА ИЗМЕНЕНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ**

**В.П. Твердохлебов**

*СГУ, Саратов, vtverdokhlebov@yandex.ru*

Конец перми и начало триаса для территории Пангеи характеризовались сменой длительного ледникового климата безледниковым, общей аридизацией мегаконтинента, значительными перестройками седиментационных обстановок и крупнейшим в истории Земли биотическим кризисом, приуроченным к рубежу перми и триаса.

Нами изучен характер изменения условий седиментогенеза в поздней перми и триасе на востоке Европейской России как части этого мегаконтинента. Проведен анализ генотипов континентальных отложений аридных и семиаридных зон и их классификация [2, 4, 6], определены генотипы, характерные или доминирующие в аридных зонах, а для генотипов, общих с гумидными, определены специфические черты, связанные с аридностью климата.

Весьма чутко на аридизацию климата реагируют почвенные образования. В целом, палеопочвы поздней перми востока Восточно-Европейской платформы сходны с современными почвами, характерными для областей с семиаридным или среднеземноморским климатом с отчетливой сезонностью и количеством осадков около 400 мм. При этом наиболее интересно само наличие палеопочв и их распределение во времени (по разрезу). Каждый из почвенных горизонтов свидетельствует о достаточно длительном перерыве в седиментации, поскольку свежий слой осадка, экспонированный на дневной поверхности, трансформируется в почву на протяжении сотен и тысяч лет.

В течение биармийской и татарской эпох на всем востоке Восточно-Европейской платформы наблюдалось появление, а затем (в северодвинском и вятском веках) весьма частое развитие почвенных горизонтов, сопутствующие аридизации климата. В Южном Предуралье в вятском ярусе аридные почвы, в

том числе и каличе, составляют существенную часть разреза, венчая почти каждый элементарный циклит.

Из генетических типов флювиальной группы, характерными только для аридных и семиаридных зон, являются пролювий предгорных конусов выноса и равнинный пролювий.

Предгорный пролювий в молодых отложениях широко развит по окраинам предгорных и межгорных впадин. Из-за высокого положения по отношению к базису эрозии в древних формациях встречается крайне редко. Нами [1] впервые для России в Южном Предуралье был идентифицирован предгорный пролювий, слагающий многочисленные триасовые конусы выноса, заполняющие почти весь Предуральский прогиб от передовых складок почти до его западного борта. Характерной его чертой, свидетельствующей о высокой аридности климата, является отсутствие или весьма незначительное развитие фаций аридных болот, обычных для краевой зоны конуса при менее жесткой аридности. Также характерным только для аридных и семиаридных зон является пролювий аридных равнин и бессточных впадин (равнинный пролювий), впервые выделенный В.П.Твердохлебовым [2, 5, 6]. Он представляет собой отложения, образованные выносами временных потоков в бессточных впадинах, такырах, сорах и других эфемерных водоемах, созданных этими же потоками, а также постоянных рек – сухие дельты. Для них характерна резко выраженная сезонность или даже эпизодичность седиментации. Равнинный пролювий по площадному развитию на равных соперничает с эоловыми отложениями, их ближайшими соседями. Вследствие более низкого положения по отношению к базису эрозии в геологической летописи равнинный пролювий сохраняется намного более полно и в больших масштабах, чем эоловые отложения. Значительная часть разрезов северодвинского и вятского ярусов сложена именно им.

Аллювий среди континентальных образований большинства континентальных климатических зон является наиболее широко распространенным генетическим типом водного ряда. Отличительная черта аллювиальных систем аридных и семиаридных зон – сезонность или

эпизодичность их функционирования. Относительно постоянный водоток сохраняется у рек, питание которых обеспечивается из смежной гумидной зоны. Большая разрыхленность пород в результате интенсивного выветривания, скудость растительного покрова, ливневый, катастрофичный характер дождей обуславливают быстрое поступление водных масс, перегруженных обломочным материалом, в речную долину, что приближает динамику речного потока к селевой. Русловой аллювий характеризуется обилием крупных разноокатанных обломков пород элювиально-делювиального происхождения, в то время как основная масса крупных обломков гумидного аллювия является продуктом боковой эрозии и незначительна по объему.

Своеобразие динамики потока отражается в текстурах пород. В разрезе руслового аллювия часто встречаются косослоистые серии мощностью до 2 м и более, что в гумидных условиях характерно лишь для горных рек. Весьма характерны текстуры деформации типа «пльвуна», образующиеся при быстром спаде перегруженных кластическим материалом речных вод и при наплзании вниз по течению одной донной дюны на другую. Непременным членом руслового аллювия аридных и семиаридных зон являются прослои заиления, образующиеся на русловой отмели в заводях и затонах при частых и сильных колебаниях уровня при большой мутности потока. При этом образуются слои алевритово-глинистых или паттумных пород мощностью до 1 м, иногда более. При осушениях они быстро покрываются трещинами усыхания. Подобные образования часто ошибочно принимаются за пойменные.

Старичный аллювий также обладает специфическими чертами аридного седиментогенеза. В отличие от гумидных зон содержание органики в старицах сухостепных и полупустынных районов незначительное и меняется в зависимости от степени аридности, при большей аридности сохраняется первичная красноцветность пород, с ее уменьшением появляется пестрота окраски, а затем и серый цвет пород, часто содержащих обугленный детрит. Полной редукции железа, как правило, не наблюдается.

Пойменный аллювий в древних отложениях не сохраняется из-за самого высокого (по сравнению с другими членами аллювия) положения по

отношению к базису эрозии, встречается крайне редко в виде трудно диагностируемых фрагментов.

Отложения дельт внутриконтинентальных бассейнов в качестве генетического типа континентальных отложений выделен В.П. Твердохлебовым [1, 6]. Они подразделяются на четыре подтипа: 1) русел дельтовых рукавов; 2) дельтовой поймы; 3) фронта дельты; 4) продельты. Наиболее широко развиты и четко диагностируются отложения русла дельтовых рукавов и межлопастных частей дельты (дельтовой поймы). На русла дельтовых рукавов в аридных зонах падает большая и неравномерная нагрузка. В паводок при максимальном твердом стоке интенсивно формируются прирусловые валы, в результате чего русла оказываются значительно приподнятыми (до 20 м) над дельтовой поймой. Весьма характерны прорывы прирусловых валов и многократные врезания русел в дельтовую пойму. Наиболее грубый состав образований наблюдается при большей степени аридности и большей мелководности и эфемерности приемных бассейнов (например, в раннем триасе), когда начинают теряться различия между нормальными дельтовыми накоплениями и образованиями сухих дельт.

Отложения дельтовой поймы в жестко аридных условиях развиты весьма слабо, в семиаридных и близких к ним климатических обстановках они преобладают среди прочих дельтовых образований, что наблюдается повсеместно в отложениях северодвинского и вятского ярусов.

Отложения продельты и фронта дельты весьма редуцированы и диагностируются в виде фрагментов. В целом, в поздней перми дельтовые отложения развиты широко. В эту эпоху даже крупные озерные ванны выполнялись дельтовыми отложениями со всеми присущими им особенностями аридного седиментогенеза. Лавинный характер дельтового осадконакопления намного превышал темп собственно озерного.

Ископаемые осадки эолового ряда, наиболее характерные для аридных зон, на территории России впервые диагностированы нами в северодвинско-

вятских отложениях Московской синеклизы (бассейн р Вятка) и нижнем триасе бассейна р. Самара [1, 3].

В целом на протяжении биармийской и татарской эпох происходило постепенное (скачкообразное) нарастание аридности климата. Об этом свидетельствуют сокращение внутриконтинентальных бассейнов, унаследованных от раннеказанского моря, а так же заполнение крупных озерных ванн преимущественно дельтовыми отложениями. В последних увеличивается объем фаций русловых прорывов, что характерно для приподнятых обвалованных русел дельтовых рукавов в аридных зонах. Весьма наглядно о нарастании аридности свидетельствует распределение почвенных горизонтов.

Пик аридности приходится на рубеж перми и триаса, а материальное выражение он получил в отложениях начала триаса. Так в Южном Предуралье образовалась цепь предгорных конусов выноса, на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы огромные пространства были заняты эоловыми накоплениями вперемежку с равнинным пролювием (такырами, сорами, сухими дельтами). Сменившие их величайшие аллювиальные равнины характеризовались всеми чертами аридного седиментогенеза.

#### Литература

1. *Твердохлебов В.П.* О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени появления складко-и горообразовательных процессов на Южном Урале// Изв. АН СССР,сер.геолог.1971. № 4. С. 42-50.
2. *Твердохлебов В.П.* Генетические типы континентальных отложений аридных и семиаридных зон и тафономические особенности связанных с ними местонахождений остатков тетрапод. Теория и опыт тафономии. Саратов: СГУ. 1989. С. 66-73.
3. *Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н.* Эоловые образования татарского яруса в бассейне реки Вятка.// ДАН СССР. Т. 315. 1990. № 4. С. 934-936.
4. *Твердохлебов В.П.* Генетические и литогенетические типы континентальных отложений аридных и семиаридных зон. Проблемы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Саратов: СГУ. 1991. С. 192-225.
5. *Твердохлебов В.П.* Равнинный пролювий – генотип аридных и семиаридных зон // Изв.вузов. Геология и разведка. 2003. № 1. С. 22-24.
6. *Твердохлебов В.П.* Генетические типы континентальных отложений аридных и семиаридных зон, классификация. Атлас текстур. Саратов: Наука. 2011. 110 с.

## О МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ГЕНЕЗИСЕ ОБЛОМОЧНЫХ ФРАКЦИЙ ПЕСЧАНИКОВ ЧУКОТСКИХ МЕЗОЗОИД

**И.В. Тибилев**

*СПбГУ, Санкт-Петербург, itibilov@yandex.ru*

В настоящее время можно считать установленным, что минерально-петрографические признаки песчаных пород в генетическом плане оказались несостоятельными. Даже кварцевые пески, происхождение которых однозначно связывалось с платформенными условиями, были обнаружены в отложениях островных дуг. Диаграммы составов псаммитолитов разделили судьбу генетической диаграммы гранулометрического состава, окончательно подтверждая конвергентность основных признаков зернистых пород [9].

Опыт изучения терригенных и вулканогенно-терригенных осадочных пород в чукотских мезозоидах [6, 8] позволяет, как представляется, подойти к решению этой проблемы с требуемой радикальностью. Речь идет о выявлении аутигенно-метасоматического происхождения обломочного материала в песчаниках, то есть о том, что наблюдаемые в них кристаллокласты (кварц, полевые шпаты), равно как и литокласты разного состава, формировались как метасоматические образования. Процесс формирования подобных метасоматитов, имеющих облик кластогенно - седиментационных пород, было предложено именовать литоморфным метасоматозом [4, 5, 6, 8]. Метасоматическая природа «обломочного» материала в литоморфно-метасоматических песчаниках с достаточной наглядностью устанавливается под микроскопом в динамометаморфизованных разностях последних.

Обломковидного облика метакристаллы кварца и полевых шпатов и обломковидные метасоматические «литокласты» (кремни и кварциты, олигомиктовые алевролиты, андезиты, реже базальты и/или долериты), имеют с плоскостями расланцевания – милонитовыми микрошвами (милонитовыми «шнурками») - как нейтральные (преимущественно), так и секущие взаимоотношения, указывающие на эпигенетическую природу «обломочных» зерен по отношению к плоскостям расланцевания. В большинстве метаобломков кварца, секущих милонитовые «шнурки», не наблюдается ни следов наложенного катаклаза, ни реликтов милонитового вещества. В отдельных метаобломках плоскости расланцевания прослеживаются в виде тонких цепочек микрокристаллов слюды, замещающих реликты милонитового материала. Метаобломки полевых шпатов (преимущественно плагиоклаз)

имеют более показательные взаимоотношения с плоскостями расщепления. В плагиоклазах, замещающих милонитовые «шнурки», последние нередко выражены либо «тенями» не полностью замещенного милонитового вещества, либо выраженными в оптике линейными дефектами кристаллической решетки. Наблюдаются и псевдокатаклазированные блочные метакристаллы полевых шпатов, разрозненные блоки которых «разделены» плоскостями расщепления – не замещенными милонитовыми «шнурками». Подобные блочные метакристаллы по Г.Л. Пospelову [3], характеризующие метасоматическое минералообразование в резко неоднородной геологической среде (в данном случае, в катаклазированном субстрате), легко принять за расколотые катакластическими трещинами минеральные зерна.

Метасоматические «литокласты», как и обломковидные метакристаллы, секут милонитовые «шнурки» в расщепленных разностях песчаников. Метаобломки андезитов и олигомиктовых алевролитов характеризуются зональным строением с выраженными эндоконтактовыми зонами «закалки», указывающими на их формирование *in situ*. В граувакках нередко наблюдаются «литокласты» андезитового состава, в которых четкие границы чередуются с постепенными переходами в замещаемый матрикс исходно глинистого состава [6].

Метасоматические песчаники выстраиваются в системные ряды – по степени «окатанности» (от угловато-оскольчатых до субсферических), гранулометрии и «сортированности». Вполне очевидно, что существование подобных рядов, не имеющих отношения к собственно седиментационным процессам, лишает смысла вопрос о тектоно-генетической конвергенции петрографо-минералогических и гранулометрических признаков псаммитолитов.

В настоящее время есть основания выделять два типа литоморфных метасоматических образований [6]. Один из них представлен ансамблями псевдоморфоз по праобломкам (обычно неясного исходного состава) замещаемых зернистых пород. В другом типе преобладают монокристалльные и интегральные обломковидные автоморфозы по исходно глинистым породам. Термин *автоморфоза* предложен А.Э. Гликиным [1] для метакристаллов, не сохраняющих никаких элементов формы замещаемых протокристаллов. В расширение этого удачного термина интегральными автоморфозами предлагается [7] именовать полиминеральные метасоматические образования, замещающие породы агрегатного строения – до криптозернистых и

рентгеноаморфных. Сосуществование псевдоморфозного и автоморфозного механизмов литоморфного метасоматоза можно рассматривать как проявление одного из парадоксов метасоматоза по Г.Л. Пospelову, а именно, парадокса единства избирательности и всезамещаемости [3].

Автоморфозный механизм замещения глинистых пород позволяет формироваться метасоматическим песчаникам с разным, в том числе, и существенным объемом (30-50%) незамещенного глинистого матрикса. В последнем случае метапесчаники приобретают облик псаммитолита с базальным цементом, предопределяя тем самым давнюю проблему глинистого матрикса в ваках и их основной разновидности - грауваках [2].

Процессы регионального литоморфного метасоматоза в осадочных толщах проявляются в двух сложно взаимосвязанных структурных формах – а) внутрислоевой – унаследованной к слоистости и б) внеслоевой, когда метапесчаники слагают секущие к наложению осадочных толщ тела [6].

Все вышеизложенное справедливо и для обломочного материала в алевроитовых породах региона, в первую очередь, в кварц-полевошпатовых и кварцевых алевролитах.

#### Литература

1. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенезис. СПб.; Изд-во «Журнал Нева», 2004. 320 с.
2. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
3. Пospelов Г.Л. Парадоксы, механизмы и физико-химическая сущность процессов метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 354 с.
4. Тиболов И.В. Литоморфный метасоматоз с позиций термодинамической парадигмы эндогенных процессов // Проблемы осадочной геологии. С-Пб, 1998. С. 23-25.
5. Тиболов И.В. Масштабные эффекты метасоматических преобразований горных пород // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. Тез. докл. к IX съезду Минералогического об-ва при РАН. СПб, 1999. С. 260-261.
6. Тиболов И.В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. - Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.
7. Тиболов И.В. О иматровых камнях в аллювии россыпных месторождений Чукотки // ЗРМО, 2008. № 4. С. 112-117.
8. Тиболов И.В., Черепанова И.Ю. Геология Севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
9. Шванов В.Н. Конвергенция признаков и генетические диаграммы в литологии // Закономерности эволюции земной коры. Тезисы докл. Т.1. СПб, 1996. С.126.

# ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ФЛЮИДНОГО ЭПИГЕНЕЗА В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

М.А. Тугарова

*ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, tugarova@mail.ru*

В последние годы процессы наложенного эпигенеза вызывают пристальное внимание геологов. Особое внимание изучение процессов воздействия флюидов на осадочные системы приобретает при анализе эволюции осадочных разрезов нефтегазоносных комплексов, что связано с решением широкого спектра теоретических и поисково-разведочных задач.

На примере севера Тимано-Печорской провинции и Северо-Баренцевоморского региона рассматриваются процессы наложенного эпигенеза в разновозрастных осадочных образованиях, находящихся на разных стадиях литогенеза (от раннего диагенеза до мезокатагенеза).

В осадочных системах нефтегазоносных бассейнов отчетливо проявляется углеводородная специализация флюидного эпигенеза, в ряде случаев эманационный подток углеводородов (УВ) провоцируется магматической активизацией.

Представления о диффузионно-фильтрационном массопереносе углеводородных газов и низкомолекулярных жидких углеводородов давно и успешно развиваются в области геохимических методов поисков месторождений нефти и газа. Известно, что миграция углеводородов (УВ) приводит к гетерогенным геохимическим процессам в породах надпродуктивных отложений. Перераспределение химических элементов и вторичное минералообразование протекают в условиях закономерно изменяющихся свойств мигрирующих флюидов одновременно с понижением их температуры и усилением биохимического окисления УВ по мере приближения к земной поверхности [2].

Миграция из залежей УВ, кислых газов и продуктов окисления УВ прослеживается до земной поверхности и, по-видимому, имеет свою зональность проявления в осадочных разрезах. Очевидно, что основной тенденцией изменения геохимических условий по мере миграции флюидов является последовательная смена от восстановительных условий к окислительным. Вариации в кислотнo-щелочном режиме не столь однозначны и во многом контролируются составом осадочных пород.

Решающими в проявлении наложенных вторичных процессов в осадочной среде являются изменения кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных геохимических условий. Мигрирующие УВ, окисляясь с образованием химически активных соединений ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ), вызывают изменение физико-химических параметров осадочной среды, способствуя развитию метасоматических процессов – окремнения, карбонатизации, сульфидообразования, гидратации оксидов железа, монтмориллонитизации гидрослюдов, каолинизации полевых шпатов и др.

Все перечисленные процессы минералообразования в осадочных породах могут иметь и другую природу, не связанную с углеводородной флюидизацией, и это заставляет вырабатывать комплекс критериев, оценивающих фоновый или суперпозитный (наложенный) генезис аутигенных минеральных фаз.

Для современных осадков этот вопрос решается относительно просто и связан с фиксацией прямых признаков миграции УВ [1, 3, 4].

Для уверенной диагностики следов миграции УВ в древних толщах требуется, во-первых, качественное полевое описание разрезов с выявлением всех возможных морфологических и текстурно-структурных признаков пород, как «фоновых», так и тех, в которых предполагаются проявления суперпозитных процессов и, во-вторых, применение широкого аналитического комплекса исследований.

Основные методические приемы изучения наложенных процессов углеводородной флюидизации показаны на примере конкреционных образований осадочных разрезов нефтегазоносного комплекса триаса. Аналитический комплекс, примененный для изучения этих осадочных объектов, включал в себя: петрографический анализ шлифов, флуоресцентные исследования на лазерном сканирующем конфокальном микроскопе, электронно-микроскопический анализ, химический анализ рентгено-флуоресцентным методом, изучение органомацералов в выделенных препаратах, битуминологический анализ с определением биомаркеров исходного органического вещества, изотопный анализ углерода и кислорода.

Петрографические и электронно-микроскопические исследования позволили идентифицировать в породах минерализованные микробиальные компоненты и ультраструктуры, указывающие на участие микробиальных сообществ в генезисе пород над предполагаемыми палеосипами. Изучение химического состава указывало на явную специализацию данных пород по отношению к вмещающим - «фоновым».

Органо-геохимическими исследованиями показали, что породы триаса отличаются широким разнообразием в распределении углеводородного состава, при этом в породах, образованных под предполагаемым воздействием эманационных УВ фиксируется преимущественно бактериальный или гидробионтный состав УВ. Углеводородные структуры фиксируют более высокую степень катагенетической преобразованности, чем в «фоновых» породах. Для отдельных образцов установлено термokatалитическое уплотнение УВ-структур, соответствующее переходу нафтидов в нафтоиды. Отдельные признаки, например, высокое содержание цикланов, позволяют предполагать участие сипинговых процессов в генезисе карбонатных образований. Высокие значения коэффициента битуминозности ( $\beta = (A_{chl} / OB) \times 100$ ) являются прямым указанием на наличие эманационных УВ в составе пород.

Изотопный состав в целом отличается облегчением кислорода и углерода. На основе данных по изотопному составу кислорода рассчитаны палеотемпературы формирования карбонатных конкреций. Максимально высокие значения получены для образований верхнего триаса, предположительно испытавших флюидное воздействие. Данные по изотопии хорошо согласуются с органогеохимическими данными.

Таким образом, разработанный комплекс исследований позволяет всесторонне рассмотреть особенности состава осадочных образований, выделить вещественно-структурные, минеральные, химические, органохимические признаки и на основе их комплексирования уверенно диагностировать влияние эманационного углеводородного воздействия на осадочные толщи, сопровождавшегося увеличением теплового потока.

#### Литература

1. Астафьев В.П., Гончаров А.В., Коц В.Г. и др. Методика и основные результаты комплексных геохимических исследований донной среды субаквальных площадей // Актуальные проблемы нефтегазовой геологии. Л.: Недра, 1991. С. 159-165.
2. Справочник по геохимии нефти и газа. СПб: ОАО «Издательство «Недра», 1998. – 576 с.
3. Тугарова М.А. Литологические критерии формирования субаквальных УВ-полей севера Тимано-Печорской провинции // Материалы Межд. конф. «Закономерности эволюции земной коры». Т.1. СПб: СПбГУ, 1996. С. 114.
4. Тугарова М.А. Углеводороды современных осадков, процессы их взаимодействия с минеральным веществом // Материалы IV Всероссийского литологического совещания «Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование)». Т. 2. М.: Изд-во МГУ. С. 49–51.

# ЛИТОЛОГИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ СУБПРОВИНЦИИ

**И.В. Тумашов**

*ИНГГ СО РАН, Новосибирск, tumashoviv@gmail.com*

Пробуренные в последние годы на территории Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции параметрические скважины Восток-1, 3, 4 впервые для Западной Сибири вскрыли уникальный, палеонтологически датированный полный разрез верхнего венда и нижнего кембрия [1]. Информация, полученная в результате бурения, подтвердила развитие в левобережной части Енисея осадочного верхнедокембрийско-палеозойского платформенного комплекса пород, с которым могут быть связаны значительные перспективы нефтегазоносности этой территории. В связи с этим особый интерес представляют результаты, полученные при проведении детальных литологических исследований по выяснению состава, строения, условий осадконакопления, а также интенсивности и направленности постседиментационных преобразований венд-нижнекембрийских отложений данного района.

Необходимо отметить, что параметрические скважины Восток-1 и Восток-3 изначально были запроектированы так, чтобы разрез скважины Восток-3 наращивал снизу разрез скважины Восток-1, и их совместная интерпретация позволила бы изучить практически весь разрез венд-кембрийских платформенных отложений в восточных районах Томской области.

Верхний венд, вскрытый скважиной Восток-3, представлен пойгинской, котоджинской и райгинской свитами. В строении пойгинской свиты участвуют пластово-строматолитовые и зернистые доломиты. Среди зернистых пород наиболее распространены оолитово-комковатые доломиты, содержащие

округлые образования водорослевого происхождения. Отмечаются более редкие прослои с преобладанием оолитов, пизолитов и интракластов. Котоджинская свита представлена переслаиванием зернистых, микритово-зернистых и микритовых доломитов и характеризуется отсутствием пластово-строматолитовых пород. Райгинская свита имеет ритмичное строение. Свита состоит из 4 крупных ритмов, основание которых представлено переслаиванием известняков с полевошпатово-слюдисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Вверх по разрезу каждого ритма количество терригенных прослоев постепенно уменьшается, а самые верхние части сложены уже только известняками, которые сильно перекристаллизованы и доломитизированы.

Нижний кембрий в скважинах Восток-1, 3 выделен в объеме чурбигинской и пайдугинской свит. Свиты, соответственно, представлены переслаиванием микритовых известняков с пиритсодержащими глинисто-карбонатными и карбонатно-глинисто-кремнистыми породами с высоким содержанием углеродистого вещества ( $C_{орг} \sim 2,2\%$ ) [2].

Нижнекембрийские отложения, вскрытые скважиной Восток-4, представлены в объеме оксымской, тыйской, аверинской и анцифировской свит. В основании оксымской свиты залегают сильно кавернозные и пористые микрофитолитовые доломиты, которые вверх по разрезу сменяются ангидрит-доломитовыми брекчированными и тонкослоистыми глинисто-доломитовыми породами. В строении тыйской свиты участвуют строматолитовые известковые доломиты, эвапоритовые тонкокристаллические и мелкообломочные ангидриты, тонкослоистые штормовые турбидиты глинисто-ангидрит-карбонатного состава, также наблюдаются прослои микритово-зернистых доломитов. Аверинская свита представлена ангидрит-карбонатными брекчиями, которые вверх по разрезу переходят в ангидритизированные микрит-микробиальные слоистые и строматолитовые известково-доломитовые породы. Завершает нижнекембрийский разрез анциферовская свита. Нижняя часть свиты представлена переслаиванием микритовых и микритово-зернистых

доломитовых известняков. В средней части свиты наблюдаются зернистые комковато-интракласто-оолитовые известняки, которые вверх по разрезу переходят в ангидритизированные доломиты.

Широкое развитие водорослевых матов и микрофитолитовых образований, присутствие обильных фенестральных структур и следов взламывания ламин позволяют предположить формирование отложений пойгинской свиты в мелководных обстановках в пределах перитидального шельфа (самая верхняя часть сублиторали, литораль и супралитораль) [3]. Ассоциация глинисто-микритовых и микритово-зернистых пород котоджинской свиты с микрофитолитовыми доломитами указывают на формирование отложений в пределах мелководной внутришельфовой депрессии, защищенной от открытого моря баровой системой. Текстурные особенности терригенно-карбонатных пород райгинской свиты позволяют предположить накопление данных отложений на склоне мелководного шельфа. Состав и типы текстур чурбигинской и пайдугинской свит характерны для обстановок подножия шельфового склона и граничащей с ним впадины. Литологические особенности нижнекембрийских отложений скважины Восток-4 указывают на их формирование в условиях карбонатных платформ с ограниченной циркуляцией вод (мелководные отшнурованные бассейны и лагуны) и эвапоритовой надприливной зоне, защищенных от влияния волн и течений открытого моря и характеризующихся переменной соленостью.

Таким образом, осадконакопление на территории расположения скважин Восток-1,3 в венд-раннекембрийское время происходило в широком диапазоне обстановок от приливно-отливных до глубокого шельфа и в целом в разрезе можно выделить одну крупную осадочную последовательность, отражающую повышение относительного уровня моря. Максимум затопления приходится на время формирования пайдугинской свиты. На территории расположения скважины Восток-4 в нижнем кембрии господствовали крайне мелководные обстановки (от супралиторали до верхней части сублиторали). Здесь также в разрезе фиксируется тренд на углубление шельфа.

В результате литологических и петрофизических исследований керна, а также по материалам ГИС в рассматриваемых скважинах было выделено три потенциальных резервуара для накопления углеводородов. Один в скважине Восток-3, в качестве коллектора в нем выступают доломиты пойгинской и котоджинской свит, обладающие повышенной, относительно вмещающих пород, трещиноватостью и кавернозностью, флюидоупором могут служить карбонатно-глинистые райгинская, чурбигинская и пайдугинская свиты. Два потенциальных резервуара выделяются в нижнекембрийской части разреза скважины Восток-4. В нижнеоксымском резервуаре коллектор представлен кавернозными, трещиноватыми доломитами, часто имеющими строматолитовую, микрофитолитовую природу. Флюидоупором служат отложения верхнеоксымской и тыйской свит. В составе нижнеаверинского резервуара коллектором выступают трещинно-кавернозные породы ангидрит-известково-доломитового состава. Флюидоупором служат отложения верхней части аверинской и анциферовской свиты.

#### Литература

1. *Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф. и др.* Предъенисейская нефтегазоносная область – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири//Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М. ВНИИОЭНГ. №№ 5-6. 2006. С. 9-23.
2. *Конторович А.Э., Костырева Е.А., Меленевский В.Н. и др.* Органическая геохимия венда и кембрия Предъенисейской субпровинции (на примере скважин Восток-1,3)// *Фундамент, структуры обрамления...*Мат. науч. конф., Новосибирск, 2008, С. 117-119.
3. *Flugel E.* Microfacies of Carbonate Rocks / Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 984 p.

# ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ТРИАСОВЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ – ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ

М.И. Тучкова<sup>1</sup>, С.Д. Соколов<sup>1</sup>, В.Е. Вержбицкий<sup>2</sup>, А.К. Худолей<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, *tuchkova@ginras.ru, sokolov@ginras.ru*

<sup>2</sup> ИО РАН, Москва, *torsek1@mail.ru*

<sup>3</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург,

Существующие на сегодняшний день многочисленные гипотезы о формировании структуры современной Арктики необходимо проверять на материале региональных геологических исследований. В качестве объектов исследований выбраны терригенные отложения триасового возраста, которые являются ключевыми для корреляции геологических событий восточной Арктики – Верхояно-Колымская и Анюйско-Чукотская складчатые системы. Отложения триаса Верхояно-Колымской складчатой системы образовались вдоль восточного края Сибирского континента. В Анюйско-Чукотской складчатой системе отложения триасового возраста накапливались на южном обрамлении Чукотского микроконтинента. В современной структуре интенсивно деформированные осадочные комплексы обеих пассивных окраин оказались сближенными в результате коллизионных процессов, связанных с раскрытием Канадской котловины Американо-Азиатского бассейна [1, 2].

Триасовые отложения Верхоянского комплекса перекрывают пермские с размывом вблизи фронтальной зоны пояса, а во внутренних районах переход постепенный. Отложения представлены морскими мелководными песчано-глинистыми образованиями, общей мощностью не менее 2000 м [3, 4]. Отложения западных разрезов сложены континентальными, лагунными и мелководными морскими фациями. К востоку отмечаются более глубоководные осадки шельфа и континентального склона. Смена фаций и фациальных границ четко указывает на проградацию Верхоянской пассивной континентальной окраины в восточном направлении [5].

Песчаники имеют главным образом аркозовый и субаркозовый состав обломочного материала, хотя в основании разреза отмечаются туфопесчаники и

туффиты базальтового и андезито-базальтового состава. Химический состав свидетельствует о высоком содержании основного вулканогенного материала в нижнетриасовых породах. В породах среднего и верхнего триаса увеличивается доля пород кислого состава.

Обломочный материал в бассейн седиментации поставлялся с запада крупными реками, типа современной р. Лена. Предполагалось, что наиболее крупная из них протекала через район Вилюйской синеклизы и ее истоки, судя по характеру обломочного материала терригенных пород, находились в районе Байкальской горной области [6]. Другая речная система намечалась в районе южной окраины Сибирской платформы [7].

По данным анализа возрастов ассоциаций обломочных цирконов источниками сноса в триасе служили Алтае-Саянская область (основной пик в 494 Ма), Ангаро-Витимский батолит (288 Ма), северное Забайкалье и район Восточного Саяна (1863 Ма). В среднем-позднем триасе предполагается также привнос терригенного материала со стороны Сунтарского и Якутского поднятий и Алданского щита (?) (2300-2800 Ма) [8, 9].

Породы триаса, как и всего верхоянского комплекса, деформированы в сложные складки и надвиговые дислокации [4, 10, 11]. На разных стратиграфических уровнях встречаются туфы, дайки и силлы, свидетельствующие об условиях растяжения.

Триасовые отложения Анюйско-Чукотской складчатой системы почти повсеместно залегают с угловым несогласием на более древних отложениях [12] и достигают мощности около 3 000 м. Отложения триаса сложены морскими фациями шельфа, континентального склона и подножья [13]. В течение триаса происходило постепенное расширение шельфовой зоны и её проградация с северо-востока на юго-запад в более глубоководные участки морского бассейна. Песчаники представлены граувакками в отложениях нижнего-среднего триаса и лититовыми аренидами – в верхнетриасовых. Основной объем обломочного материала приносился с северо-востока крупной речной системой. За счет длительной транспортировки и обширного водосбора

обломочный материал характеризуется высоким уровнем зрелости. На основании анализа ассоциаций породообразующих компонентов предполагается, что источником сноса для триасовых пород служил единый метаморфический комплекс, постепенно, в течение триаса поставлявший от низко– до высоко метаморфизованных пород. Для пород нижнего триаса отмечен еще один, близко расположенный источник андезито-базальтового состава. Ассоциации обломочных цирконов представлены несколькими ассоциациями с пиками Ma: 235-300; 321-399; 425-545; 545-911; 1061-1273; 1606-2725 [8].

В породах установлено не менее двух этапов деформаций, и надвиговые структуры северной vergentности [15, 16]. Дайки и силлы диабазов встречаются в отложениях нижнего и среднего триаса [17].

Проблема тестирования различных гипотез:

1. Направление поступления осадочного материала и проградация шельфовой зоны различается в современной структуре Верхоянья и Чукотки почти на 180°.

2. Изменение минерального состава песчаников в течение триаса свидетельствует о разных питающих провинциях для отложений Верхоянской и Чукотской пассивных окраин.

3. Изменение химического состава указывает на различия в эволюции пород.

4. Состав ассоциаций обломочных цирконов свидетельствует о разновозрастных преобладающих пиках: в Верхоянье доминируют протерозойские ассоциации, а на Чукотке – фанерозойские.

5. Уровень и тип деформаций в обоих случаях представлен складчато-надвиговыми дислокациями.

*Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 11-05-00074, 11-05-00787 и Российской Федеральной Программы (контракт No 01/14/20/11), и Научной школы NSh-7091.2010.5.*

## Литература

1. *Sweeney, J.F.*, Evidence for the origin of the Canada Basin margin by rifting in the Early Cretaceous time // *Jorn. Of Alaska Geol. Soc.*, 1983, v. 2, p. 17-23.
2. *Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic continental margin of Alaska // *The Arctic ocean region*. In A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney eds. *The Geology of North America*. Vol. L. *Geol. Soc. of Amer.* 1990. P. 257-288
3. *Янаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
4. *Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.* Реконструкция источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии // *Отечественная литология*. 2008. № 5. С. 119-127.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И., М.: Наука. Интерпериодика. 2001. 571 с.
6. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 204 с.
7. *Коростелев В.И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука. 1982.
8. *E. Miller, J. Toro, G. Gehrels, J. Amato, A. Prokopyev, M. Tschkova, V. Akinin, T. Dumitru, T. Moore, A. Embry and M. Cecile* New Insights into Arctic Paleogeography and Tectonics from U-Pb Detrital Zircon Geochronology, *Tectonics*, 2006, 25, TC3013, doi:10.1029/2005TC001830
9. *Prokopyev A.V. and Oxman V.S.* Multi-phase tectonic structures in the collision zone of the Kolyma-Omolon microcontinent and the eastern margin of the North Asian craton, Northeastern Russia // *Stephan Mueller Spec Publ.* 2009. Ser. 4, P. 65-70.
10. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск. 1984. 192 с.
11. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 1980. 285 с.
12. *Тильман С.М.* Особенности орогенного развития тихоокеанских мезозоид // *Новые данные по геологии Северо-Востока СССР*. Магадан: Книжное Издательство. 1973. С. 23-33.
13. *Тучкова М.И., Морозов О.Л., Катков С.М.* Нижне-среднетриасовые отложения р.Энмынвеем (Западная Чукотка) // *Литол.и полезн.ископ.* 2007. № 5. С. 481-502
14. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Аньюйской сутуры (Западная Чукотка) // *Докл. РАН.* 2001. Т. 376. № 1. С. 80-84
15. *Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л., Торо Дж.* О возрасте гранитных интрузий Аньюйско-Чукотской складчатой системы // *Доклады РАН*, 2007, Т. 414, 2. С. 515-518.
16. *Гельман М.Л.* Триасовая диабазовая формация Аньюйской зоны (Чукотка) // *Геология и геофизика*. 1963. № 2. С. 127-134

# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФОРИТОВ ТАТАРСТАНА

А.Н. Тюрин<sup>1</sup>, М.А. Аль-Хадж<sup>2</sup>

*ТГРУ ОАО «Татнефть», Казань, anttan-56@yandex.ru*  
*К(П)ФУ, Казань, alhaj68@yahoo.com*

С распадом СССР пятая часть мировых запасов фосфора, сосредоточенная в Каратауском фосфоритоносном бассейне, а также Актюбинский фосфоритоносный бассейн и ракушняковые фосфориты Прибалтики оказались за пределами России. Вследствие этого в России существенно сократились объемы производства фосфоритовых удобрений, что определило рост диспропорций между спросом и предложением. Одним из возможных направлений решения проблемы дефицита фосфатного сырья является вовлечение в разработку конкреционных (желваковых) фосфоритов, широко развитых в пределах Европейской части России, на региональном уровне. Одним из таких регионов является Республика Татарстан.

Фосфоритовые месторождения Татарстана относятся к конкреционному (желваковый) геолого-технологическому типу фосфатного сырья. По запасам  $P_2O_5$  они оцениваются как мелкие, реже – как средние, а по типу геологического строения месторождения относятся к 1 группе сложности – «...пластовые и линзовидные, с выдержанной мощностью и качеством сырья».

Практическая значимость конкреционных фосфоритов, до настоящего времени остается не оцененной. Уступая традиционным фосфоритовым рудам по содержанию  $P_2O_5$ , конкреционные фосфориты, в силу специфики вещественного состава, имеют ряд преимуществ. Прежде всего, доля лимонно-растворимой части  $P_2O_5$  достигает 30%, к тому же в них в значительных количествах присутствуют глауконит и кальцит, а также устанавливаются повышенные концентрации микроэлементов, в то же время, как  $\gamma$ -активность заметно ниже. Все это в совокупности благоприятно отразится на эффективности их использования. Кроме того, следует отметить экологические

показатели конкреционных фосфоритов и близкое расположение месторождений к потенциальным потребителям.

Фосфориты связаны с мезозойскими образованиями, которые развиты в юго-западной части Республики и приурочены к северной части Ульяновско-Саратовского прогиба – неглубокой, но обширной структуре, наложенной на восточный склон Токмовского свода и Казанско-Кировский прогиб. Фосфоритовые желваки фиксируются практически по всему разрезу мезозойских отложений в различных по вещественному составу породах. Однако их скопления, представляющие практический интерес, установлены лишь в глауконитовых песках, выделенных, соответственно, в волжско-валанжинский ( $J_3v-K_1v$ ) и альбский ( $K_{1al}$ ) фосфоритоносные горизонты (рисунок), которые вмещают все известные месторождения и проявления фосфоритов в Татарстане. По степени их промышленной значимости основным является волжско-валанжинский фосфоритовый горизонт. Запасы месторождений, связанных с ним, превышают 500 тыс. т. Альбский горизонт существенно уступает ему по продуктивности, и ожидать здесь месторождения с запасами свыше 250 тыс. т. маловероятно.

К настоящему времени в Республике Татарстан наиболее изученными с геологических и технологических позиций являются Сюндюковское и Вожжинское месторождения, характеристика которых приводится далее.

Волжско-валанжинский фосфоритовый горизонт ( $J_3v-K_1v$ ) залегает на размывтой поверхности глинисто-сланцевой пачки средневожского ( $J_3v_2$ ) подъяруса, перекрывается она несогласно готеривскими ( $K_1g$ ) черными глинами, а также неоген-четвертичными (N-Q) образованиями, глубоко эродирующими фосфоритоносную толщу до локальных ее размывов. Волжско-валанжинский фосфоритовый горизонт представлен чередованием кварц-глауконитовых песков, вмещающих редкие желваки фосфоритов, с фосфоритовыми конгломератами мелко-среднегалечными, с многочисленными фосфатизированными остатками аммонитов и пелеципод. Содержание  $P_2O_5$  в желваках достигает 20-25%. В целом, по фосфоритоносной толще оно

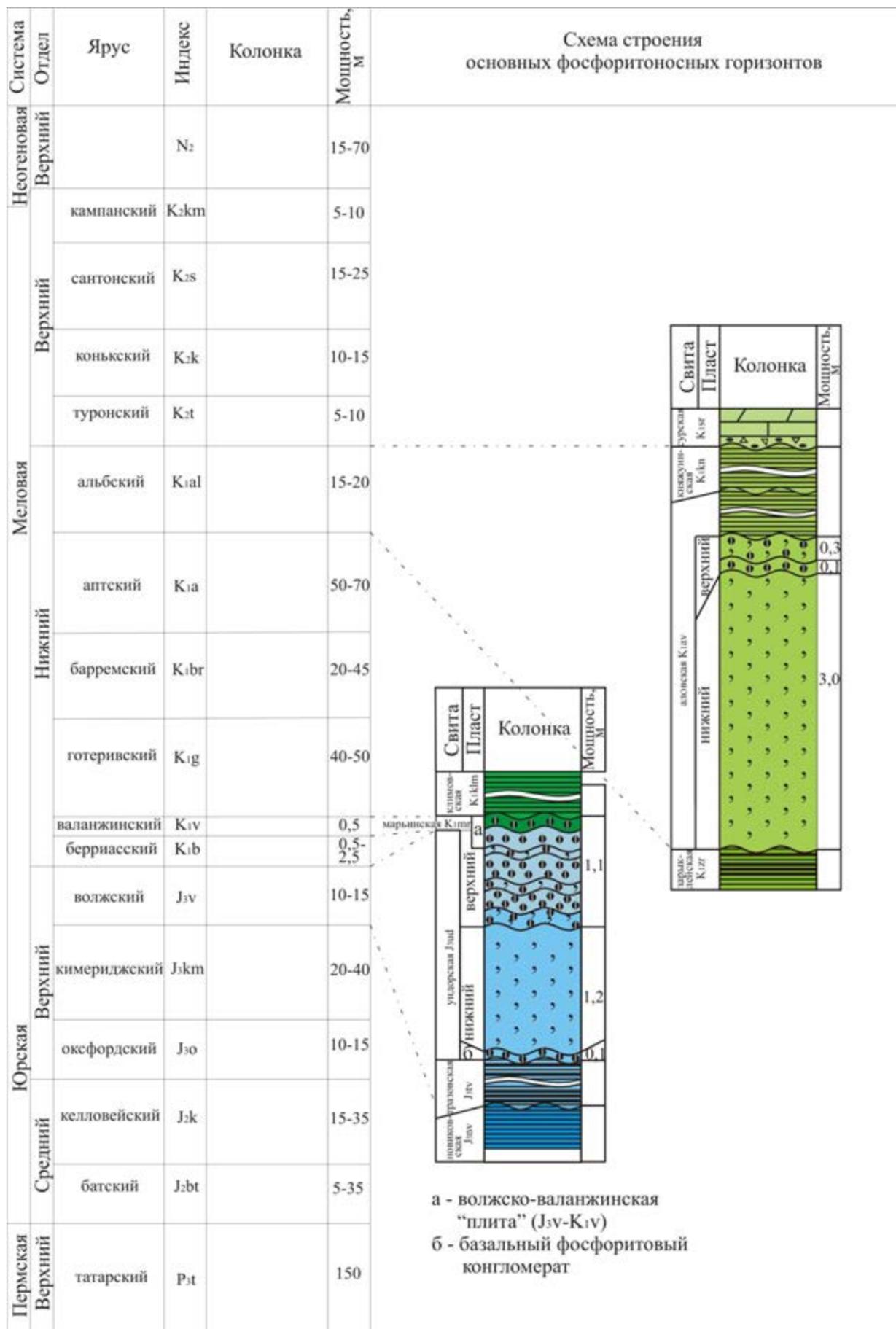


Рисунок. Основные фосфоритоносные горизонты

колеблется от 3% до 17% и зависит от «сгруженности» в ней желваков. Доля  $P_2O_5$  лимонно-растворимого ( $P_2O_5$  лим.раств) достигает 30% относительно общего содержания  $P_2O_5$  и составляет – 1,94-7,31%. В строении фосфоритоносной толщи по литологическим особенностям и содержанию  $P_2O_5$  выделяются два пласта: нижний – глауконитовый ( $P_2O_5$  – 1-3%) и верхний – фосфоритовый ( $P_2O_5$  – 6-17%). Практический интерес представляет собственно фосфоритовый пласт. Общая мощность волжско-валанжинского фосфоритового горизонта 1,8-2,6 м.

Типоморфными минералами являются фторкарбонатапатит, глауконит, кальцит, кварц и глинистые смешанно-слоистые минералы монтмориллонит-гидрослюдистого состава, которые выполняют до 95% объема породы.

Фосфориты в геохимическом плане представляют собой аномальный тип образований в осадочном литогенезе. Они резко обособляются от вмещающих горных пород по содержанию фосфора, фтора, радиоактивных и редкоземельных элементов (радий, торий, лантан, иттрий, иттербий, ниобий), характеризуются специфическим комплексом малых микроэлементов. В разрезе они группируются по-разному. Так, повышенные концентрации ванадия, хрома, бериллия и мышьяка устанавливаются по всей фосфоритоносной толще; марганец, стронций, бор, свинец и цинк проявлены в большей степени в верхней части ее разреза, а титан, цирконий и олово в относительно повышенных количествах фиксируются в ее подошве.

Уступая традиционным фосфоритовым рудам по содержанию  $P_2O_5$ , «местные» фосфориты, в силу специфики их вещественного состава, имеют ряд преимуществ. Прежде всего, доля лимонно-растворимой части  $P_2O_5$  достигает 30%, к тому же в них в значительных количествах (более 20%) присутствуют глауконит и кальцит, а также устанавливаются повышенные концентрации микроэлементов. Все это в совокупности благоприятно отразится на эффективности их использования. Кроме того, следует отметить их низкую  $\gamma$ -активность и близкое расположение месторождений к потенциальным потребителям.

# ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

А.Н. Тюрин<sup>1</sup>, А.И.Бахтин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ТГРУ ОАО «Татнефть», Казань

<sup>2</sup>КФ(П)У, Казань;

Первый значимый вариант классификации и номенклатуры цеолитсодержащих пород был разработан В.А. Тимесковым и А.Н. Тюриным [1]. В основу классификации положен вещественный состав горных пород. Наряду с большим количеством аналитического материала при ее разработке, был широко использован также метод оптической микроскопии. Проведенные исследования показали, что основными составными частями пород являются карбонатная (кальцитовая), кремнеземистая (ОКТ-фаза), цеолитовая (гейландит-клиноптилолитовая), глинистая (монтмориллонит-гидрослюдистая), и полевошпат-кварцевая компоненты. Выполненные упрощения вещественного состава и анализ соотношений породослагающих компонентов, позволили выделить основные литотипы, слагающие меловые образования: глины, мергели, известняки и опоки, и охарактеризовать их разновидности.

Данная классификация явилась несомненным прогрессом в изучении меловых цеолитоносных образований. Тем не менее, принятые при ее разработке допуски и упрощения привели к искажению реального вещественного состава пород, и, как следствие, неоднозначному толкованию о принадлежности пород к той или иной литологической разности.

Необходимость унифицировать классификацию и устранить разночтения в номенклатуре пород, определила разработку настоящей классификации, для чего были привлечены новые методики изучения вещественного состава и новые подходы к анализу и обобщению лабораторных исследований.

Аргументацию предшественников – «Она (классификация) может рассчитывать на успех, если будет выдержанной по основным принципам, удобной для практического использования и по возможности простой. Всем

этим условиям в наибольшей степени отвечает вещественный состав горных пород» – мы считаем убедительной и справедливой. Поэтому в основу авторского варианта также положен вещественный состав. При систематизации горных пород мелового возраста, мы стремились выбрать такие признаки, которые были бы легко определимы, достаточно объективны, поддавались количественной оценке и имели меньшую генетическую неопределенность.

Принципиальные отличия авторского варианта от предыдущих классификаций в следующем: цеолитовая компонента суммирована с глинистой составляющей. Их объединяет пелитовая размерность частиц, близость состава (алюмосиликаты) и физико-химических (катионообменных и адсорбционных) свойств; кварцевая компонента суммирована с ОКТ-фазой, исходя из того, что они являются лишь формами кремнезема с различной степенью упорядоченности кристаллической решетки. Однако необходимо учитывать, что при значительном содержании кварца, породу следует относить к алевроитовым разностям мергеля, а не к опокам.

Приведенный таким образом вещественный состав к трем компонентам, позволил разработать классификационную треугольную диаграмму составов цеолитсодержащих пород (рис. 1). В вершинах треугольника, по линии, лимитирующей 10% примеси, выделены монопороды – основные литотипы: глина, силицит, известняк. Между тремя литотипами, по сторонам треугольника выделены литологические разновидности, которые приняты в классификациях для пород двухкомпонентного состава: глина – известняк, известняк – силицит и силицит – глина [3-5].

Нами предлагается: выделение 25%-го порога примеси, но без жесткой дифференциации породы на разности. Это позволит сохранить название породы по доминирующему компоненту (>75%). Линиями, отвечающими 50% содержания компонентов, диаграмма разделена на поля, характеризующие разновидности литотипов: глинистые, кремнистые, карбонатные (известковистые), а полученное свободное поле определено как переходная разность к основным литотипам – кремнеземистый мергель [2].

Нам представляется целесообразным дифференцировать поле кремнеземистого мергеля по содержанию в нем растворимого кремнезема ( $\text{SiO}_2\text{p-p}$ ): мергель кремнеземистый – 10-25%, мергель кремнеземный – 25-40% и мергель окремнелый – 40-50%, что позволит избежать путаницы в наименовании пород, при близком содержании в них кремнезема, и в то же время, указать долю и его роль в сложении породы

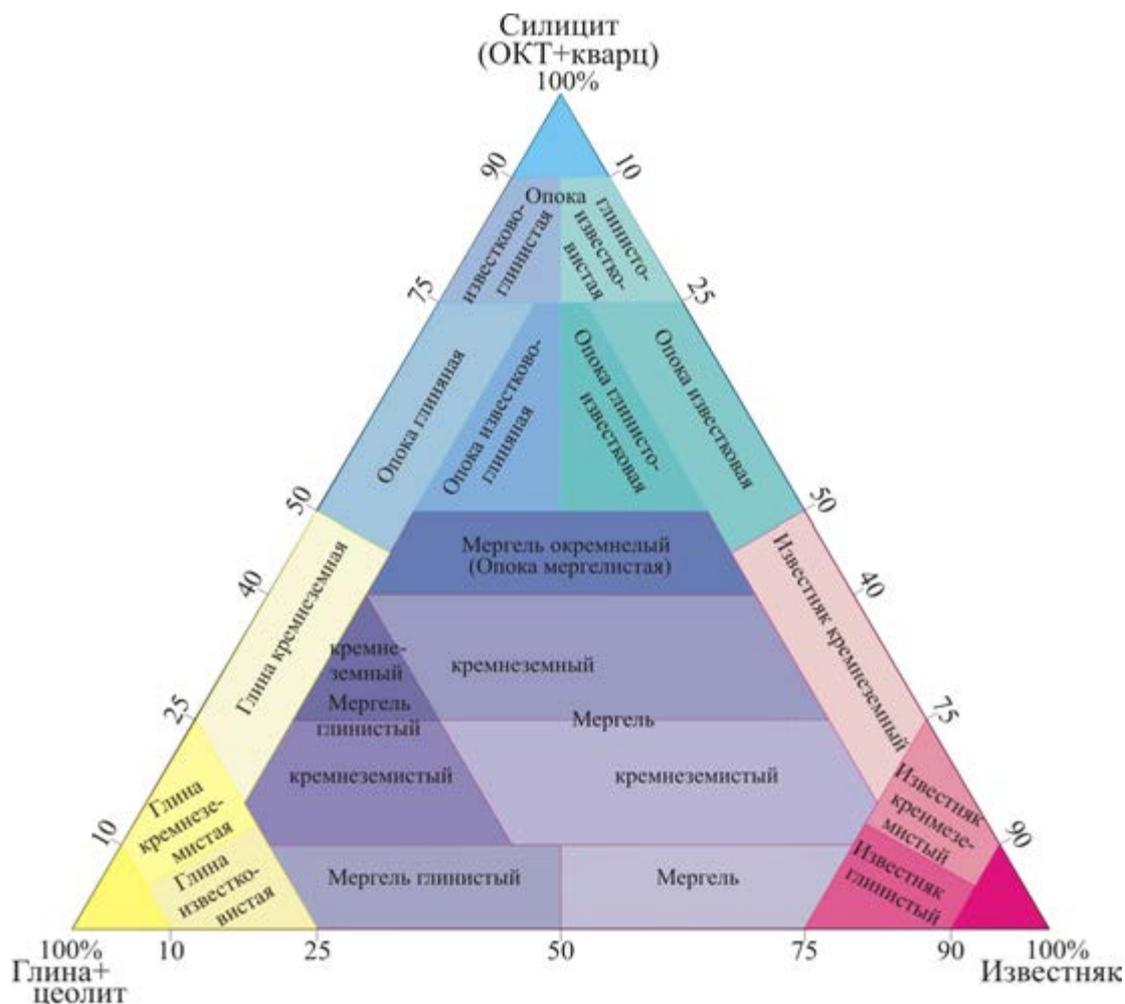


Рис. 1. Классификационная диаграмма цеолитсодержащих пород

Предложенная классификационная диаграмма была апробирована при изучении месторождений цеолитсодержащих пород Татарстана и позволила определиться с номенклатурой цеолитсодержащих пород, представляющих собой природную поликомпонентную систему переменного состава. Полученные результаты на диаграмме составов (рис. 2) уверенно группируются в две области. Породы продуктивной толщи тяготеют к полям мергелистых

пород с различной степенью кремнеземистости, в то время как подстилающие породы приурочены к полям глинистых пород. Аномальные результаты по отдельным частным пробам в полях кремнистых и карбонатных пород в большей степени подтверждают правомерность наших рассуждений.

#### Литература

1. Буров А.И., Тюрин А.Н., Якимов А.В.

Цеолитсодержащие породы Татарстана и их применение. Казань: ФЭН, 2001. 174 с.

2. Бушинский Г.И.

Кремнистые породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т.2. Л.: Недра, 1958. 255-268 с.

3. Верзилин Н.Н. Основные принципы номенклатуры осадочных пород // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. 1988. Вып. 3, 3-12 с.

4. Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья // Труды Геологического института (г. Казань). 1981. Вып. 29, 163-171 с.

5. Справочник по литологии. М.: Наука, 1983. 343 с.

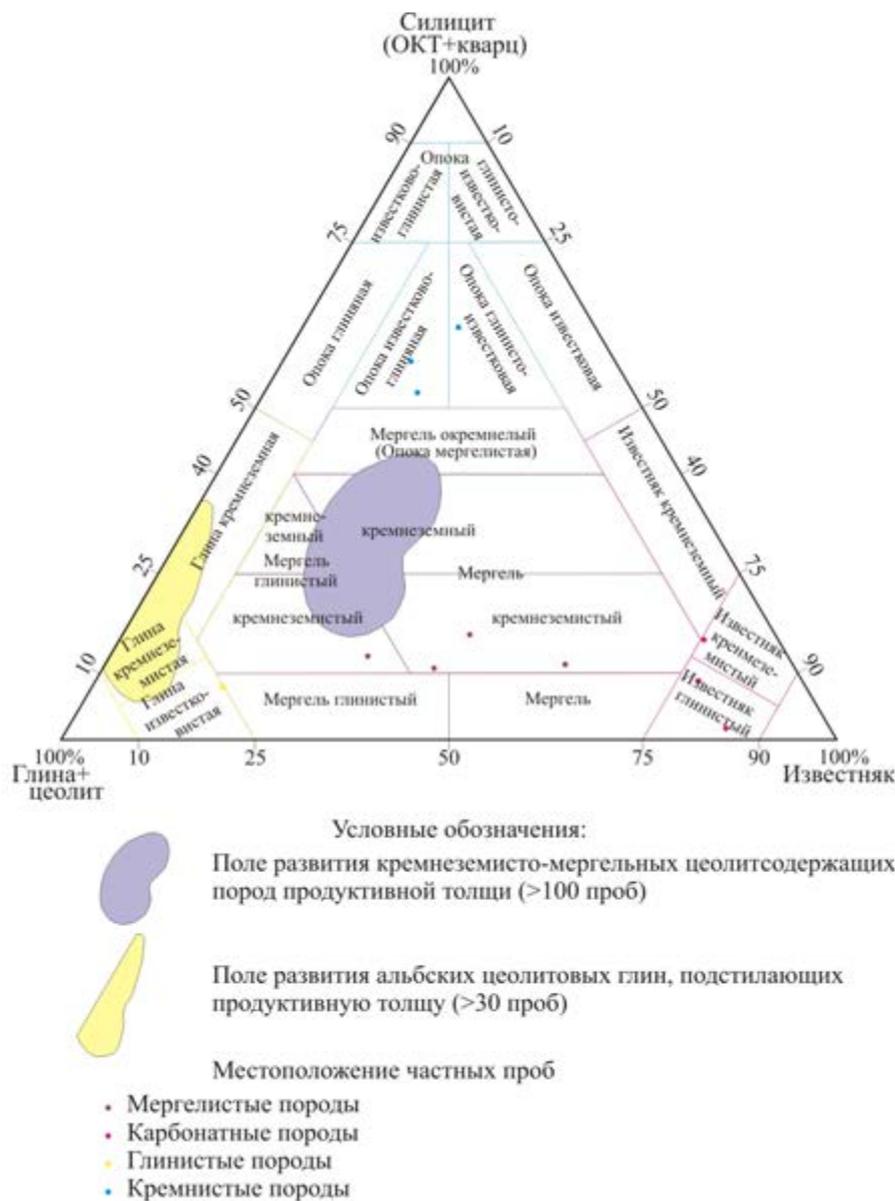


Рис. 2. Диаграмма распределения проб цеолитсодержащих пород Татарско-Шатрашанского месторождения без учета цеолитовой составляющей (в пересчете на 100% породы)

# СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЮРЫ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Т.Е. Улановская<sup>1</sup>, Г.В. Зеленщиков<sup>2</sup>, В.В. Калинин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Волгоград, [info@Volgogradnpineft.com](mailto:info@Volgogradnpineft.com)

<sup>2</sup> ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, [Southgeology@mail.ru](mailto:Southgeology@mail.ru)

Скважины, пробуренные на нефть и газ в Каспийском море – на Хвалынской, Широтной, Ракушечной, Морской и Лаганской площадях, достигли глубин от немногим более 2 км до около 4,5 км. На морском продолжении двух тектонических структур – вала Карпинского и системы Манычских прогибов – скважины вскрыли мезо-кайнозойские отложения от верхов триаса, в которых останавливался забой, до квартера, венчающего разрез. Авторы изучили около 2,5 тысяч образцов керн и бурового шлама, отобранных из этих скважин. Каждый образец подвергался трём видам анализов – палеонтологическому, литологическому и фациальному. По Морской и Лаганской площадям бурения НК «ПетроРесурс» предоставила авторам возможность увязать данные изучения образцов с геофизическими материалами. По остальным площадям, на которых проводила бурение НК «Лукойл», геофизические материалы к авторам не поступили, что причинило делу досадный урон.

Обобщение материалов бурения авторы планируют завершить палеотектоническими исследованиями, предусматривающими:

- 1) тектонический анализ мощностей (с учётом всех случаев их несоответствия величине тектонического прогибания),
- 2) восстановление истории формирования локальных тектонических структур (с оценкой перспектив их нефтегазоносности).

Геологи, занимающиеся в регионе поисками и разведкой месторождений углеводородов, осознали актуальность подобных углублённых

палеотектонических исследований после того, как столкнулись с первыми разочарованиями: многообещающий прогноз углеводородного потенциала конкретных ловушек слишком часто не подтверждался бурением, т. е. оказывался ошибочным. Просчёты требовали своего научного анализа. На сегодняшний день реализован только первый этап запланированных работ – для палеотектонических исследований подготовлена стратиграфическая основа.

Для решения стратиграфических задач использовалось множество методов, но в качестве приоритетного выбран секвенс-стратиграфический [1, 5]. Разрезы всех скважин были разбиты на секвенции, каждая из которых отделялась от смежных секвенций перерывами разной длительности – от громадных, охватывающих несколько ярусов, до диастем. Ю.Н. Карогодин [2] справедливо считает секвенцию синонимом циклита. Привязка секвенций к стратиграфической шкале осуществлялась по палеонтологическим остаткам, частота встречаемости которых весьма изменчива – от «единично» до «массово» и даже приобретения ими пороодообразующего значения. Палеонтологическими группами, дававшими наиболее яркое представление о возрасте пород, являлись бентосные и планктонные фораминиферы, для неогена и квартера – также остракоды и моллюски.

Ниже пойдет речь о стратиграфии терригенной юры, проблемы которой решались в основном с помощью литологии, так как палеонтологические остатки в ней, как правило, отсутствуют.

Скважины Лаганская-1, Морская-1 и Широтная-1 на глубинах соответственно 2432, 1876 и 2444 м пересекли поверхность раздела двух структурных этажей эпикиммерийской Скифской плиты – складчатого фундамента и осадочного чехла молодой платформы. Срезанные сверху и запечатанные этой поверхностью породы – аргиллитоподобные глины, неравномерно известковистые, красноцветные и пестроцветные (с зелёным элементом в окраске) – отнесены к триасу. Происхождение пород континентальное. Наклон слоистости пород по отношению к оси керна

примерно под углом  $45^0$  и обилие в них зеркал скольжения свидетельствуют о высокой степени дислоцированности.

Терригенная юра, начинающая разрез платформенного чехла снизу, а также более молодые отложения (до современных), залегают горизонтально или имеют совсем небольшой угол падения. Чтобы разобраться в стратиграфии терригенной юры, последняя была рассмотрена на своём сухопутном продолжении в Северо-Западном Прикаспии и Восточном Предкавказье. Из множества предлагавшихся вариантов её расчленения на этой территории авторы отдали предпочтение схеме свитного деления М.М. Мацкевича, которая составлена на базе огромного фактического материала и заслуживает высшей похвалы [3, 4]. Она пригодна для применения на весьма обширном пространстве, включая Каспийское море. Стратиграфические подразделения этой схемы установлены по литологическим признакам и описаны так умело, что легко распознаются в любых конкретных разрезах. Благодаря спорадическим находкам в преимущественно немой толще остатков фауны и флоры, литостратиграфия в единичных точках наблюдения проконтролирована биостратиграфией.

В терригенной юре разрезов скважин Лаганская-1 и Морская-1 (интервалы глубин соответственно 2064–2432 и 1644–1876 м) выделены две свиты: олейниковская (нижняя юра, тоар) и промысловская (средняя юра, аален). Олейниковская свита из-за маленькой мощности не поддаётся дробному расчленению. В промысловской свите присутствуют все 5 пачек схемы М.М. Мацкевича (от I внизу до V вверху). Доминирующие породы разрезов – песчаники разной степени сцементированности (от крепких до рыхляков и почти сыпучих). Они переслаиваются с алевролитами, имеющими резко подчинённое значение, а в отдельных интервалах исчезающими совсем, а также с известковыми аргиллитоподобными глинами, которых очень мало. Размер песчаных зёрен в каждой из свит постепенно уменьшается в восходящем направлении. Особенно отчётливо эта закономерность выражена в промысловской свите, в основании которой песчаная фракция песчаников

преимущественно крупная и грубая, а в прикровельной части она только мелкая. В нижних половинах обеих свит в песчаниках присутствует примесь гравия и дресвы. Вверх по разрезу псефитовая составляющая пород убывает и постепенно сходит на нет. Больше всего её в пачке I промысловской свиты, которая представлена гравийными песчаниками и гравелитами.

Псаммитовая фракция пород состоит из кварца и количественно ему уступающих полевых шпатов, второстепенное значение в ней имеет слюда. Большинство песчаников относятся к аркозам. В псефитовой же фракции преобладают обломки пород – осадочных, магматических, жильных и метаморфических. При высоком содержании таких обломков породы соответствуют грауваккам.

Цемент обломочных пород глинистый, кое-где кальцитово-глинистый.

Распространённые аутигенные минералы пород – пирит и сидерит. Повсеместно породы обогащены углистым веществом, которое находится в виде разрозненных частиц углефицированного растительного детрита и их сгусткообразных скоплений, а также плёнок, тоненьких линзочек и слойков каменного угля, часто многократно расщепляющихся и переходящих в более толстые слойки зольного угля и углистого сланца. Особенно изобилует углистыми включениями олейниковская свита. Уголь образует в ней слойки повышенной толщины.

Окраска всех пород коричневатая-серая, с меняющейся густотой и тональностью.

Никаких палеонтологических остатков в породах, которые указывали бы на их стратиграфическую принадлежность, не встречено.

Породы накапливались в пресноводно-континентальных водоёмах при господстве умеренного влажного климата. Набор фаций достаточно широк – озёрные, болотные, речные (аллювий), временных потоков (пролювий), дельтовые, почвенного элювия (с кучерявчиками), как исключение эоловые (?). Базальные слои промысловской свиты (пачка I) являются аллювием горной реки, которая размывала палеозой и триас, пронизанные телами эффузивов и

интрузивов, а также угленосную олейниковскую свиту. Подошва промысловской свиты – эрозионная граница с заметным угловым несогласием. Наличие в базальных слоях олейниковской свиты песчаных зёрен зелёного глауконита и дресвы из подстилающих триасовых пестроцветов свидетельствует о том, что осадконакопление, возобновившееся в конце ранней юры после длительного перерыва, началось с кратковременного эпизода морской трансгрессии при интенсивной абразии берегов. Отличительная особенность терминальной части промысловской свиты (пачки IV и V) – появление среди континентальных отложений маломощных прослоев известняков и песчаников-известняков, принадлежащих морским фациям приливно-отливной и прибрежной зон, а, может быть, и верхов сублиторали. Эти породы – показатель эпизодических кратковременных затоплений морем плоской равнины, являвшейся в конце промысловского времени ареной осадконакопления. В развитии климата наметилось потепление.

Разрез карбонатной юры, перекрывающей терригенную юру, аномально сокращён. В карбонатных породах очень маленького интервала глубин (2056–2064 м, скважина Лаганская-1; 1629–1644 м, скважина Морская-1) сосредоточены фораминиферы семи ярусов средней и верхней юры: аалена (верхней части), байоса, бата, келловея, оксфорда, кимериджа и титона. Указанные интервалы разрезов (объединяющие в себе элементы джанайской, артезианской, бажиганской, таловской и кочубеевской свит) отвечают конденсированному слою. Его верхняя граница отбита точно, нижняя же граница намечена не более чем приблизительно (из-за технологических трудностей). Средой обитания для обнаруженных в конденсированном слое фораминифер могли быть только шельфы нормально солёных тёплых морей, сообщавшихся с океаном. Но происходившее на их дне осадконакопление было замедленным и прерывистым (с частыми приостановками и нулевыми мощностями).

На Хвалынской и Широтной площадях бурения терригенная юра наблюдалась в похожем виде. Отличие имеется лишь в верхах её разрезов

Широтной площади, где между промысловской свитой и вышележащей карбонатной юрой вклинивается пачка известковых глин и аргиллитов с единичными фораминиферами нижнего байоса (средняя юра, джанайская свита, отложения нормально солёного холодного моря). Карбонатная юра Хвалынской и Широтной площадей представляет собой разительный контраст по сравнению с описанным выше конденсированным слоем. Стратиграфически растянутый разрез карбонатной толщи здесь имеет весьма внушительную мощность и значительную стратиграфическую полноту. Подробная характеристика всей юры Хвалынской и Широтной площадей приведена в [6].

#### Литература

1. Дополнения к стратиграфическому кодексу России / Отв. ред. А.И. Жамойда. – С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
2. Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Ершов С.В. Секвенс-(литмо)стратиграфическая модель неокомского клиноморфного комплекса центральных районов Западной Сибири // Тез. докл. Второго Международ. симпозиума «Био- и секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов». С-Пб.: ВНИГРИ, 1997. С. 42–44.
3. Мацкевич М.М. О стратиграфии среднеюрских отложений северных районов Восточного Предкавказья и вала Карпинского // Тр. ГрозНИИ. 1964. Вып. XVII. С. 56–82.
4. Мацкевич М.М. О верхнеюрских отложениях Восточного Предкавказья // Тр. ГрозНИИ. 1965. Вып. XVIII. С. 37–54.
5. Улановская Т.Е. Эволюция биоты на фоне климатических событий прошлого и климатостратиграфическая шкала // Матер. II Международ. симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 91–94.
6. Улановская Т.Е., Зеленичиков Г.В., Шилин А.В. Юра и нижний мел российского сектора Каспийского моря. Новочеркасск: ООО НПО «Темп», 2006. 60 с.

# МЕТАОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ИНДИКАТОРЫ РОСТА КОРЫ

Л.Н. Урманцева, О.М. Туркина

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, urmantseva@gmail.com*

Эпизодичность роста континентальной коры подтверждается анализом распределения U-Pb возрастов цирконов и Nd изотопными характеристиками пород континентальной коры. Помимо основных пиков роста континентальной коры (~2,7 млрд. лет ~1,9 млрд. лет), отмечаются этапы, характеризующиеся минимальными скоростями роста коры (1,6-1,3 млрд. лет и 2,4-2,2 млрд. лет) [3, 7, 8]. Породы гранулитогнейсовых комплексов древних кратонов являются важным источником решения вопросов стадийности и временной продолжительности магматических и метаморфических процессов. Анализ геохимических особенностей раннедокембрийских метаосадочных комплексов гранулитогнейсовых областей позволяет установить характер их питающих провинций, условия и время седиментации, проследить эволюцию коровых источников, а также выявить участки развития ювенильной континентальной коры.

В первом приближении оценить время осадконакопления высокометаморфизованных комплексов можно на основе Sm-Nd изотопных данных. Изучение состава Nd кластических осадочных пород позволяет определить средний модельный возраст источников их сноса, следовательно, оценить нижнюю возрастную границу накопления осадочных толщ. Более определенно о времени седиментации, возрасте и типе пород, дававших вклад в область источника сноса, можно на основе изотопного U-Pb и редкоэлементного анализа детритовых цирконов из метаморфизованных осадочных пород. Поскольку редкоэлементный состав циркона чувствителен к его магматическому/метаморфическому происхождению [9], возникает возможность установления протекания магматических/метаморфических событий в областях формирования материнских пород.

Одной из проблем выявления областей ювенильной континентальной коры является захороненность пород под мощным осадочным чехлом древних кратонов, либо их полное разрушение. Поскольку древние осадочные породы, также как и современные реки [11], являются резервуаром для детритовых цирконов широкого диапазона возрастов, они могут разрешить проблему диагностики несохранившихся, либо захороненных более древних породных ассоциаций.

В структуре фундамента Сибирского кратона выделяется ряд крупных геологических элементов (тектонических провинций, составных террейнов, супертеррейнов) [12]. Выходы наиболее древних пород в западной части кратона обнаруживаются в пределах Шарыжалгайского выступа фундамента, а также Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа [13]. Протолиты метаосадочных пород Иркутного и Ангаро-Канского блоков по содержаниям петрогенных элементов соответствуют ряду пород, варьирующих от граувакк до глинистых пород [5, 14]. Метатерригенные породы обоих блоков характеризуются широким диапазоном модельного Nd возраста (2,4-3,1 млрд. лет и 2,4-2,8 млрд. лет, соответственно), указывающим на присутствие разновозрастных породных комплексов в области эрозии. В цирконах из рассматриваемых метаосадочных пород Иркутного блока выделяются три возрастные группы детритовых ядер:  $\geq 2,7$ , 2,3 и 1,95-2,0 млрд. лет, тогда как возраста детритовых ядер циркона из метаосадочных пород Ангаро-Канского блока варьируют от  $\sim 2,6$  до  $\sim 1,9$  млрд. лет. Возраста метаморфогенных оболочек детритовых ядер цирконов (1,85-1,86 млрд. лет) в обоих случаях совместно с возрастными самыми молодых детритовых ядер ограничивают время непосредственного осадконакопления протолитов парапород. Таким образом, время осадконакопления для терригенных пород Иркутного блока ограничивается интервалом 1,85-1,95 млрд. лет, для Ангаро-Канского блока попадает в интервал между 2,0-1,9 и 1,86 млрд. лет.

Магматическое происхождение детритовых ядер циркона подтверждается обогащением тяжелыми РЗЭ ( $(Lu/Gd)_n=9-25$ ), высокими содержаниями Y (550-

2120 ppm), хорошо выраженными аномалиями по Eu и Ce ( $Eu/Eu^*=0,1-0,3$ ,  $Ce/Ce^*=2,4-5,3$ ). Метаморфогенная генерация циркона характеризуется резким обеднением в области тяжелых лантаноидов ( $(Lu/Gd)_n=0,8-5,4$ ), более низкими содержаниями Y (131-667 ppm), слабо проявленной Ce аномалией.

Палео- неархейские метамагматические породы и гранитоиды с возрастaми  $\sim 3,4-2,55$  млрд. лет широко распространены в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона, особенно в Шарыжалгайском выступе фундамента [2, 5, 6, 10]. Идентификация потенциальных источников наиболее многочисленной популяции детритового циркона позднепалеопротерозойского возраста усложняется скудными сведениями о проявлениях магматической активности этого возраста в структурах фундамента Сибирского кратона. В юго-западной части кратона под позднедокембрийско-мезозойским чехлом обнаруживаются граниты с модельными Nd возрастaми 2,3-2,4 млрд. лет и гнейсы с  $T_{Nd}(DM)=2,8-3,4$  млрд. лет [1]. Именно палеопротерозойская ювенильная кора при участии архейских источников сноса могла обеспечить величины модельного возраста в диапазоне 2,4-3,1 млрд. лет.

Комплексный анализ U-Pb и Sm-Nd изотопных данных по метаосадочным породам Иркутного и Ангаро-Канского гранулитогнейсовых блоков позволил выделить архейские и палеопротерозойские события в формировании коры рассматриваемой части Сибирского кратона, являющиеся неотъемлемой частью ее эволюции и позволил установить поступление детритового материала как из обнаженного, так и захороненного фундамента кратона.

#### Литература

1. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. №4. С. 394-408.
2. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3-19.

3. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1998. 284 с.
4. *Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н. и др.* U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): Свидетельство неoarхейских магматических и метаморфических событий // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 4. С. 527-533.
5. *Туркина О.М., Урманцева Л.Н.* Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 1. С. 49-64.
6. *Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г.* Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 122-137.
7. *Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97–108.
8. *Condie K.C.* Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions // Tectonophysics. 2000. V. 322. P. 153–162.
9. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Hanchar, J.M., and Hoskin P.W.O., eds. Zircon: Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 27-62.
10. *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Res. 2005. V. 136. P. 353-368.
11. *Rino S., Komiya T., Windley B.F., Katayama I., Motoki A., Hirata T.* Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the early Precambrian // Phys. Earth Planet. Interiors. 2004. V.146. P. 369–394.
12. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. In: Archean Crustal Evolution. / Ed. Condie K.C. Elsevier. 1994. P. 411-459.
13. *Rosen O.M., Turkina O.M.* The oldest rocks assemblages of the Siberian craton. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.), Earth's Oldest Rocks. Elsevier, Amsterdam, 2007. P. 793-838.
14. *Urmantseva L.* Metasedimentary Rocks of Angara-Kan Block (Yenisey Ridge) as Indicators of Paleoproterozoic Passive Margin of the Siberian Craton // IAGR Conf. Series. 2010. V. 9. P.18-19.

# ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.В. Усминская

*Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, babaski@ukr.net*

Неогеновый период, в частности миоцен, выделялся повышенной активностью тектонической деятельности, очень тесно связанной с прилегающим районом Карпат [4].

В начале карпатского века территория не покрывалась морем, и лишь во второй половине карпатия трансгрессия моря захватила ее крайнюю юго-западную часть (междуречья рек Коропец и Ценов, до широты с. Шибалин, Тернопольская обл.). Море было мелким, опресненным, наступало оно с юга и юго-запада. На рубеже карпатия и бадения произошло кратковременное поднятие территории над уровнем моря [1].

В результате тектонических движений альпийского орогенеза в начале раннего бадения началась широкая трансгрессия моря, захватившая почти всю территорию. Наиболее широкой трансгрессия была в начале раннего бадения. Море было мелким с нормальной соленостью, о чем свидетельствуют песчано-литотамниевые отложения и типичная стеногалинная фауна [1].

В конце раннебаденского времени происходило отложение известняков, переполненных *Ervilia pussila* Phil [4]. Такое однобокое развитие фауны свидетельствует о нарушении нормальной солености морского бассейна.

В конце раннебаденского времени, в результате дальнейшего проявления тектонической деятельности в области Карпатской зоны и краевой части платформы, началась постепенная регрессия моря, конечным результатом которой было возникновение целого ряда лагун.

В северной части лагуны не имели сообщения с открытым морем и постоянно пополнялись пресными водами рек и ручьев, которые впадали в них. На берегах лагун росли мангровые леса. В дальнейшем на базе органического

материала возникли буроугольные отложения районов Золочева, Ясенова и других [1].

В начале среднебаденского времени началась новая трансгрессия моря. Поначалу наступление моря было медленным, отчего образовались отдельные лагуны, которые имели сообщение с открытым морем. В конце среднего бадена территория полностью освободилась от моря.

С наступлением позднебаденского времени трансгрессия морского бассейна на платформу значительно расширилась, и море занимало гораздо большую площадь, чем в раннем бадении. Соленость воды становится нормальной, и откладываются органогенные, органогенно-обломочные известняки и терригенные породы. Особенностью осадков является развитие органогенных известняков, среди которых выделяется багрянковый риф (Толтры), начинающийся в районе г. Броды и проходит через населенные пункты Збараж, Сатанов, Смотрич, Каменец-Подольский и прослеживается на территории Молдовы [4]. Море было мелководным, с довольно сильными течениями и теплой водой, о чем свидетельствует широкое распространение водорослей рода *Lithotamnia*.

Юго-западнее Толтровой гряды была образована лагуна с застойными водами, в которой откладывались преимущественно глинистые отложения. Среди верхнебаденских осадков встречаются слои туфов, свидетельствующие об активной вулканической деятельности в пределах Карпат.

В конце позднебаденского времени произошло заметное опреснение. В конце позднего бадения в бугловское время жила смешанная позднебаденская и раннесарматская фауна.

Резкой границы между нижнебаденскими и верхнесарматскими отложениями нет. Граница устанавливается по сильному опреснению и, в связи с этим, по изменению фауны. Одновременно с сильным опреснением пределы раннесарматского бассейна значительно расширились на восток и северо-восток, что связано с дальнейшим опусканием территории исследований [1].

В результате этих движений позднебаденский бассейн с нормальной соленостью отступил. На его месте в начале позднего миоцена образовался опресненный сарматский бассейн, который был мелководным, с сильными течениями, достаточно чистым. Климат в то время был умеренно теплым. На вершинах и склонах позднебаденской рифовой гряды нарастали новые рифы, которые развивались и западнее Толтр, в форме отдельных мелких тел. В пририфовой полосе откладывались органогенно-обломочные известняки и глины [1].

Среди раннесарматских отложений встречаются слои туфов, свидетельствующие о восстановлении и интенсивном продолжении вулканической деятельности в пределах Карпат.

Вероятно, в конце раннесарматского времени или в среднесарматское время территория, в результате продолжающихся тектонических движений, была поднята и выведена из-под поверхности моря и стала сушей. Остальную часть неогенового периода и весь четвертичный период господствовали континентальные условия, территория представляла собой первичную равнину, выведенную из-под покрова моря [4].

#### Литература

1. *Борисенко Т.С.* Геологічна будова та корисні копалини верхньої течії р. Серет. Звіт про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XX (Тернопіль). (Рукопис). Фонд ПДРГП "Північгеологія". 2008.
2. *Матеюк В.В.* Легенда к государственной геологической карте Украины масштаба 1:200 000 Волыно-Подольской серии листов. Ровно, 1995, Аркуш 2 (Кайнозой). 5 арк.
3. *Стратиграфічна схема фанерозойських утворень України до геологічних карт нового покоління.* К., 1993. 53 арк.
4. *Стратиграфія України.* Т. 10. Неоген – Голов. ред. Бондарчук В.Г. К.: Наук.думка, 1975. 272 с.

# СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

**А.М. Фазлиахметов**

*Институт геологии УфНЦ РАН, Уфа, famrb@mail.ru*

Седименто- и литогенез областей островодужного вулканизма отвечают начальным этапам осадочной дифференциации вещества и протекают в сложных обстановках, обусловленных сочетанием эндо- и экзогенных факторов. Однако литологические исследования вулканогенно-осадочных пород и процессов их формирования сегодня практически не ведутся, что является недостатком современной литологии и геохимии осадочного процесса. В Магнитогорской мегазоне Южного Урала островодужные комплексы, в отличие от современных островных дуг, эродированы и доступны для непосредственного изучения. Это позволяет считать названный регион перспективным в отношении фундаментальных исследований осадочных процессов.

Данное сообщение посвящено характеристике вулканогенно-обломочных пород улутауской свиты (см. статью автора в этом сборнике) и сопоставлению их с эффузивами урлядинской толщи Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала, отвечающей питающей провинции. В его основу положены авторские данные, включающие описания 27 разрезов улутауской свиты, более 450 шлифов, 85 определений петрогенных элементов в песчаниках. Петрографические особенности и химический состав (187 определений) эффузивов урлядинской толщи заимствованы из фондовых отчетов (Емельянов и др., 1963; Захарьевич и др., 1960; Купцов и др., 1983; Мосейчук и др., 1990; Ушаков и др., 1981; Чайко и др., 1960, 1977 г.; Шарфман и др., 1985; Штейнберг и др., 1990).

Песчаники улутауской свиты сложены обломками вулканических пород (андезитового и андезибазальтового, реже — риодацитового состава),

плагиоклазов, в меньшей мере кварца, занимая на диаграмме В.Д. Шутова [9] поля граувакк, полевошпатовых и кварц-полевошпатовых граувакк. Зерна силицитов, известняков и других экзолитов содержатся в количестве 0-1 %, редко 3-5 %. Округленность обломков вулканитов и экзолитов в песчаниках и в псефитолитах соответствует 0-2 баллам по шкале А.В. Хабакова [6], реже — 3-4 баллам. Сортировка кластики плохая. На диаграмме по [1] большинство точек песчаников лежит в поле андезибазальтов, чуть меньше — риолитов и дацитов, причем песчаники разных конусов выноса свиты отличаются по своему составу (рисунок).

По данным [5], Магнитогорская островная дуга в девоне находилась в экваториальной зоне, что должно было обусловить интенсивность процессов химического выветривания с разделением петрогенных элементов в соответствии с рядами подвижности, например, по [3]: (Na, Ca, Mg, K) — (Mn, P) — Si — (Al, Fe, Ti). Однако, при сопоставлении химического состава эффузивов урлядинской толщи и песчаников улутауской свиты выявлено, что в последних относительно понижены содержания  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $FeO$ ,  $(FeO+Fe_2O_3)$ ,  $MgO$ ; повышены содержания  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$  (см. рисунок). Эти отличия не могут быть объяснены выветриванием обломочного материала вулканитов при мобилизации и транспортировке. Это подтверждается практически одинаковыми значениями индексов, характеризующих степень химического выветривания —  $CI_A$  ( $100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ ) и  $CI_W$  ( $100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ ) [4].

Иной механизм разделения компонентов обломочных осадков при транспортировке описан Н.П. Кураленко [2]. Он заключается в сортировке кластики в водном потоке. Разница плотностей стекла и вкрапленников влечет их разделение: песчаные осадки, заметно обогащаются кристаллами, а алевропелитовая фракция — стеклом. При этом песчаники становятся более основными, в них понижается содержание K, повышается — Al, Fe, Ca и Mg. По-видимому, состав обломочных осадков находится в зависимости от состава вкрапленников исходных порфириров. В урлядинской толще преобладают

плагинклавовые порфириты. Вероятно, этим объясняется пониженное содержание суммарного железа и MgO в песчаниках улутауской свиты.

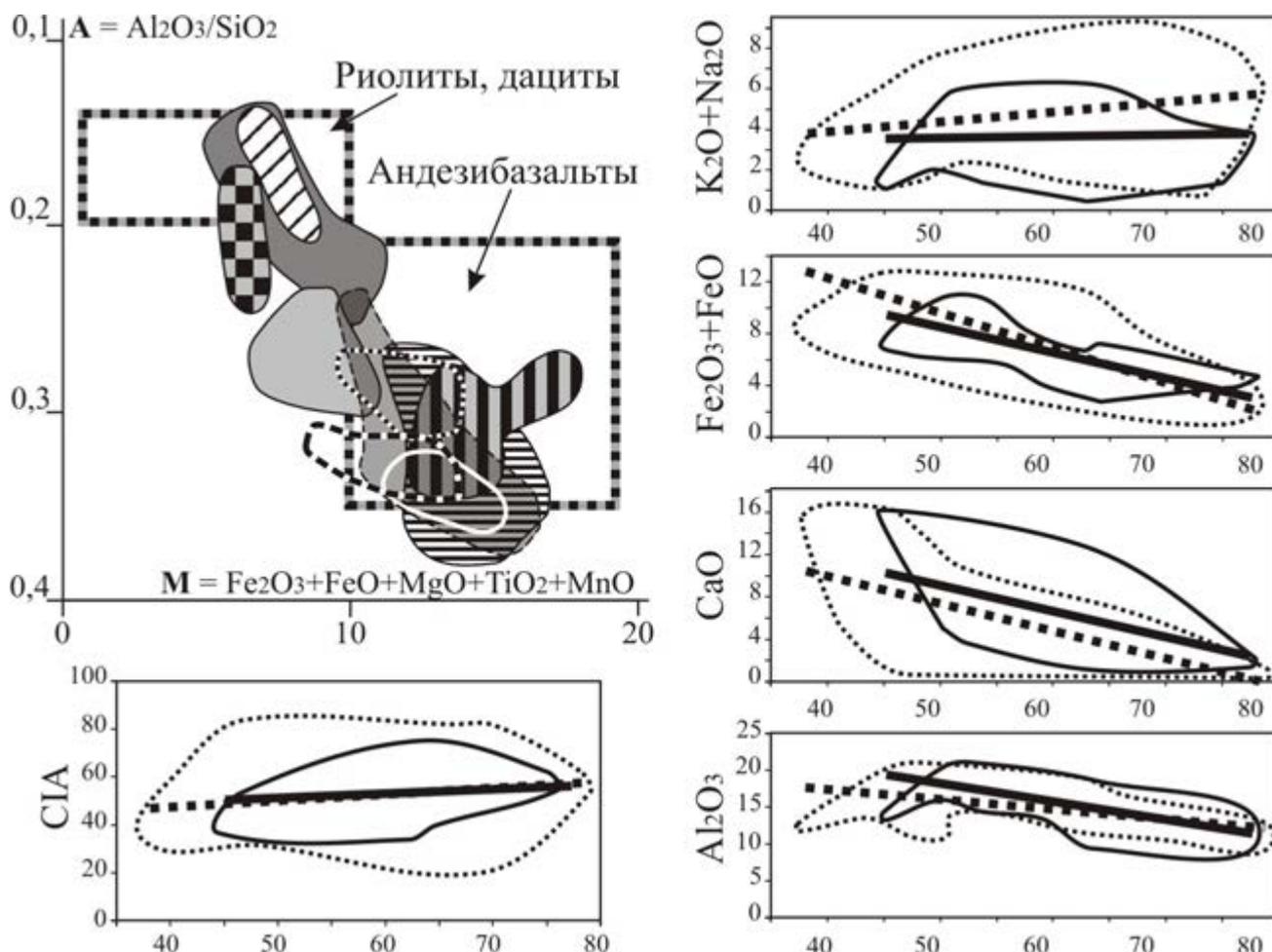


Рисунок. Диаграмма А—М по [1] с полями состава песчаников разных конусов выноса улутауской свиты (слева вверху); остальные диаграммы — сопоставление состава песчаников улутауской свиты (сплошные линии) и эффузивов урлядинской толщи (пунктиры). Замкнутые контуры — поля составов, прямые линии соответствуют среднему составу

В результате приведенных сравнений состава песчаников улутауской свиты и эффузивов урлядинской толщи выявлено, что химического выветривания обломочных осадков улутауской свиты при мобилизации и транспортировки не происходило. Различия составов пород двух групп обусловлены разделением в водной среде кристаллокластов плагинклавов и

стекла, отличающихся по плотности. По-видимому, превосходство процессов водной сортировки над выветриванием в данном случае, обусловлены интенсивностью процессов мобилизации и транспортировки [7, 8], а также геоморфологическими особенностями территории в девоне — крутизной склонов Магнитогорской островной дуги, обусловившей скорейшее перемещение кластики в глубоководные зоны.

#### Литература

1. *Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // *Литоология и полезные ископаемые.* 1988. № 2. С. 8-24.
2. *Кураленко Н.П.* Влияние вулканизма на формирование вещественного состава аллювия р. Камчатки и ее притоков // *Литоология и полезные ископаемые.* 1989. №3. С. 27-38.
3. *Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 229 с.
4. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2005. 289 с.
5. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // *Литосфера.* 2007. № 2. С. 29-44.
6. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. М., Л.: Гостоптехиздат, 1953. 672 с.
7. *Фазлиахметов А.М.* Условия седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // *Литосфера.* 2011 а. № 2. С. 42-52.
8. *Фазлиахметов А.М.* О причинах лавинной седиментации улутауской свиты // *Вест. Института геологии Коми НЦ УрО РАН.* 2011 б. № 1. С. 19-21.
9. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // *Литоология и полезные ископаемые,* 1967. № 5. С. 86-103.

# ЦИКЛИЧНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА

**А.М. Фазлиахметов**

*Институт геологии УфНЦ РАН, Уфа, famrb@mail.ru*

Улутауская свита (живет—нижний фран [3]) широко распространена в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) Южного Урала. Она сложена отложениями турбидных и обломочных потоков [6], переслаивающихся с отложениями фоновой седиментации (кремнистые и алевропелитовые породы). Мощность свиты достигает 2000 м.

По данным [2, 4], накопление улутауской свиты протекало в глубоководной впадине, ограниченной с запада (в современных координатах) потухшей Ирендыкской островной дугой, а с востока — активной Магнитогорской, являющейся, по-видимому, единственным источником вулканогенно-обломочного материала. Детализировать строение и обстановки формирования улутауской свиты позволили полевые исследования автора 2007-2010 гг.

Большое разнообразие обломочных пород и цикличность является характерной особенностью улутауской свиты. Кластолиты различных классов переслаиваются с кремнистыми породами, формируя элементарные циклиты (ЭЦ) различного строения. Автором выделено восемь их типов, отличающиеся мощностью, гранулометрическим составом слагающих пород, наличием или отсутствием градационной сортировки (рисунок).

Выявлено, что ЭЦ группируются в линзы, количество которых превышает 10. Мощность их достигает 700-800 м, протяженность — 50-60 км. В центрах линз преобладают ЭЦ, отличающиеся большой мощностью 5-20 м, отсутствием или слабым проявлением градационной сортировки, преимущественно грубым составом обломков (ЭЦ 1, 2, 4, см. рисунок). Кремнистые породы встречаются крайне редко.

На удалении от центров линз наиболее развиты ЭЦ мощностью до 2-5 м (ЭЦ 3, 5, 6). В них хорошо проявлена градационная сортировка обломочного материала, представленного песчаниками от грубо- до тонкозернистых и алевропелитовыми породами. Часто встречаются слои кремнистых пород (первые сантиметры), венчающих ЭЦ.

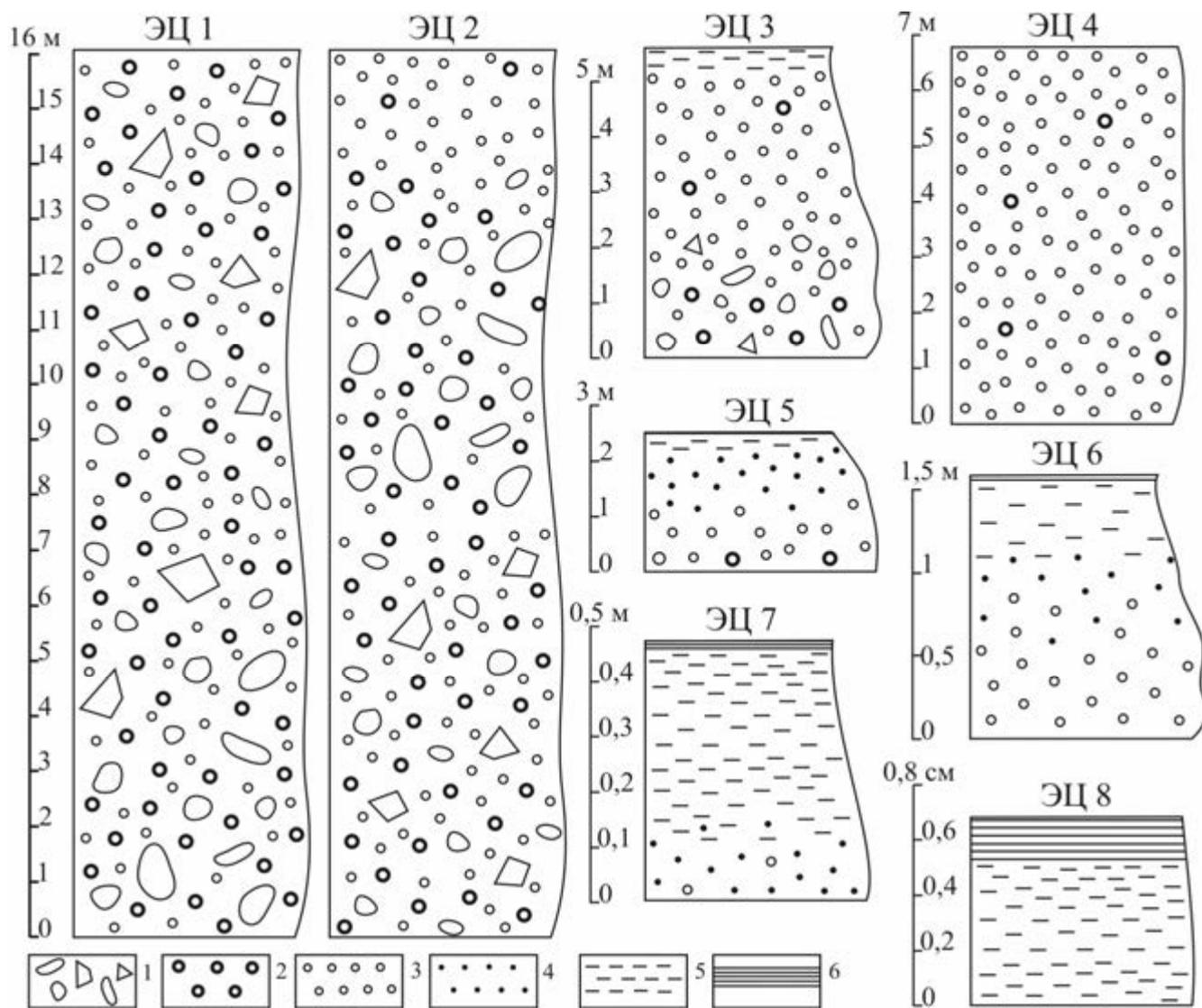


Рисунок. Примеры элементарных циклитов ултауской свиты

1 — конгломераты, брекчии, микститы, 2 — гравелиты, 3 — песчаники грубо- и крупнозернистые, 4 — песчаники средне-, мелко- и тонкозернистые, 5 — алевролиты, 6 — кремнистые и кремнисто-глинистые породы

В краевых частях линз преобладают тонкослоистые кремнистые, алевропелитовые породы, песчаники от тонко- до среднезернистых (ЭЦ 6-8).

Генетическая интерпретация строения ЭЦ и линз проведена на основе данных [6, 7 и др.]. В центральных частях линз залегают отложения грубообломочных турбидных и обломочных (debris flow) потоков, которые по простиранию, вниз и вверх по разрезу сменяются песчаными турбидитами и дебритами. В краевых частях линз преобладают отложения фоновой седиментации, придонных течений и тонкозернистых турбидитов. Таким образом, структура линз близка структуре глубоководных конусов выноса в поперечном сечении по [6, 7 и др.].

Разнообразие типов ЭЦ обусловлено несколькими причинами. Во-первых, пестрым гранулометрическим составом осадков, подвергшихся переотложению. Во-вторых, разнообразием гравитационных потоков — от обломочных, отличающихся ламинарным типом течения, до турбидных, со всеми возможными переходами, вызванными трансформацией и расслоением потоков. Третья причина — положение современного эрозионного среза по отношению к конусу выноса: в одних разрезах обнажены проксимальные отложения (район города Сибая), в других — дистальные (район горы Траташ).

Наличие нескольких конусов выноса, по всей видимости, обусловлено особенностями строения и развития Магнитогорской островной дуги. Ее осевой зоне в современной структуре Южного Урала соответствует урлядинская толща (живет—нижний фран, эффузивы, известняки), отличающаяся частыми фациальными переходами и существенными колебаниями мощности (от 80 до 2000 м) [3, 5].

Рельеф островных дуг расчленен и испытывает постоянные изменения, вызванные тектоническими движениями, ростом вулканических аппаратов и их разрушением. Эти процессы протекают интенсивно, обуславливая не только активную мобилизацию обломочного материала, но и частые перестройки, исчезновение старых и появление новых осадочных систем [1]. Иными словами, области ранее не поставляющие обломочного материала сравнительно быстро становятся областями мобилизации, тогда как в смежных зонах происходят обратные изменения. Эволюция этих процессов в Магнитогорской островной дуге отражена во внутреннем строении и взаимоотношениях линз.

Постепенное увеличение количества обломочного материала, и его погрубение от подошв линз к их центральным частям обусловлены проградацией конуса выноса и увеличением интенсивности мобилизации

обломочного материала, вызванным активизацией вулканизма и ростом вулканических аппаратов на участке островной дуги, отвечающем области питания конуса. С обратными процессами связано снижение поставок обломочного материала и уменьшение размера обломков. Одновременно с затуханием седиментации в одном конусе выноса происходит заложение и постепенный рост другого, что обусловлено активизацией процессов мобилизации в смежных областях Магнитогорской островной дуги.

Седиментация в областях девонского островодужного вулканизма Южного Урала обусловлена процессами вулканизма, поставляющими большие объемы вулканогенно-обломочного материала, формирующими сложно расчлененный рельеф. Эти факторы в сочетании с активными процессами экзогенного разрушения пород и размыва осадков обуславливали интенсивную поставку обломочного материала в глубоководные зоны, частые перестройки осадочных систем и, таким образом, линзовидное строение комплексов гравититов подножия Магнитогорской островных дуг.

#### Литература

1. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 309 с.
2. *Маслов В.А., Черкасов В.А., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. УфНИЦ РАН. Уфа, 1993. 217 с.
3. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа, 2010. 288с.
4. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29-44.
5. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. и др.* Палеовулканизм и колчеданное оруденение Александринского рудного района (Южный Урал) // Геологический сборник № 7. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 88-118.
6. *Стоу Д.А.В.* Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. Т2. М.: Мир, 1990. С 141—194.
7. *Хворова И.В.* Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 37-58.

## ЭВОЛЮЦИЯ СИЛУРИЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДНЕСТРОВСКОМ ПЕРИКРАТОННОМ ПРОГИБЕ

Л.А. Фигура

*ИГН НАН Украины, Киев, liuba\_figura@ukr.net*

Силурийский период развития Днестровского перикратонного прогиба был ознаменован мощным карбонатным осадконакоплением. Общий план распространения образований силура соответствует системе перикратонных опусканий Днестровского прогиба в зоне сочленения Украинского щита и Среднеевропейской геосинклинали, где формировалась Волыно-Подольская моноклинали и осуществлялся процесс осадконакопления. Восточная часть Волыно-Подольской моноклинали представляла собой область накопления неритовых карбонатных отложений, характерных для шельфа, западная - батинальных карбонатно-глинисто-терригенных отложений. Характерной особенностью силурийского бассейна является четкая продольная зональность от отложений платформенного шельфа (от карбонатного к карбонатно-глинистому и глинистому типам разреза).

Образования нижнего силура распространены ограниченно: на Волыньском поднятии – смидинская свита выживской серии карбонатного состава, в южной части Волыно-Подольского поднятия – молодовская серия (гораевская – песчаники с известняковым цементом – прослеживается к юго-востоку в пределах Молдавской плиты и достигает Одесской области и субицкая свита).

В границах Ковельсько-Хотинской структурно-фациальной зоны накапливались разнообразные лагунные (домериты и доломиты), отмельно-баровые (детритовые и биогермные известняки) и открыто-шельфовые (глинистые, комковатые и плитчатые известняки). Силур представлен нижним (лландоверский, венлокский ярусы) и верхним (лудловський и пржидольский ярусы) отделами. Силурийская толща делится на 3 завершающих этапы

осадконакопления - трансгрессивно-регрессивные циклы, которые отвечают яружской, малиновецкой и скальской сериям [2].

Верхнесилурийские образования сложены лагунными, а также нормально-морскими терригенно-карбонатными породами и представлены лудловским, пржидольским ярусами. Основная тенденция, наблюдаемая для большинства свит верхнего отдела силура, это увеличение доломитовой составляющей карбонатных и терригенно-карбонатных пород с запада на восток вкрест простирания от более глубоких горизонтов шельфа к периферии бассейна, его восточной субмеридиональной полосы. Лудловский ярус представлен верхней частью яружской (баговицкая свита) и малиновецкой сериями (коновская и рыхтовская свиты). Пржидольский ярус представлен рукшинской серией (пригородская, варницкая, трубчинская и звенигородская свиты).

Яружская серия откладывалась в условиях, когда интенсивность осадконакопления преобладала над скоростью опускания территории, которое нашло свое отображение в регрессивной последовательности осадков от глубокого моря к отложениям лагун и перерывов в накоплении осадков. Образования серии представлены нормально-морскими (в нижней части) и лагунными отложениями. Трансгрессивная и относительно стабильная фаза яружского осадконакопления привела к образованию фурмановской и тернавской свит, а регрессивная – баговицкой.

Баговицкая свита представлена мукшинской (преимущественно известняки) и устьевской (переслаивание доломитовых мергелей и доломитов с подчиненным количеством прослоек доломитизированного известняка) подсвитами.

Малиновецкая серия залегает с небольшим стратиграфическим перерывом на яружской серии и представлена пачками нормально-морских известняков. Малиновецкая серия на фоне колебаний дна бассейна показывает полный цикл седиментации от осадков мелководного к глубоководному и в обратном порядке к мелководью. Образования малиновецкой серии

подразделяется на три свиты: коновскую (нижняя – голосковская подсвита, представленная переслойкой известняков и мергелей; верхняя – шутновская, представленная известняками с прослойками домеритов и доломитов), цвиклевскую (нижняя – сокольская подсвита, представленная мелко комковатыми глинистыми известняками с отдельными прослойками и пачками плитчатых обломочно-детритовых известняков; верхняя – берновская подсвита, представленная переслаиванием домеритов и известняков доломитизированных) и рыхтовскую (грынчукская подсвита, представленная глинистыми известняками, мергелями; isaковецкая подсвита, представленная доломитами), каждая из которых отвечает трансгрессивно-регрессивному ритму осадконакопления.

Рукшинская серия залегает трансгрессивно, с небольшим стратиграфическим перерывом на малиновецкой серии и представлена доломитами, домеритами и мелководными доломитизированными известняками (нижняя часть), а также глинистыми известняками и мергелями (верхняя часть). Рукшинская серия отвечает завершающему этапу силур-раннедевонского осадконакопления в пределах юго-западного края Восточноевропейской платформы. Она проявляет постепенную тенденцию к увеличению глубины бассейна. По литологическим особенностям рукшинская серия делится на 4 свиты (снизу вверх): пригородоцкую (переслаивание пачек домеритов и доломитов); варницкую (ритмическое переслаивание домеритов и известняков доломитизированных, переходных к доломитам); трубчинскую (в нижней части черные афанитовые, реже глинистые известняки с маломощными прослойками мергелей и комковатых известняков, в верхней - доломиты с прослойками домеритов, доломитизированные известняки) и звенигородскую (переслаивание мергелей, глинистых известняков).

На Волынском поднятии цвиклевской и рыхтовской свитам отвечают горницкая (известняки комковатые) и луговская (известняки с прослойками аргилитов, мергелей) свиты. Выше залегают отложения рукшинской серии

пржидольского яруса, которая включает радошинскую (доломиты, известняки) и звенигородскую (известняки комковатые) свиты.

В силурийских отложениях установлены многочисленные (44) прослойки бентонитов, в частности в яружской серии установлены 15 прослоек бентонитов; в малиновецкой серии – 13; в скальской серии – 11; по два – в варницкой и трубчинской свитах, один – в верхней части звенигородской свиты [1].

Образования силурийской системы в пределах Западного Причерноморья представлены преимущественно известняками органогенными, серыми и темно-серыми, часто доломитовыми, от тонкокристаллических до пелитоморфных разновидностей, крепких, с частыми прожилками белого кальцита. Среди известняков встречаются незначительной мощности прослойки аргилитов темно-серых, тонкослоистых, алевритистых, слюдистых. Отложения образовались в условиях морской мелководной фации платформенного типа. В составе силурийской системы выделены: чокмайданская (органогенные, пелитоморфные, доломитизированные, глинистые известняки с прослойками аргиллитов) и бельцевская (известняки, в верхней части доломиты) свиты нижнего силура; пугайская, ичкерская, кишиневская, варницкая, трубчинская и звенигородская свиты верхнего силура.

#### Литература

1. Геологическая история территории Украины. Палеозой. – К.: Наук. думка, 1993. 199 с.
2. Стратиграфія УРСР. Силур / [відпов. ред. Айзенберг Д. Є.]. Т. IV. ч.1. – К.: Наукова думка, 1974. 264 с.

# КАРБОНАТНАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

**Е.М. Хабаров**

*ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KhabarovEM@ipgg.nsc.ru*

Выяснение роли микробиальных сообществ в формировании и эволюции разнотипных органогенных построек в докембрии остается одной из актуальных задач осадочной геологии. В литературе до настоящего времени доминирует точка зрения об их примитивности и однообразии. Отсутствие рифов в докембрии, как известно, объясняется двумя причинами. Во-первых, исключительной мелководностью докембрийских бассейнов. Действительно, в мелководных интракратонных бассейнах рифы, по существу, не формируются, поскольку их вертикальная аккреция лимитируется глубиной бассейна. Вторая причина основана на отрицании активной роли микробиальных сообществ в генерации карбонатных частиц и неспособности строматолитов создавать рельефные постройки в высокоэнергетических обстановках. Результаты изучения как докембрийских, так и современных строматолитов свидетельствует о многочисленных примерах кальцитизации некоторых микробиальных сообществ в период их активной деятельности на поверхности и ниже поверхности мата в результате фотосинтеза и повышения pH среды и, возможно, при внутриклеточных реакциях при разложении бикарбоната кальция. Минерализация резко возрастала после отмирания нижних частей мата за счет бактериальной декомпозиции первичного органического вещества.

Интенсивная деструкция строматолитовых построек давала огромную массу интракластического материала разной размерности [1, 2]. В некоторых случаях объем строматокластов в докембрии был соизмерим с производством карбоната современными известьвыделяющими водорослями [4]. Зоны активного строматолитообразования в позднем докембрии служили основным источником карбонатного материала для прилегающих склонов и бассейновых равнин, а также и для некоторых лагунно-шельфовых обстановок [2]. Кроме

того, строматолитовые постройки служили ловушками для карбонатного материала, который концентрировался между столбиками и биогермами, а также бронировали осадки, защищая их от размыва.

Иначе, микробиальные сообщества в докембрии, продуцируя  $\text{CaCO}_3$ , создавали устойчивые специфические каркасные системы, которые в процессе роста могли достигать уровня моря, противостоять сильным штормам и течениям и влиять на характер седиментации в окружающем пространстве. В этом смысле они гомологичны фанерозойским рифам [2, 3, 6 и др.].

Прямое или косвенное влияние микробиальных сообществ на генезис различных карбонатных зерен (оолитов, пизолитов, микрокомков) также устанавливается достаточно определенно. Происхождение микрита дискутируется. Многие относят микритовые известняки к чисто хемогенным породам. Исследование карбонатных формаций Восточной Сибири показывает, что микриты в пределах шельфа пространственно связаны с зонами массового производства первичного карбонатного материала при прямом или косвенном участии микробиальных сообществ [2]. Микриты более глубоких зон шельфа, а также склонов и прилегающих бассейновых равнин включают две разновидности. Первая явно входит составным элементом в градационные слои штормовых и глубоководных турбидитов. Другая разновидность, обычно с однородной структурой и примесью глинистого материала отнесена к гемипелагитам, образование которых связано с выпадением частиц карбоната из "облака" карбонатной взвеси. Этот механизм изучен на современных примерах [7] и хорошо согласуется с результатами исследований докембрийских отложений зон перехода от шельфов к бассейновым равнинам. Количество гемипелагического материала возрастает, если часть карбонатного ила, увлекаемого мутьевыми потоками вниз по склону, будет отделяться от основного потока и распространяться вдоль поверхностей раздела по плотности воды [7]. Следовательно, основная масса карбонатного ила поступала на глубокие шельфы, склоны и бассейновые равнины докембрийских бассейнов с мелководных шельфов. По аналогии с современными бассейнами возможно и

пелагическое биохимическое происхождение  $\text{CaCO}_3$  [5].

Нередко отрицается способность строматолитов создавать рельефные постройки, поскольку индивидуальные строматолитовые колонки (столбики) редко имеют синоптический рельеф более 5 см, исключая колоннеллы и конофитониды, прижизненный рельеф которых может иметь несколько десятков сантиметров. У структур более высокого порядка – биогермов прижизненная высота достигает 3-4 метров. Наиболее рельефные строматолитовые сооружения развивались на окраинах карбонатных платформ с превышением над предплатформенными депрессиями в десятки и сотни метров [3].

Результаты анализа черносланцевых и карбонатных гравитационных систем подтверждают высказанные выше положения. Так, углеродистые отложения обычно занимают самые глубоководные части бассейнов и через зону накопления турбидитов связаны со строматолитовыми постройками [2]. Такие латеральные соотношения свидетельствуют о геоморфологической выраженности последних и влиянии на циркуляцию вод. Гравитационные системы разнообразны по набору гравититов, что позволило реконструировать типы склонов. Преобладают осадочные склоны, элементы транзитных склонов редки.

В эволюции типов органогенных построек выделено несколько этапов: палеоархейский (3.2-3.6 Ga), мезоархейский (2,8-3,2 Ga), неоархейский (2,5-2,8 Ga), палеопротерозойский 1 (2,3-2,5 Ga), палеопротерозойский 2 (1,75-2,3 Ga), палеопротерозойский 3 (1,6-1,75 Ga), мезопротерозойский 1 (1,35-1,6 Ga), мезопротерозойский 2 (1,0-1,35 Ga), неопротерозойский 1 (0,85-1,0 Ga), неопротерозойский 2 (0,65-0,85 Ga) и неопротерозойский 3 (вендский) (0,545-0,65 Ga). С палеоархея до раннего неопротерозоя фиксируется долговременный тренд на возрастание количества и разнообразия строматолитовых конструкций, а затем их быстрое уменьшение. Четко фиксируется несколько этапов редукции строматолитообразования и деструкции морских бассейнов в периоды становления и высокого стояния суперконтинентов. Важный рубеж в

экспансии строматолитовых построек и в карбонатонакоплении наблюдается в позднем мезоархее (около 3 млрд. лет назад), который связан с формированием относительно крупных блоков с сиалической корой и шельфами. С этого времени фиксируются мощные (сотни метров) карбонатные платформы с краевыми рифоподобными строматолитовыми постройками и склонами с разнотипными гравититами и гемипелагитами. Эволюция рифогенных систем в докембрии определялась, в первую очередь, общей эволюцией литосферы, благодаря которой в определенные эпохи создавались и прекращали свое развитие бассейны, благоприятные для массового развития микробиальных сообществ, а также усложнением структуры микробиальных сообществ-строматолитообразователей. Микробиальные сообщества контролировали не только процессы генерации карбонатов, но и оказывали существенное влияние на направленные изменения в составе атмосферы и гидросферы.

#### Литература

1. Семихатов М. А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983.- 224 с.
2. Хабаров Е.М. Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика 1999, т. 40, № 8, С. 1149-1169.
3. Grotzinger J.P. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada // J. Sediment. Petrol., 1986, v. 56, N 6, P. 831-846.
4. Lanier V.P. Structure and Morphogenesis of Microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa. // J. Sediment. Petrol., 1988, v. 58, N 1, P. 88-99.
5. Robbins L.L., Blackwelder P.L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism // Geology, 1992, v. 20, N 5, P. 464-468.
6. Samy T.T., James N.P. Evolution of Early Proterozoic foreland basin carbonate platform, lower Pethei Group, Great Slave Lake, north-west Canada // Sedimentology, 1993, v. 40, N 3. P. 403-430.
7. Wilson P.A., Roberts H.H. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks // J. of Sediment. Res., 1995, v. A65, N 1, P. 45-56.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦЕОЛИТОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

А.Э. Хардигов

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, khardikov@sfedu.ru*

Выделенные на Северном Кавказе цеолитсодержащие породы являются стратифицированными телами, сформировавшимися в бассейнах седиментации. С учетом современных представлений о генезисе цеолитов и на основании изучения минералого-петрографических, геохимических и фациальных особенностей цеолитсодержащих пород на Северном Кавказе выделяется два генетических типа цеолитов: вулканогенно-осадочные и осадочные [1-4].

Вулканогенно-осадочные цеолиты приурочены к ааленским, байосским, средне-верхнеаптским, сеноманско-нижнетуронским и верхнеплиоценовым вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, расположенным в пределах мегантиклинорий Западного и Центрального Кавказа, а также на небольшом участке Скифской плиты.

Среднеюрские и меловые цеолитсодержащие породы формировались в морских условиях. Они содержат цеолиты (морденит и клиноптилолит) в количестве до 30%. Кристаллизация цеолитов происходила в пустотах массивных эффузивных пород и в межшаровых пространствах подушечных лав, а также в порах туфов и туффитов. Минералы, с которыми цеолиты обычно ассоциируют в пустотах и порах: кальцит, халцедон, кристобалит, кварц, хлорит, гидрослюды и другие низкотемпературные минералы. Формирование цеолитов осуществлялось в результате взаимодействия лавы с водой окружающего бассейна, благодаря внедрению холодных морских вод в еще не остывшее магматическое тело и воздействию их на вулканическое стекло. Цеолиты приурочены к эффузивным фациям основных и средне-кислых изверженных пород. Широкий диапазон температур и химического состава термальных растворов приводит к формированию в порах и пустотах почти всех известных в природе цеолитов. Специфической особенностью цеолитизации является то, что минералы кристаллизуются непосредственно из раствора при весьма незначительном участии метасоматических процессов. Породы цеолитизированы равномерно благодаря тому, что магма и пирокластика накапливались в морском бассейне, и морская вода равномерно

заполняла пустоты и поры магматических и вулканогенно-осадочных образований.

Верхнеплиоценовые цеолитсодержащие туфы и игнимбриты формировались в озерных обстановках. Они характеризуются площадным распространением, повторяющим контуры палеобассейна, пластовым залеганием и равномерным распределением в них цеолитов. Основной цеолит – термостойкий калий-кальциевый клиноптилолит. Его содержание колеблется в пределах 18-30%. Набор аутигенных минеральных ассоциаций определяется составом и щелочностью окружающей водной среды.

Осадочные цеолиты на Северном Кавказе имеют раннепалеоценовый, позднепалеоценовый и ранне-среднеэоценовый возраст. Они локализируются в карбонатно-терригенно-кремнистых мелководно-морских отложениях, распространенных на обширной территории Скифской плиты, мегантиклинорий Западного и Восточного Кавказа и образующих пластовые залежи мощностью несколько десятков метров и протяженностью от нескольких километров до десятков километров. Цеолиты в породах распределены равномерно и представлены клиноптилолитом (реже стильбитом и гейландитом), составляющим первые десятки, а иногда и более 50% объема породы. Цеолиты встречаются в виде единичных кристаллов и их сростков размером от тысячных до десятых долей миллиметра. Они заполняют поровые пространства и микротрещинки, развиваются в полостях раковин и других органических остатков. Кроме того, цеолиты совместно с опал-кристобалитом образуют каркасные сферы (леписферы). Характерный минеральный парагенезис: цеолиты (клиноптилолит, стильбит, гейландит) – опал-кристобалит – монтмориллонит – гидрослюда – глауконит – кальцит – гидрогетит, манганит – фосфориты.

Исходным материалом для образования цеолитов служат биогенный кремнезем, гели алюмосиликатов и кристаллиты глинистых минералов. Источником биогенного кремнезема являются организмы с опаловым скелетом (диатомовые водоросли, радиолярии, кремнистые губки и др.). Алюмосиликатные гели и кристаллиты глинистых минералов поступают с суши. Катионы при образовании цеолитов извлекаются из морской воды, заполняющей поровое пространство осадка и имеющей диффузионную связь с наддонными водами. При наличии такой связи в поровых водах устанавливается значение рН порядка 8, при которых реализуется возможность образования клиноптилолита, реже стильбита и гейландита. Цеолиты

формируются на стадии диагенеза в результате: а) прямой кристаллизации из щелочных иловых растворов; б) преобразования и замещения биогенного аморфного кремнезема; в) литификации сферических стяжений (леписфер) кристобалита и г) твердофазового превращения реакционноспособного глинистого компонента осадка в цеолиты.

Процесс образования цеолитов осадочного типа при умеренных значениях рН протекает очень медленно, растягиваясь на миллионы лет. В результате этого цеолитсодержащие отложения разбавляются терригенным материалом, а также аутигенными и биогенными компонентами. Установлено, что в богатых глауконитом осадках содержание цеолитов уменьшается. Это происходит потому, что аутигенный глауконит и глинистые минералы конкурируют с цеолитами при совместном образовании за счет реакционноспособных алюмосиликатных гелей и аморфного кремнезема. Благоприятными для образования богатых цеолитовых руд осадочного типа являются следующие условия: 1) платформенный или субплатформенный режим; 2) наличие выровненной суши с корами начальных стадий выветривания алюмосиликатных пород, обеспечивающих поступление высокорекреационного материала в область образования цеолитов; 3) развитие в бассейне седиментации организмов, поставляющих в осадок опаловый биогенный кремнезем; 4) слабое развитие процессов аутигенного образования глауконита, глинистых и других, кроме цеолитов, алюмосиликатных минералов; 5) низкая скорость накопления разбавляющего терригенного и биогенного материала; 6) гумидный или полуаридный климат; 7) спокойная гидродинамическая обстановка в бассейне седиментации, отсутствие сильных течений и перемывов осадка.

#### Литература

1. Хардигов А.Э. Литолого-фациальные особенности и условия образования палеогеновых цеолитсодержащих комплексов Восточного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 155-163.
2. Хардигов А.Э. Литолого-фациальные особенности и условия образования байосских цеолитсодержащих пород Северного Кавказа / Мат-лы ко 2-му Всероссийскому Литологическому совещанию. 18-20 декабря 2003. М., 2003. С. 76-79.
3. Хардигов А.Э. Цеолиты Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 2005. 224 с.
4. Хардигов А.Э. Условия образования и закономерности размещения природных цеолитов Северного Кавказа/ Ученые записки геолого-географического факультета. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 2005. С 152-161.

# ЦЕОЛИТОНОСНОСТЬ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.Э. Харди́ков, И.А. Холодная, А.А. Астахова

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, khardikov@sfnu.ru*

Верхнепермские отложения Аян-Юряхского антиклинория являются составной частью верхоянского терригенного комплекса Верхояно-Колымской складчатой области. Эта область представляет собой крупнейшую минерагеническую провинцию, в металлогении которой ведущая роль принадлежит золоту, серебру, олову. Проводимые здесь в последние годы геологоразведочные работы выявили гигантский потенциал крупнотоннажных месторождений, которые относятся к золото-кварцевой формации. Особое место занимает атканская свита мощностью 350-1200 м, сложенная вулканогенно-осадочными породами, в которых в виде линейных штокверков локализируются многие золоторудные месторождения и проявления. Это вызывает необходимость уточнить роль вулканогенного компонента в составе атканской свиты и условия его формирования.

Атканскую свиту слагают туфы и туффиты андези-дацитов и дацитов, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и аргиллиты. В толще туфопесчаников и туфоалевролитов наблюдаются тела типа вулканических конусов диаметром 30-50 м, в центральных частях которых прослежены вулканические дайки андезита и андези-дацита. Они имеют концентрически-зональное строение, определяемое постепенным уменьшением количества пирокластического материала от центра к периферии, что отражается в последовательной смене туфов туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

В туфопесчаниках, туфоалевролитах, туффитах и туфах установлены цеолиты в количестве 10-25% [1]. Дифрактограммы проб цеолитсодержащих пород содержат рефлексы гейландита (980; 850; 398; 295 пм) и анальцима (345; 292; 174 пм). Кроме того, фиксируются кварц (рефлексы 334; 180; 154 пм), средний плагиоклаз (407; 367; 318 пм), альбит (411; 321; 296 пм), гидрослюда (1060; 449; 329; 257 пм), и следы монтмориллонита (1150 пм).

В процессе литогенеза смена цеолитовых ассоциаций происходит в результате нарастания температур и давлений в погружающемся осадке. Агентом цеолитообразования в этом случае являются застойные поровые воды, состав которых вследствие реакционного взаимодействия с окружающими породами также меняется с глубиной. Матрицей, по которой идет цеолитообразование, служат осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Сочетание этих факторов приводит к закономерной смене цеолитовых ассоциаций гальмиролиза на ассоциации диагенеза, а затем катагенеза, которые в свою очередь переходят в бесцеолитовые парагенезисы собственно метаморфизма.

Величина химического потенциала  $\text{SiO}_2$  в системе является важным фактором, контролирующим образование цеолитов, которые подразделяются на образующиеся: 1) в недосыщенных кремнеземом условиях; 2) в равновесии с кремнеземом и 3) при пересыщении кремнеземом, то есть в метастабильных системах. В двух последних случаях возникают условия для образования обогащенных  $\text{SiO}_2$  минералов (морденита и клиноптилолита, а также богатого кремнеземом анальцима, филлипсита и шабазита), характерных, в частности, для осадков. Растворы, пересыщенные  $\text{SiO}_2$ , могут возникать при взаимодействии с осадками, в состав которых входит вулканическое стекло [2]. В поровых водах морских отложений химический потенциал  $\text{SiO}_2$  повышен вследствие растворения вулканического материала и кремнезема органического происхождения. В условиях низких температур (первые десятки градусов по шкале Цельсия) и слабощелочном водородном показателе ( $\text{pH} = 8-8,5$ ) первыми продуктами изменения стекла могут быть морденит и клиноптилолит, находящиеся в парагенетической ассоциации с опалом и кристобалитом [4]. Повышение температуры в результате погружения осадка или изменения, происходящие под влиянием горячих растворов, приводят к замещению морденита, клиноптилолита и кристобалита анальцимом, гейландитом, ломонтитом, а также кварцем и альбитом. Появление кварца позволяет предположить, что процесс связан с потерей устойчивости пересыщенных  $\text{SiO}_2$  растворов в результате роста скоростей превращения при температурах, приближающихся к  $100^\circ\text{C}$  и более. Увеличение  $\text{pH}$  пластовых вод также ускоряет образование кварца и может вызвать аналогичные последствия. Анальцим в присутствии кварца нестабилен. Поэтому примеры замещения

анальцима альбитом широко распространены в природе, в то время как обратный процесс в условиях низкотемпературного литогенеза, как правило, не наблюдается.

Причиной возникновения цеолитов в отложениях атканской свиты является диагенетическое преобразование вулканического стекла кислого и среднего состава под действием морских вод и щелочных поровых растворов. Специфической особенностью цеолитизации является то, что минералы кристаллизуются непосредственно из раствора при весьма незначительном участии метасоматических процессов. Породы цеолитизированы равномерно благодаря тому, что пирокластика накапливалась в морском бассейне, и морская вода равномерно заполняла пустоты и поры вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Цеолиты недолговечны (наиболее древние цеолитсодержащие толщи имеют девонский возраст). С течением времени они разрушаются. Учитывая пермский возраст изучаемых пород, можно предположить, что цеолитообразование в отложениях атканской свиты было достаточно масштабным.

Особенности строения и состава атканской свиты дают основание предполагать, что во время ее формирования на исследуемой территории существовали обстановки внешнего шельфа и континентального склона эпиконтинентального морского бассейна, где происходило лавинное накопление осадков конусов выноса дельт, сопровождавшееся подводным вулканизмом [3, 5]. Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал способствовал формированию вулканогенно-осадочной цеолитсодержащей толщи.

#### Литература

1. *Астахова А.А., Хардигов А.Э.* Цеолиты как индикаторы вулканогенно-осадочной природы атканской свиты Аян-Юрхского антиклинория Верхояно-Колымской складчатой области
2. *Сендеров Э.Э.* Жизнеспособность равновесий с пересыщенными кремнеземом растворами и их влияние на образование цеолитов / *Природные цеолиты.* М.: Наука, 1980. С. 91-98.
3. *Хардигов А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А.* Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юрхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // *Руды и металлы.* 2009. № 3. С. 22-28.
4. *Boles J.R., Coombs D.S.* Mineral reactions in zeolitic Nriassic tuff, Hokonui, Hills, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 1975. vol. 86.
5. *Khardikov A.E., Kholodnaya I.A.*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ЭОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

С.Ю. Харченко

*ЮФУ, Ростов-на-Дону, stanislav\_khr@mail.ru*

Эоценовые отложения палеогена на юге России весьма широко распространены на Волге, на Дону и на Северном Кавказе. Эти отложения очень мощно представлены на территории Восточного Донбасса.

На значительной части Восточного Донбасса (нижнее течение р. Дон, р. Сев. Донец, р. Сал, р. Маныч) они представлены мощными, но неполными разрезами. Из разреза эоценовой толщи обычно выпадает ряд крупных стратиграфических подразделений.

Изучая кремнистые породы восточной оконечности Донбасса в пределах Ростовской области, были выявлены определённые закономерности. Кремнистые отложения в основном распространены на северной, восточной и южной окраинах Восточного Донбасса, которые приурочены исключительно к эоцену.

Выявленные закономерности напрямую связаны с общим ходом эоценового осадкообразования и осадконакопления на рассматриваемой территории и в значительной степени определяются структурно-тектонической обстановкой, существовавшей в это время.

Выделены крупные надпорядковые тектонические структурные формы, влиявшие на формирование палеогена, и эоцена в частности, Восточного Донбасса, такие как Украинский щит, Русская плита.

Украинский щит захватывает большой регион, к западу от рассматриваемой территории. Однако своим восточным погружением щит вдаётся в пределы Донецкой складчатой зоны (открытый Донбасс). В эоцене Донбасс, несомненно, являлся областью размыва, исключая крайние периферийные зоны Восточного Донбасса [1]. В этих зонах толщи эоценовых отложений распространены на южном, северном и восточном погружениях складчатой зоны. На правобережье Дона, в открытой части Донбасса, эоценовые отложения большей частью размывы, а в некоторых слоях они не образовывались.

Русская плита захватывает рассматриваемый регион только своими юго-восточными краями, на севере и северо-востоке от изучаемой территории, представленными Воронежской антеклизой и её восточным погружением Доно-Медведицким валом, прослеживающимся почти в меридиональном направлении. Данные структуры в палеогеновом периоде были крупной областью размыва и, наряду с Украинским щитом, являлись для северной и северо-восточной части исследуемой территории источниками обломочного материала [2].

Образованию мощных отложений палеогена в пределах Восточного Донбасса способствовала сложившаяся благоприятная ситуация для накопления кремнистых толщ осадков. Такая ситуация была обусловлена наличием возвышенных структур в пределах изучаемой территории (Украинский щит, Русская плита), подвергшихся интенсивной денудации относительно бассейна седиментации; наличием открытого стабильного эоценового бассейна распространённых и на сопредельных территориях с югом России, в Центральной Азии и в Западной Сибири. Такая ситуация глобального распространения эоценового бассейна была вызвана сложившимися благоприятными стабильными геотектоническими условиями на протяжении всего палеогена.

Бассейны перечисленных территорий в месте с палеогеновым бассейном юга России образовывали обширную площадь накопления мощных палеогеновых кремнистых отложений в пределах всего Евразийского континента [3].

#### Литература

1. Шамрай И.А., Кохановский П.П., Орехов С.Я. Геологическое строение Ростовской области и сопредельных территорий. Ростов-на-Дону: Издательство Ростовского университета, 1972.
2. Пушкарский Е.М., Голиков-Заволжский И.В. Справочник по месторождениям нерудных полезных ископаемых Ростовской области. Ростов-на-Дону: Издательство Ростовского университета, 1992.
3. Дистанов У.Г., Аксёнов Е.М., Ведерников Н.Н. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерализации неметаллов. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ВИЗЕЙСКОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Р. Р. Хасанов<sup>1</sup>, А. Ф. Исламов<sup>2</sup>, Ш.З. Гафуров<sup>3</sup>

<sup>1</sup> К(П)ФУ, Казань, *Rinat.Khassanov@ksu.ru*

<sup>2</sup> К(П)ФУ, Казань, *Albert.Islamov@ksu.ru*

<sup>3</sup> ТГРУ ОАО «Татнефть», Казань

В центральной части Волго-Уральской антеклизы (Южно-Татарский свод и прилегающие территории) известны значительные угольные ресурсы, связанные с визейским этапом угленакопления. Установлено [1, 4], что распространение и размещение визейских залежей угля контролируются палеотектоническими, палеогеоморфологическими и фаціальными условиями формирования угленосной толщи. Новым направлением в литологии является использование данных о геохимии РЗЭ в углях для реконструкций условий древнего осадконакопления.

В основу настоящей работы положены данные по содержанию РЗЭ в ископаемых углях Татарстана, полученные при помощи масс-спектрального анализа с индуктивно связанной плазмой в ЦНИИГеолнеруд (г. Казань). Ранее нами установлено [5, 6], что визейские угли характеризуются преобладанием легких лантаноидов и обнаруживают их повышенные концентрации до десятков и сотен г/т, приуроченные к приконтактовым участкам угольных пластов.

Для характеристики особенностей распределения РЗЭ был использован ряд геохимических коэффициентов, позволяющих детализировать условия их накопления [3]. Средние значения геохимических коэффициентов РЗЭ в визейских ископаемых углях приведены в таблице. Большой разброс значений по зольности и сумме РЗЭ указывает большое количество разнообразных факторов, влияющих на их вещественный состав. Наиболее важными из них

являются климатический режим, ландшафтно-геоморфологические особенности территории и петрографический состав обрамляющих торфяники отложений [8].

Визейское осадконакопление происходило в условиях преобладающего практически на всей рассматриваемой территории гумидного типа литогенеза. На тип климата указывает такой геохимический коэффициент как отношение суммы легкой группы РЗЭ к тяжелой. Значение коэффициента менее 2,5 указывает на аридный тип литогенеза, от 2,5 до 4 – семигумидно-семиаридный, более 4 – гумидный [3, 7]. Такое соотношение связано с интенсивным выносом легкой группы РЗЭ при химическом выветривании полевошпатовой компоненты в условиях гумидного климата. Визейские угли характеризуются показателем, много превышающим 4 (таблица).

Таблица

*Геохимические коэффициенты РЗЭ в ископаемых углях РТ*

Название залежи (количество образцов)	Средняя зольность	Сумма РЗЭ	Сумма La-Eu / сумма Gd-Lu	Отношение La к Yb	Eu/(Sm+Gd)/2 нормировано по хондриту
Черемшанская (3)	20,5	374,5	10,4	31	0,957
Мокшинская (4)	37	94,9	9,3	95	1,904
Сунчелевская (4)	30,95	545,8	16,8	150	0,83
Егоркинская (3)	39,5	203	12	76,4	1
Южно-Нурлатская (2)	11,7	72,5	4,34	20,9	0,79

Для гумидного литогенеза характерно преобладание в составе глинистого вещества угля каолинита. Высокое содержание каолинита в визейских углях способствует концентрации легких лантаноидов. По данным [2] для иллитовой фракции характерно четкое преобладание тяжелой группы РЗЭ (сумма РЗЭ – 150 г/т; для каолинитовой фракции характерно обогащение легкими РЗЭ и положительная аномалия европия (сумма РЗЭ – 230 г/т); для полимиктовой фракции характерны вариации между легкими и тяжелыми РЗЭ (сумма РЗЭ –

180 г/т); для смектитовой фракции характерна слабая выраженность преобладания одной из групп РЗЭ (сумма РЗЭ – 73 г/т). Такое распределение РЗЭ объясняется различной сорбционной способностью глинистых минералов.

На рис. 1, 2 представлены графики нормированных значений РЗЭ по осадочным породам. Можно отметить преобладание среднего ряда РЗЭ, а также практически у всех изученных залежей (Сунчелевская, Егоркинская, Мокшинская, Южно-Нурлатская, Ивинская) положительные аномалии эрбия, и отрицательные гадолиния.

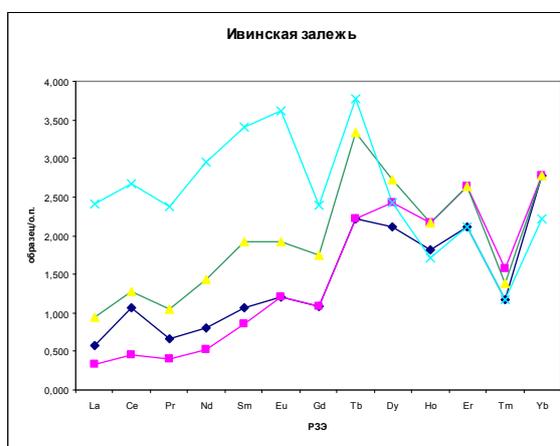
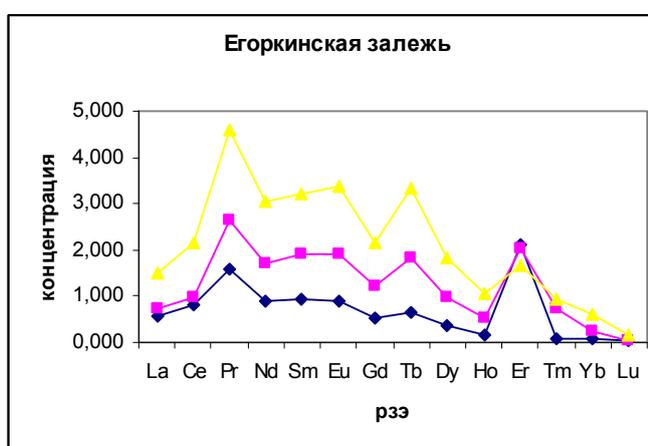


Рис. 1. Нормированный график распределения РЗЭ по осадочной горной породе в ископаемом угле Егоркинской залежи (3 образца)

Рис. 2. Нормированный график распределения РЗЭ по осадочной горной породе в ископаемом угле Ивинской залежи (4 образца)

При нормировании по хондриту картина существенно меняется (рис.3, 4). Графики РЗЭ для всех рассмотренных залежей ведут себя синхронно. Общим для них является значительное преобладание легкой части РЗЭ. Интересным наблюдением оказался тот факт, что наблюдаемая на обычных графиках резко отрицательная аномалия иттербия никак не проявляется при нормировании по осадочным горным породам. В данном случае аномалия иттербия является мнимой на фоне более высоких концентраций других РЗЭ, что может быть объяснено иной (относительно других элементов группы РЗЭ) миграционной

способностью эрбия в экзогенных условиях и особенностями его накопления в специфической геохимической среде торфяников (угольных пластов).

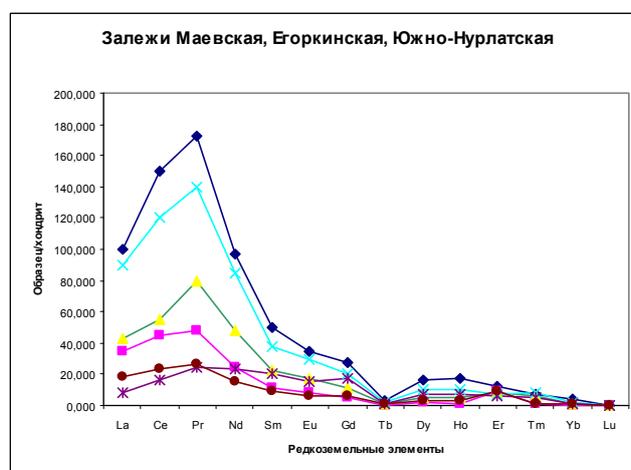
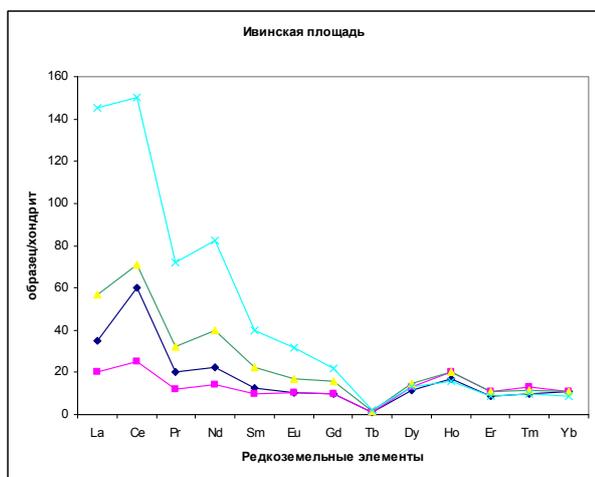


Рис. 3. Нормированный график распределения РЗЭ по хондриту породе в Ивинской залежи (4 образца)  
 Рис. 4. Нормированный график распределения РЗЭ по хондриту в ископаемом угле Маевской, Егоркинской, Южно-Нурлатской залежи (1, 3, 2 образца соответственно)

Положительная аномалия европия, наблюдаемая в визейских углях Татарстана, особенно отчетливо проявляется при нормировании по осадочным породам (рис.1 и 2) и по коэффициенту  $Eu/(Sm+Gd)/2$ . Известно [3, 7], что европий наряду с церием из всех РЗЭ обладают наиболее высокой способностью к миграции в окислительной среде, за счет их валентного состояния в зоне гипергенеза. Именно высокой миграционной способностью объясняются частые отрицательные аномалии европия в осадочных горных породах.

В целом, можно констатировать, что гумидный тип литогенеза, скопления органического вещества в торфяниках прибрежно-морских равнин и преобладание интенсивно карстующихся карбонатных пород на рассматриваемой территории в визейское время создали условия, благоприятные для накопления преимущественно легких элементов группы РЗЭ, что создало их преобладание над тяжелыми элементами той же группы. Накопление РЗЭ продолжалось не только на стадии торфонакопления, но и в

эпигенезе в результате контакта угольного вещества с подземными водами вмещающих пород, что создавало дополнительные концентрации в приконтактных участках угольных пластов.

#### Литература

1. *Блудоров А.П.* История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М.: Наука, 1964. 275 с.
2. *Копорулин В.И., Ляпунов С.М., Середин В.В.* Редкоземельные элементы в глинистой фракции угленосных отложений Аркагалинского (Магаданская область) и Долинского (о. Сахалин) месторождений угля // Литология и полезные ископаемые, № 5, 2009. С. 527-542.
3. *Сиротин В.И., Белявцева Е.Е.* Лантаноиды как индикатор зональности латеритной (глиноземной) коры выветривания КМА // Доклады Академии наук, том 432, №1, 2010. С. 103-104.
4. *Угольная база России.* Том 1. Угольные бассейны и месторождения европейской части России (Северный Кавказ, Восточный Донбасс, Подмосковский, Камский и Печорский бассейны, Урал). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 483с.
5. *Хасанов Р.Р.* Геолого-геохимические факторы оруденения в палеозойских угленосных формациях центральной части Волго-Уральской антеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка, №2, 2006. С. 36-41.
6. *Хасанов Р.Р., Гафуров Ш.З., Исламов А.Ф.* Редкоземельные элементы в визейских угольных пластах Волго-Уральского региона // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер.Естеств. науки. - 2010. Т.152, кн. 4. С. 116-122.
7. *Шатров В.А., Войцеховский Г.В.* Применение лантаноидов для реконструкций обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента ВЕП) // Геохимия, №8, 2009. С. 805-824.
8. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Неорганическое вещество углей. - Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 423 с.

# МЕТАПЕЛИТЫ БОЛЬШЕЧЕРЕМШАНСКОЙ СЕРИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ТАТАРСКОГО СВОДА

Р.Р. Хасанов<sup>1</sup> Р.Р. Хусаинов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*К(П)ФУ, Казань, Rinat.Khassanov@ksu.ru,*

<sup>2</sup>*К(П)ФУ, Казань, Rafael.Khousainov@gmail.com*

К настоящему времени в пределах Татарского свода, расположенного в центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, пробурено большое количество глубоких скважин, вскрывших земную кору на глубину от нескольких метров до 5-6 км. В современной структуре кристаллического фундамента Татарского свода можно выделить комплексы пород, связанные с древними геодинамическими обстановками гранитогнейсовых ядер и зеленокаменных поясов. Кристаллический фундамент Татарского свода [3, 8] архей-протерозойского возраста имеет крайне сложное геологическое строение. Он сложен гетерогенными сложнодислоцированными породными комплексами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма с наложенным диафторезом. Их основу составляют серии пород первично-магматогенного и первично-осадочного происхождения (соответственно, отрадненская и большечеремшанская серии).

В основу настоящей работы положены результаты минералогическо-петрографического и геохимического исследования метаморфических пород, вскрытых сверхглубокой скважиной № 20009 (Новоелховская площадь), расположенной в купольной части Южно-Татарского свода. По разрезу скважины наблюдается переслаивание пород отрадненской и большечеремшанской серий, объединенные в пять пачек. Основным объектом исследования стали породы большечеремшанской серии.

Большечеремшанская серия относится к числу наиболее уверенно выделяющихся и хорошо прослеживающихся структурно-вещественных комплексов Волго-Уральской области [8]. В разрезе скважины 20009 породы этой серии представлены тремя пачками, первая пробурена на глубине 1870 –

2026 м., следующая 2325 – 3117 м., третья вскрыта на глубине 4428 м. и прослеживается до 5480 м. Сложена большечеремшанская серия высокоглиноземистыми кристаллосланцами и гнейсами с прослоями гранитоидов с гранатом, иногда с кордиеритом и силлиманитом. По мнению большинства исследователей, они имеют первично-осадочное происхождение. По своему составу и строению породы серии неоднородны, что, по всей видимости, связано с неоднородностью первичных осадочных толщ [8].

Возможности литологических методов для восстановления обстановок осадконакопления в докембрии часто ограничены из-за глубоких метаморфических преобразований исходных пород. В таких случаях возрастает роль геохимических методов, позволяющих проводить генетические реконструкции. Применение редкоземельных элементов (REE) для восстановления первоначальной природы метаосадочных пород обусловлено их инертным поведением [4], т.е. подвижность элементов в большинстве геологических процессов является одними из наименее подвижных. На них слабо влияют постседиментационные трансформации, а также процессы низкотемпературного и высокотемпературного метаморфизма [1], поэтому их соотношения в осадочных породах отражают состав палеоводосборов [6, 7]. Для определения палеофациальных условий применялись следующие индикаторы и геохимические коэффициенты [1, 3-7]:

1)  $La/Sm$ ,  $Ce/Sm$ ,  $Yb/Sm$ ,  $Y/Sm$ , характер распределения, нормированных к среднему содержанию REE в глинах платформ [1] - индикаторы удаленности от береговой линии обстановок седиментации.

2) Значение  $Eu/Eu^*$  в породах, где  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N) / 2$ , нормировано к хондриту – величина является показателем состава размывающихся на палеоводосборах комплексов пород. В случае, когда данный параметр находится в пределах 0,85 – 0,95, можно сделать вывод о преобладании в областях размыва архейских кристаллических пород. Среднее значение для осадочных фанерозойских пород составляет 0,61 - 0,72. Наличие

положительных Eu аномалий  $>1,0$  -1,1 связывают с воздействием на них глубинных гидротермальных растворов (флюидов).

3) Цериевая аномалия  $Ce/Ce^*$  (нормировано к глинам платформ) – индикатор обстановок осадкообразования. В отложениях близспрединговых зон величина  $Ce/Ce^*$  составляет — 0,25-0,3. На удалении от срединно-океанического хребта (СОХ) примерно до 2500-3000 км величина  $Ce/Ce^*$  в осадках снижается до 0,55-0,6. Отложения окраинно-континентальных (шельфовых) обстановок характеризуются значениями  $Ce/Ce^*$  - 0,9-1,3.

4) Индикатор климата  $\sum Ce/\sum Y$ , отражает интенсивность выветривания. Его значения следующим образом характеризуют тип климата:  $<2,5$  - аридный; 2,5-4,0 – семигумидный - семиаридный;  $> 4$  - гумидный.

5) Значения  $Eu/Sm$ , характеризуют степень проницаемости различных блоков континентальной коры.  $Eu/Sm > 0,30$  - проницаемость высокая;  $Eu/Sm = 0,25$  - средняя,  $Eu/Sm < 0,20$  - низкая.

Элементы группы редких земель в метапелитах распределены неравномерно, разброс значений по отдельным элементам достигает 2-3-х порядков, например La (1,9 – 103 г/т); Ce (1,4 - 340 г/т). Среднее суммарное значение РЗЭ в породах большечеремшанской равно 148,9 г/т. Распределения и концентрации РЗЭ в метапелитах близки к платформенным глинам.

Цериевая аномалия варьирует в пределах от 0,7 до 1,46, при среднем значении 1,09. По этому показателю можно предположить, что отложения сформированы в шельфовых условиях, более приближенных к прибрежной зоне и находящихся в удалении от зон СОХ.

Индикатор климата  $\sum Ce/\sum Y$  равен 5,8. Такое значение более характерно для гумидного климата.

Среднее значение  $Eu/Sm$ , характеризующие степень проницаемости различных блоков континентальной коры для восходящих флюидных струй равен 0,36 и свидетельствует о высокой проницаемости пород.

Значение европиевой аномалии составляет 1,09, что указывает на роль глубинных флюидов. Так же наблюдается связь последних двух индикаторов.

Увеличение проницаемости (Eu/Sm) приводит к повышению эндогенной гидротермальной европиевой аномалии.

Таким образом, можно предположить, что породы большечеремшанской серии, вскрытые скважиной 20009 (Татарский свод), формировались в прибрежных, шельфовых условиях, при гумидном климате с высоким уровнем химического выветривания.

#### Литература

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976. 267 с.
2. *Зеленская А.Н., Шатров В.А., Сиротин В.И.* Палеофациальные условия образования сланцев курской серии КМА (по результатам изучения распределения REE) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 1999. -№ 7. С. 39-44.
3. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Под редакцией Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань изд. «Дента», 1996. 487 с.
4. Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л. и др. Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского нефтегазоносного района(Западная Сибирь) // Литосфера. 2010, № 2. С. 3-24.
5. *Сиротин В.И., Шатров В.А., Войцеховский Г.В.* Редкие земли как индикаторы обстановок осадкообразования в раннем протерозое (на примере курской серии КМА) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Матер. 3-го Всеросс. литол. совещ. (Москва, 18 - 20 март 2003 г.) М., 2003. С.254-256.
6. *Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В.* Редкоземельные и малые элементы как индикаторы условий образования железистых кварцитов (на примере Лебединского месторождения КМА) коры // Докл. РАН. – 2002. –Т. 386, № 5. -С. 668–671.
7. *Шатров В.А., Войцеховский Г.В.* Применение лантаноидов для реконструкции обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разреза чехла и фундамента восточно-европейской платформы)// Геохимия №8, август 2009. С. 805-824.
8. *Хасанов Р.Р.* Рудные минералы кристаллического фундамента Татарского свода, их типоморфизм и генетическое значение. Автореферат дисс.... Канд. геол.-мин. наук. Казань, 1991. 24 с.

**К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА  
С ЦЕЛЬЮ ВЕРИФИКАЦИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ  
(НА ПРИМЕРЕ АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЯМБУРГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

*К.А. Хасанова*

*УГГУ, Екатеринбург, pinkyroller@mail.ru*

По одной из скважин Ямбургского месторождения, на глубине 3781-3808 м вскрывшей ачимовскую толщу, выполнено описание 9 образцов керна, привязанных к геолого-геофизическим исследованиям со стандартным комплексом геофизических исследований скважин (ГИС). В соответствии с классической методикой литолого-фациального анализа (Ю.А. Жемчужников, Л.Н. Ботвинкина и др.) определены диагностические признаки в виде гранулометрического состава, сортированности, текстуры слоев, представленных в образцах. Первые два проверены и детализированы микроскопическими исследованиями по типовой методике. С кривых ГИС для соответствующих слоев сняты усредненные параметры основных методов – самопроизвольной поляризации (ПС) и естественной радиоактивности (ГК). Самостоятельным блоком исходной информации явились параметры фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), а синтетическим показателем – фация, интерпретируемая как обстановка осадконакопления, реализованная в породе.

Вся исходная информация метризована в однородную числовую форму. Для описательной информации произведено стандартное кодирование, а для цифровых данных – поинтервальная номинализация в соответствии с характером распределения параметров. Таким образом, геологические признаки получают собственные цифровые характеристики (дескрипторы), которые формируются в соответствии с построенным словарем (тезаурусом). Для придания равномерности исходным данным значения всех признаков оценивались в одинаковой девятибалльной шкале [1]. На следующем этапе по

выборочной совокупности вычислена корреляционная матрица системы используемых признаков (табл.1). Коэффициенты корреляции являются значимыми при их абсолютном значении не менее 0,83, менее значимые – 0,67.

Таблица 1

*Корреляционная матрица*

	Гранулометрический состав	Сортированность	Текстура	ПС	ГК	Пористость	Проницаемость	Фация
Гранулометрический состав	1,00	0,48	0,54	0,35	0,82	-0,74	-0,78	-0,19
Сортированность	0,48	1,00	-0,15	-0,10	0,41	-0,10	-0,21	-0,54
Текстура	0,54	-0,15	1,00	0,60	0,66	-0,60	-0,55	0,31
ПС	0,35	-0,10	0,60	1,00	0,53	-0,35	-0,27	-0,36
ГК	0,82	0,41	0,66	0,53	1,00	<b>-0,83</b>	<b>-0,87</b>	-0,09
Пористость	-0,74	-0,10	-0,60	-0,35	<b>0,83</b>	1,00	<b>0,85</b>	-0,27
Проницаемость	-0,78	-0,21	-0,55	-0,27	<b>0,87</b>	<b>0,85</b>	1,00	-0,18
Фация	-0,19	-0,54	0,31	-0,36	0,09	-0,27	-0,18	1,00

Из таблицы видно, что значимой связью обладают ГК, пористость и проницаемость. Малозначимые связи наблюдаются у гранулометрического состава с фильтрационно-емкостными свойствами. К естественной радиоактивности, пористости и проницаемости на малозначимом уровне "присоединяется" гранулометрический состав, что отражает обычную ситуацию в нефтегазовой литологии терригенных толщ.

На следующем этапе рассчитаны факторные нагрузки (табл. 2), а также установлена внутренняя структура многомерного пространства, которая представлена графически (рисунок).

Таблица 2

## Факторные нагрузки, собственные значения и веса факторов

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Гранулометрический состав	<b>0,88</b>	-0,26	-0,15
Сортированность	0,29	<b>-0,83</b>	-0,36
Текстура	0,75	0,42	0,31
ПС	0,55	-0,05	<b>0,82</b>
ГК	<b>0,97</b>	-0,13	-0,02
Пористость	<b>-0,89</b>	-0,23	0,19
Проницаемость	<b>-0,89</b>	-0,11	0,28
Фация	0,01	<b>0,90</b>	-0,40
Общая дисперсия	4,25	1,82	1,20
Доля фактора	0,53	0,23	0,15

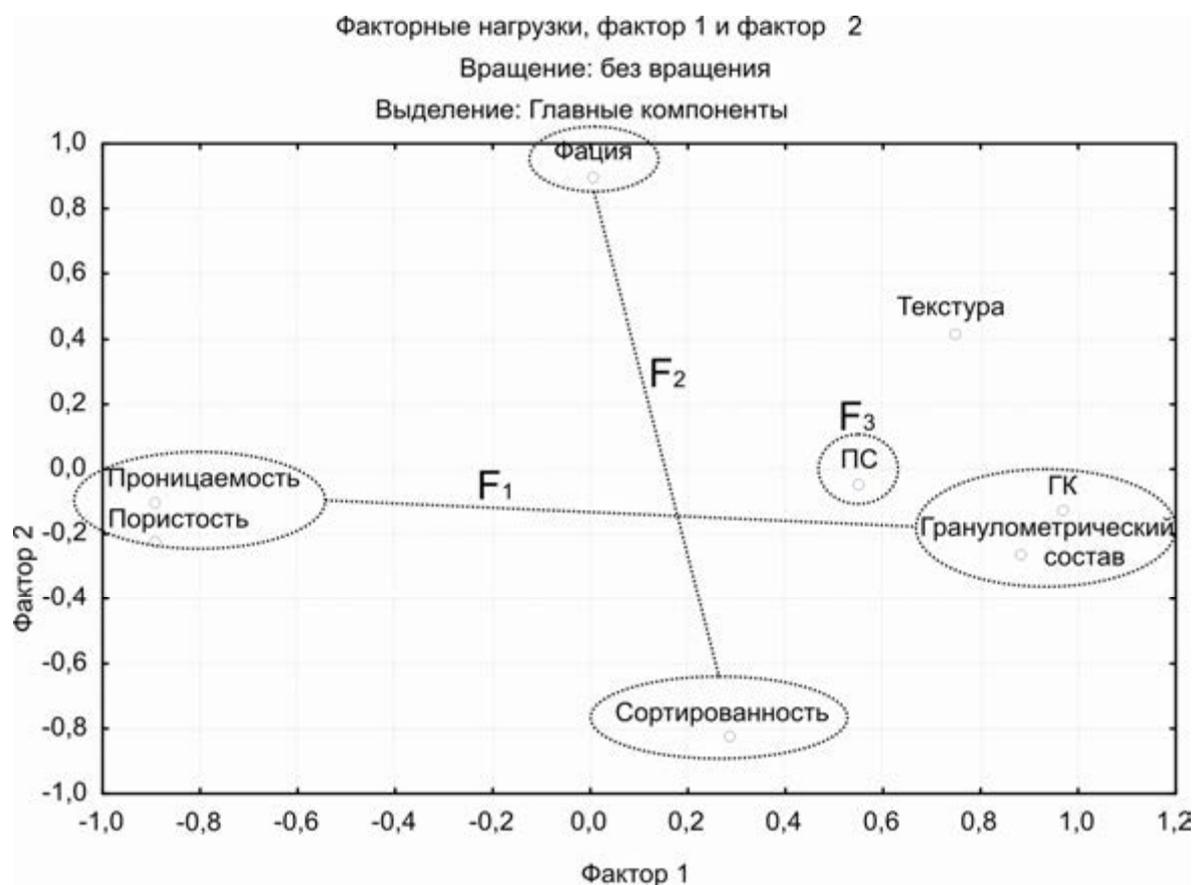


Рисунок. Графическое представление факторных нагрузок

Величины собственных значений и веса факторов показывают, что значения исследуемых характеристик определяются преимущественно (более чем на 50 %) действием одного фактора  $F_1$ . Он отражает вклад гранулометрического состава, параметров ФЕС и значения ГК. Последнее

объясняется характеристикой данного вида каротажа, основанной на количественной оценке содержания в породе глинистого материала. Соответственно возникает вопрос об отсутствии в этой связи электрометрической характеристики (ПС). В конкретном случае последнее объясняется невысоким качеством записи (разрешающей способности) при проведении геофизических работ. Кроме того имеется значительная связь между двумя "парами": пористость – проницаемость и гранулометрический состав – ГК. Такой набор признаков и характер их действия позволяет предполагать, что фактор  $F_1$  дает сводную характеристику, широко известную в нефтегазовой литологии: "коллектор/неколлектор".

Фактор  $F_2$  содержит 23% информации о рассматриваемом геологическом объекте. Анализ его признаковых нагрузок показывает, что он отражает значимую связь фаций и степени сортированности породы. Таким образом, есть основания предполагать, что данный фактор определяет механизм транспортировки и осаждения материала в прибереговой зоне [1].

Фактор  $F_3$  несет в себе относительно небольшую долю информации (15 %). В некоторой степени его можно интерпретировать как дополнение к первому фактору, что хорошо видно на рисунке. Значимой нагрузкой в нем является параметр ПС, который имеет непосредственную связь с гранулометрическим составом, но из-за узкого диапазона значений не вошел как значимый в фактор  $F_1$  (см. выше).

В результате проведения факторного анализа выявлены неявные внутренние зависимости. Кроме того, метод показал высокую значимость веса установленного генезиса (фации), а следовательно и литолого-фациального анализа в целом. Получена возможность *эмпирической проверки* фации, что удовлетворяет основному принципу моделирования.

#### Литература

1. *Алексеев В. П.* Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
2. *Йереског К.Г., Клован Д. И., Реймент Р. А.* Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 223 с.
3. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

## О ГЛАВНОМ НАПРАВЛЕНИИ В РАЗВИТИИ ЛИТОЛОГИИ И РАБОТЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

**В.Н. Холодов**

*Геологический институт РАН, Москва; rostislavn@yandex.ru*

Главной целью науки об осадочных породах и рудах (литологии) всегда являлась проблема закономерностей размещения и условий образования осадочных полезных ископаемых.

Среди осадочных полезных ископаемых четко выделяются руды – породы, руды – минералы и руды – химические элементы. В связи с этим литологические исследования всегда сочетали в себе петрографо-фациальный, минералогический и геохимический подход, развивались на базе системного анализа.

По преобладающему вещественному составу среди осадочных полезных ископаемых принято различать: металлические (бокситы, железные и марганцевые руды, сульфидные скопления меди, свинца и цинка, радиоактивные руды, руды редких и рассеянных элементов); неметаллические (фосфаты, карбонатные породы, глины, самородная сера, бораты, эвапориты и соли), а также каустобиолиты (нефть, газ, уголь, черные сланцы, торф).

В мировом промышленном балансе осадочные полезные ископаемые успешно конкурируют с магматогенными, метаморфогенными и гидротермальными месторождениями. Все каустобиолиты и неметаллические полезные ископаемые имеют осадочное происхождение; значительная часть радиоактивных руд, руд редких и рассеянных элементов, бокситов и черных металлов формируется в ходе развития осадочного процесса.

Следует подчеркнуть, что изучение закономерностей размещения и условий образования осадочных полезных ископаемых в истории литологии всегда было основой решения крупных теоретических проблем.

Так, например, изучение закономерностей размещения никелевых, марганцевых и железных руд в корах выветривания Южного Урала позволило И.И. Гинзбургу и его сотрудникам выделить латеритный, каолиновый,

галлуазитовый, монтмориллонитовый гидрослюдистый типы кор выветривания, существенно углубить представление Б.Б. Польшова о процессах выветривания и, по- существу создать новую модель этого процесса.

Исследование закономерностей размещения фосфоритов, марганцевых и железных руд в сочетании с вулканогенно-осадочными образованиями позволило Н.С. Шатскому и Н.П. Хераскову разработать основы учения о формациях, построить формационные ряды и сделать попытку связать развитие геотектонических структур первого порядка с образованием ряда осадочных полезных ископаемых.

В 40-60 годах XX века изучение локализации современных и древних месторождений осадочных железных руд, а также бокситов и марганцевых скоплений позволило Н.М. Страхову создать учение о типах литогенеза и рассмотреть эволюцию этих явлений в истории Земли.

Разработка представлений об условиях образования и способах прогнозирования урановых и урано-редкометалльных месторождений в 60-70-ые годы прошлого столетия, выполненная с участием сотрудников ИГЕМ АН СССР, ВИМСа и ИМГРЭ, позволила существенно продвинуть учение о флюидодинамике стратисферы и вторичных, эпигенетических процессах завершающих осадочный цикл; она также позволила обосновать новые представления об инфильтрационных, элизионных и эксфильтрационных системах стратисферы.

В свете поставленных проблем необходимо существенно пересмотреть структуру и деятельность Межведомственного литологического комитета, сосредоточив внимание на работе секций, охватывающих проблемы изучения металлических и неметаллических полезных ископаемых. Значительно большее внимание следует уделить исследованию современных полезных ископаемых континентального и океанического блока нашей планеты.

# ТИПЫ ЭЛИЗИОННЫХ СИСТЕМ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

**В.Н. Холодов**

*Геологический институт РАН, Москва; rostislavn@yandex.ru*

1. Осадочная оболочка Земли (стратисфера) обладает рядом характерных особенностей. Важнейшим из них является то обстоятельство, что с течением времени она наращивается сверху, а нижние ее составляющие таким образом погружаются в область высоких температур и давлений.

Вторая характерная черта стратисферы заключается в том, что её слагают пластические (глины, угли, эвапориты, черные сланцы, мергели), а также жесткие осадочные породы (пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки и др.). Первые при погружении интенсивно уплотняются, перестраиваются и становятся источниками разнообразных флюидов; вторые сохраняют пористость и превращаются в арену перемещения флюидов, конкурируя в этом отношении с тектоническими разломами. В результате формируются элизионные гидродинамические системы, в которых в нижней и центральной части образуются зоны сверхвысоких пластовых давлений (СВПД), а движение флюидов и разжиженных масс осуществляется от центра к периферии.

2. Среди элизионных флюидодинамических систем ярко проявляют себя системы, сформированные уплотняющимися глинистыми толщами с рассеянным органическим веществом (РОВ) (разновидность – черные сланцы), угленосные отложения и эвапориты.

3. Уплотняющиеся глинистые нефтематеринские толщи олигоцена Предкавказья были исследованы на примере разреза р. Сулак и Кубанской сверхглубокой скважины. Показано, что здесь СВПД возникали за счет фазовых превращений глинистых минералов (смектит-иллит), а также термолиза и термокатализа РОВ (гуминовые и фульвокислоты – кероген – нефть и газ) в условиях замкнутой физико-химической системы, на глубинах 3,0 – 3,7 км. Как следствие этих преобразований формируются пльвуны,

гидроразрывы, кластические дайки, «горизонты с включениями» и грязевые вулканы.

Элизионные системы этого типа рожают нефть, углеводородные газы; в случаях когда трансформируются черные сланцы образуются месторождения марганцевых руд и фосфориты.

4. Хорошим примером элизионной системы связанной с угленосными отложениями являются карбонатные отложения Большого Донбасса (Украина). Здесь погружение угленосных толщ на глубину 8-10 км приводило к преобразованию торфяников в бурые и каменные угли, а затем – в антрациты, формированию газов (метан, уголекислота) и к сокращению мощности угольных пластов в 10-12 раз.

Огромное количество рабочих угольных пластов (около 300) и формирование элизионных флюидов, обогащенных газами, по-видимому, определяло перераспределение элементов-примесей как в углях, так и во вмещающих породах.

5. Катагенетические преобразования эвапоритов в так называемых «квазиэлизионных» системах исследованы во многих регионах мира, но наиболее полные сведения характеризуют девонские толщи Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. На примере этих объектов можно показать, что сокращение пористости и дегидратация минералов соляных залежей рождает СВПД, что рассолы, выделяющиеся из эвапоритовых толщ на больших глубинах под давлением существенно преобразуют вмещающие соль породы (доломитизация, галитизация), сами обогащаются разными металлами (Pb, Zn, Cu, Ni, Cr и др.), а при усилении тектонических движений способствуют пластическому течению солей и образованию соляных диапиров. В конечном счете, вблизи диапиров нередко образуются восходящие источники горячих рассолов, а в вышележащих осадочных толщах формируются стратиформные сульфидные залежи цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Hg и др.). С соляными диапирами парагенетически связаны также месторождения нефти и газа.

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ УПЛОТНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

М.Г.Храмченков

КФУ, Казань, Maxim.Khramchenkov@ksu.ru

Анализ состояния дел в механике пористых сред, являющейся теоретической базой таких наук, как гидрогеомеханика, механика грунтов и ряд других, показывает, что в настоящий момент отсутствует полноценное теоретическое описание сложных процессов, протекающих в геосистемах. К таким процессам относятся, например, процессы метаморфизации горных пород и сопутствующие им изменения напряженно-деформированного состояния горных пород, в ходе которых имеют место химические превращения твердых и жидких компонентов пород и растворов, выделение или поглощение тепла, фазовые переходы, разрушение твердого вещества горных пород и т. д. Предпринимаемые попытки перенести акцент с понимания физики явлений и исследования (подчас кропотливого и трудоемкого) протекающих процессов на использование постоянно растущих возможностей вычислительной техники в рамках хорошо освоенных традиционных моделей механики пористых сред, безусловно, оправданы, но они не могут служить гарантией полноценной корректности получающихся моделей. Создается впечатление, что имеет место определенный кризис подходов к построению физических моделей протекающих в геосистемах сложных взаимообусловленных процессов. Настоящая работа посвящена поиску новых подходов к построению таких моделей.

Обычно процесс уплотнения горных пород, протекающий за счет фильтрационного отжима содержащихся в них подземных флюидов, описывается в рамках концепции взаимопроникающих континуумов [2]. В качестве другого подхода рассмотрим уплотняющуюся под действием веса вышележащих горных пород пористую среду как сплошную среду переменной массы. Потеря массы пористой средой обеспечивается (локально) отжимом флюида из пор представительного элемента объема  $V$  пористой среды. Плотности жидкой  $\rho_f$  и твердой  $\rho_s$  фаз вначале будем считать постоянными. Таким образом, пористость будет являться "концентрацией", определяющей

наличие фаз (компонентов) в среде, а плотность среды будет описываться очевидным уравнением

$$\rho = m\rho_f + (1-m)\rho_s. \quad (1)$$

Определим  $V_s = (1-m)V$  как объем твердой фазы,  $\theta = (V - V_0)/V_0$ ,  $V_0 = V(t=0)$  как усадку среды. С точностью до малых второго порядка для объема среды и усадки имеем  $V = V_0 \exp \theta$ . Масса твердой фазы (компонента) среды есть  $M_s = \rho_s V_s$ . Полагая ее вначале постоянной, получаем для связи пористости и усадки:

$$\dot{m} = (1-m)\dot{\theta}. \quad (2)$$

Здесь точка означает частную производную по времени. С учетом сказанного уравнение баланса массы среды примет вид

$$\dot{\rho} + \operatorname{div}(\rho \vec{v}) = \rho_f \dot{\theta}. \quad (3)$$

Здесь  $\vec{v}$  есть общая скорость среды. Используя (1) и (3) и учитывая известное соотношение кинематики деформаций  $\operatorname{div}(\vec{v}) = \dot{\theta}$ , имеем

$$\vec{v} \cdot \nabla \theta = 0. \quad (4)$$

Последнее соотношение выполняется, вообще говоря, только в ограниченном числе случаев, поскольку, как уже было сказано выше, мы считали плотности фаз и массу твердой фазы постоянными. В общем случае введем истинную скорость переноса для значений усадки  $\vec{v}_\theta$ . В этом случае уравнение для усадки в соответствии с правилами неравновесной термодинамики примет вид

$$\dot{\theta} + \operatorname{div}(\theta \vec{v}_\theta) = \sigma_\theta. \quad (5)$$

Здесь  $\sigma_\theta$  – источник (сток) усадки за счет физических или химических процессов. Последнее уравнение с учетом (4) легко преобразуется к виду

$$\dot{\theta} + \theta \operatorname{div}(\vec{v}) = \operatorname{div}(-\vec{I}_\theta) + \sigma_\theta, \quad \vec{I}_\theta = \theta(\vec{v}_\theta - \vec{v}). \quad (6)$$

Второй член левой части уравнения (6) мал по сравнению с первым. Для потока  $\vec{I}_\theta$  в соответствии с принципом Онсагера имеем  $\vec{I}_\theta = -L \cdot \nabla \theta$ . Тогда окончательно получим:

$$\dot{\theta} = \operatorname{div}(L \cdot \nabla \theta) + \sigma_\theta. \quad (7)$$

Уравнение (7) представляет собой общее уравнение уплотнения горных пород. Вид источника  $\sigma_\theta$  соответствует конкретным условиям тех процессов, в ходе которых происходит уплотнений горных пород.

В простейшем случае (отсутствие внутренних источников/стоков усадки) коэффициенты в уравнении (7) можно идентифицировать. Действительно, используем очевидное соотношение для уходящего из представительного объема флюида, а также закон фильтрации Дарси

$$\dot{\theta} + \text{div}(\bar{q}) = 0, \quad -(k \cdot \nabla p) = \eta \bar{q}. \quad (8)$$

Здесь  $\bar{q}$  – скорость фильтрации,  $k$  и  $\eta$  – соответственно проницаемость среды и вязкость флюида. Далее, воспользуемся соотношением Терцаги для общей нагрузки на среду  $G$ , давления  $p$  и эффективного напряжения  $\sigma^f$

$$G = p + \sigma^f. \quad (9)$$

Последнее позволяет проинтегрировать уравнения (7) и (8) в одномерном случае:

$$L\eta\theta / k = p - G. \quad (10)$$

Используя очевидные соотношения для финальной (стационарной) стадии процесса (обозначается символом " $\infty$ ") деформирования среды за счет отжима флюида  $G = (1 - m_\infty)K\varepsilon_\infty$ ,  $(1 - m_\infty)\varepsilon_\infty = \theta_\infty$ , получаем

$$L = Kk / \eta. \quad (11)$$

Последнее соотношение находится в полном согласии с классическим результатом. Здесь  $K$  есть сжимаемость твердой фазы.

В простейших случаях процесс метаморфизации может быть описан источником вида  $\sigma_\theta = \lambda(\theta - \theta_\infty)$ . В предположении об отсутствии возможности для отвода отжимаемого флюида из среды получим из (7) – (11) для стационарной стадии процесса

$$G + K|\theta_\infty| = p. \quad (12)$$

Последнее соотношение говорит о возникновении во флюиде давления, большего литостатического (аномально–высокие пластовые давления).

Уравнение (7) позволяет проводить анализ и других "трудных" процессов (процессы иллитизации смектитов, растрескивания и т.д. [1]).

#### Литература

1. Кричари Г.А., Храмченков М.Г. Образование и миграция природных наночастиц в нефтяных пластах. Казань: Казанский государственный университет. 2009. 228 с.
2. Николаевский В. Н. Геомеханика. Т. 1. Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. 640 с.

# МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ РОССИИ

**Г.К. Хрусталёва, Г.А. Медведева**

*ВНИГРИУголь, Ростов-на-Дону, mihnenko@geocoal.ru*

Неудовлетворительное состояние сырьевой базы редких элементов и остродефицитных металлов, препятствующее развитию базовых отраслей России, определяет актуальность поиска нетрадиционных их источников. В стране практически нет разведанных промышленных месторождений Mn, Cr, Sr, Sb, Re, Y. В разряд дефицитных элементов попадают те, которые ранее завозились из республик бывшего Союза: Ti, Zr, Pb, Zn, Hg. К дефицитным относятся Li, In, Ga, Bi, Sc и другие элементы.

Мировой и отечественный опыт изучения и использования горючих сланцев (ГС), т. е. органоминеральных осадочных пород с высокой концентрацией органического углерода, свидетельствует о предпосылках промышленного нахождения в них Mo, Re, Ag, Cu, Pb, U, V, Ge и других редких элементов. Так, ГС месторождений США, Швеции, Австралии и других стран отличаются кондиционным содержанием урана. Молибденом и рением богаты ГС Узбекистана и Казахстана. Металлоносны палеогеновые горючие сланцы Карпат, позднедевонские – Беларуси, раннеордовикские – Эстонии.

На территории России известно более 100 месторождений горючих сланцев с общими геологическими ресурсами более 700 млрд. т. Опыт эксплуатации месторождений горючих сланцев в Прибалтийском (Ленинградское, Веймарнское) и Волжском (Кашпирское, Коцебинское, Савельевское, Ульяновское, Буинское) бассейнах показал, что горючие сланцы – ценное потенциальное сырьё для энергетики, химии, медицины, стройиндустрии, сельского хозяйства. Наличие в них малых и редких элементов в повышенных концентрациях позволяет рассматривать российские горючие сланцы в качестве сырьевого источника получения ряда дефицитных металлов и элементов. Однако в отношении металлоносности они изучены

неравномерно и недостаточно и среди множества причин этого следует отметить трудности аналитического характера.

Необходимость определения микроэлементов в ГС и продуктах их переработки обусловлена ролью элементов как самостоятельных ценных накоплений, а также возможным влиянием их на свойства горючих сланцев и в связи с проблемой окружающей среды. Кроме того, изучение микроэлементов в ГС важно для познания сущности процессов и закономерностей сланцеобразования, так как, не образуя практически важных самостоятельных накоплений, они являются своеобразными индикаторами обстановок седиментации.

Для оценки степени концентрации элементов в работе использовано в основном не абсолютное содержание элемента, а коэффициент его концентрации, представляющий собой отношение фонового содержания элемента к его кларку (по А.П. Виноградову).

Обобщающей сводки (монографии) по металлогении горючих сланцев нет. В монографических работах, посвящённых металлогении углей, представлены краткие сведения о содержании и степени концентрации малых элементов в горючих сланцах. Обзор и анализ указанных работ, а также опубликованных статей, посвящённых металлоносности и металлогении горючих сланцев месторождений СНГ, позволяет сделать следующие выводы:

- в горючих сланцах обнаружены разнообразные малые и редкие элементы, по концентрации которых ГС различных месторождений специфичны;
- из многочисленных малых элементов, выявленных в горючих сланцах, наибольшее практическое значение для поисков высоких концентраций имеют Mo, Cu, V, Pb, Re.

Во ВНИГРИУгле в процессе выполнения научно-исследовательских работ по сланцевой тематике изучено содержание, распределение, локализация и формы нахождения малых и редких элементов в горючих сланцах наиболее перспективных месторождений и сланценосных районов Волжского, Вычегодского бассейнов. Получены следующие результаты.

В исследованных горючих сланцах различного возраста и генезиса обнаружены в ряде случаев в виде локальных высоких концентраций следующие элементы: Ti, Cr, Mn, B, Cd, Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Pb, Li, V, Bi, Sc, Zr, Sr, Ag, Hg, Y, Yb, Ga, Ge, La, Tl, Re, U, Th, W, Ta, Au, Hf, Rb, Sb, As, Be, Se, P.

*Волжские горючие сланцы* содержат почти весь набор указанных выше элементов, но наиболее высокий коэффициент концентрации (2-4) у Mo, Pb, Ag, Zn, V, Co, Sc, Mn. Анализ структурных связей элементов на основе корреляционной матрицы позволил выявить частные полиэлементные ассоциации или ряды элементов: Ni + Yb + Ti + Pb ( $r = 0,8$ ); Mn + Yb + Ni ( $r = 0,6-0,7$ ); Cr + Be + Cu + P ( $r = 0,6-0,7$ ); Zn + Pb + Yb + Be ( $r = 0,5-0,6$ ); Mo + Ni + Mn ( $r = 0,5$ ); Yb + Zn + Be ( $r = 0,5-0,6$ ). Исходя из оценки корреляционной зависимости между элементами и количеством органического вещества (ОВ) или зольностью ( $A^d$ ) определены иерархические ряды связи:

$OB \rightarrow Mo > Mn > Cu > Y > Sr$  ( $r = 0,73$ );  $A^d \rightarrow Co + Zn + Cr + Pb$  ( $r = 0,72$ ).

В горючих сланцах *Вычегодского бассейна* наиболее варьируют содержания Mn, Ni, Co, Mo, Cu, Ga; относительно стабильны концентрации Ti, Cr, Pb, Ag, Zn, Be, Sc, La, Y, Yb. Судя по коэффициентам концентрации, интерес представляют Mn, Ni, Co, Mo, Cu, содержание которых в отдельных литотипах превышает фоновое в 7-10 раз. Выявлены ассоциации элементов: Ni + Co + Mo + Cu; Co + Cr + Zn. Наибольший интерес представляют Mo, Ag, Sc, Cd, La, концентрация которых превышена в 2-15 и более раз по сравнению с их кларками. Анализ корреляционной матрицы показывает, что связь V, Mo, Co, Zn, Cu, Ni, Cr, Mn с зольностью недостоверная.

Малые и редкие элементы в горючих сланцах *Тимано-Печорского бассейна* содержатся в количествах, не превышающих кларковые значения. Исключением является содержание Cd, повсеместно повышенное (в 20-100 раз против кларкового). По единичным пробам отмечены повышенные содержания V (до 0,3%) и Mo (также 0,3 %). В горючих сланцах Айювинского месторождения химическим анализом подтверждено повышенное содержание ванадия.

В горючих сланцах *Оленёкского бассейна* отмечены аномальные содержания (в кларках концентрации): 1000 Se, 631 Mo, 115 Cd, 33 Bi, 24 Ni, 18 V, 10 Ag и др. со значительно меньшими значениями Кк. Содержания V и Mo близки к бортовым в промышленных месторождениях редких металлов.

*Доманиковские горючие сланцы* Южного Урала обогащены V, Ni, Mo, концентрация которых в 20-50 раз выше кларковых значений.

Изучение характера приуроченности элементов к литотипам и типам ГС, а также результаты корреляционного анализа, свидетельствуют о достаточно сложной природе связи этих элементов и о многообразии их источников. Высокая прямая корреляция Mo, Re, Co, V и др. с количеством керогена в горючих сланцах, общий высокий фон, отсутствие визуальных минеральных форм, обратная корреляция с сульфидным ионом у Mo, Cu (волжские ГС) свидетельствует о том, что основным источником накопления отмеченных элементов является органическое вещество (прижизненное концентрирование металлов в организмах планктона, извлечение растворённых металлов из морской воды органическим детритом в ходе осаждения на дно). Вероятнее всего, эти элементы находятся в форме металлоорганических соединений.

Однако ОВ для ряда элементов (Cu, Pb, Ti, Ni и др.) не является единственным источником и транспортом при переходе их в донные отложения. В этом процессе имеют большее или меньшее значение все сланцеобразующие компоненты. Концентрация некоторых элементов (например, Sn, Ti, Zr) имеет прямую связь с терригенным материалом, сносимым из областей денудации в бассейн. Также установлено, что аномалии Pb, Mo, Cu, V, Ag, Cd в волжских горючих сланцах приурочены к разрывным нарушениям.

# ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ ВПАДИНАХ (ПРИБАЙКАЛЬЕ И МОНГОЛИЯ)

Ю.Г. Цеховский<sup>1</sup>, Ж. Бадамгарав<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН, Москва, *tsekhovsky@mail.ru, m\_leonov@ginras.ru*

<sup>2</sup>Улан-Батор. Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской АН,  
*badamjalbuu@yahoo.com*

В проблеме геологии континентальных рифтов имеется важный аспект, связанный с изучением осадочного чехла. Традиционной является точка зрения, согласно которой осадочные формации, выполняющие рифты, и характерные для них обстановки осадконакопления принципиально однотипны для всех отрицательных континентальных структур. Они контролируются наличием горного или равнинного рельефа в областях денудации и обстановками осадконакопления в прилегающих впадинах, которые меняются в зависимости от климата (гумидного или аридного).

Однако в конце XX века появилась точка зрения (А.Х.Г. Митчелл и Х.Г. Рединг, 1990; С.И. Романовский, 1998), что основным фактором, определяющим смену обстановок осадконакопления в рифтовых впадинах, являются стадии медленного или быстрого погружения днищ этих структур. Для Байкальской рифтовой зоны Н.А. Логачев (1968, 2003) с ранней стадией связывает накопление тонкообломочных молассоидов (в позднем олигоцене и раннем плиоцене), а с поздней – грубообломочных моласс (в позднем плиоцене и в четвертичном периоде). Однако позже было показано (В.Д. Мац и др. 2001), что и в строении молассоидов участвуют грубообломочные отложения и они были выделены в составе нижнемолассового раннеорогенного комплекса. С учетом этих данных следует считать, что как в ранний, так и в поздний этапы формирования байкальской рифтовой зоны здесь накапливались различные комплексы межгорной орогенной молассы.

При изучении мезозойских рифтовых грабенов, широко развитых на территории Западного Забайкалья и Монголии, Н.А. Флоренсовым, М.С. Нагибиной, Н.А. Логачевым и другими авторами также установлено, что

заполняющие их комплексы осадочных или вулканогенно-осадочных пород (сероцветные – гумидные и красноцветно-пестроцветные – аридные) обычно содержат мощные толщи грубообломочных пород и на основании этого они выделяются в семейство орогенных моласс. Однако в дальнейшем было показано [1-4], что обильное поступление во впадины грубообломочного материала не всегда связано с эрозией окружающих горных областей денудации.

В удлиненных рифтовых грабенах, развитых среди равнинного рельефа (с шириною, не превышающей первых десятков киломеров и длиною во многие десятки, иногда свыше сотни км) при больших скоростях погружения их дна возникали высокие прибортовые уступы. Они подвергались эрозии и поставляли в области аккумуляции большие объемы грубообломочного терригенного материала. Последний накапливался в форме коллювиально-делювиального (с линзами пролювия) шлейфа лишь у подножья уступов и имел сероцветную окраску в областях с гумидным климатом (рисунок, а), или красноцветную – в зонах с аридным климатом (рисунок, б). По направлению к осевым частям грабенов породы этого шлейфа фациально замещались тонкообломочными пойменно-озерными отложениями. Последние являются часто угленосными в гумидных ландшафтах или содержат пластовые карбонаты (мергели, известняки, доломиты) в зонах с аридным климатом.

Особенностью строения характеризуемых парагенезов (выделяемых в составе равнинных фэновых формаций) являлось отсутствие в них фаций горного аллювия (прямых индикторов осадконакопления в областях с горным рельефом), хаотичное распределение неокатанных грубых обломков в прибортовом шлейфе. Формированию рифтогенной впадины иногда предшествовало заложение узкого щелевого грабена (шириною в десятки, иногда в первые сотни метров), целиком заполненного грубообломочным материалом [4].

Строение мезозойско-кайнозойских осадочных парагенезов пород, слагающих осадочные и вулканогенно-осадочные орогенные молассы в рифтовых грабенах на территории Прибайкалья и Гобийского Алтая показано на рисунке (в, г). При сравнении этих парагенезов с гумидными или с

аридными равнинными фэновыми формациями (см. рисунок, а, б) видны общие черты в их строении – обогащение

грубообломочным материалом.

Различия выражены в характере распределения и литолого-фациальном составе слагающих пород

(отражающими наличие горного или равнинного, с грабенами, рельефа); преобладании неокатанных

или плохо окатанных крупных обломков (глыб, щебня, дресвы, часто с хаотичным распределением обломков) в фэновых формациях и окатанного, относительно сортированного обломочного материала в молассах.

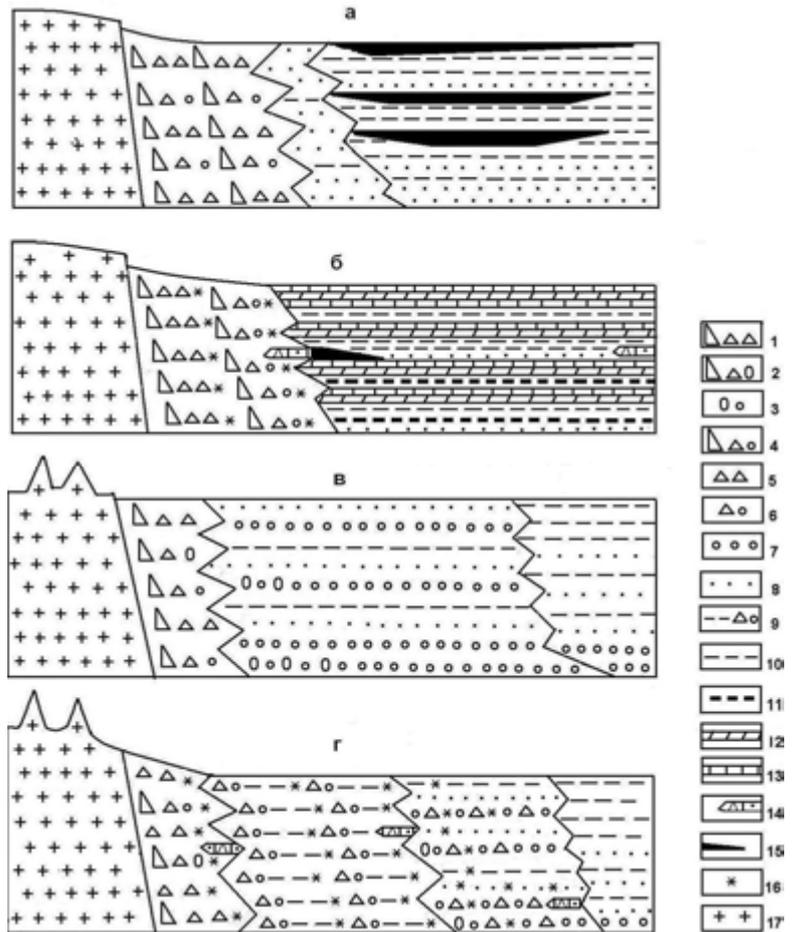


Рисунок. Схемы строения равнинных фэновых формаций (а, б) и орогенных моласс (в, г) в мезозойско-кайнозойских рифтовых грабенах Прибайкалья и Гобийского Алтая для областей с климатом: гумидным (а, в) и – аридным (б, г). 1 – брекчии с глыбами; 2 – брекчии с глыбами и валунами; 3 – конгломераты с валунами; 4 – брекчии с включениями валунов и линзами конгломератов; 5 – брекчии; 6 – переслаивание брекчий и конгломератов; 7 – конгломераты; 8 – песчаники, нередко с линзами гравелитов; 9 – глины песчанистые с включениями дресвы и щебня, с линзами брекчий и конгломератов; 10 – глины; 11 – глины сланцеватые, углеродистые, местами содержащие горючие сланцы; 12 – мергели, 13 – известняки или, иногда, доломиты; 14 – линзы травертинов известковистых или доломитовых, с включениями обломочного материала (песка, дресвы, щебня, или – гравия и галек); 15 – угли; 16 – красноцветная окраска пород; 17 – породы фундамента

В фэновых формациях тонкообломочные (песчаные, алевролитистые и глинистые) породы имеют доминирующее развитие; в молассах они обычно

переслаиваются с грубообломочными породами и лишь в широких впадинах Байкальского грабена представлены в их осевой части. Для фэновых формаций характерным является также широкое развитие пластовых биогенных или органогенно-хемогенных пород (углей, мергелей, известняков и иногда доломитов). В молассах эти породы обычно не встречаются и лишь иногда образуют маломощные линзы.

В то же время необходимо отметить появление в аридных молассах и фэновых формациях маломощных псевдоосадочных известняков или доломитов (травертинов). Эти породы (мономинеральные или содержащие включения песчаного, гравийно-дресвяного или щебнисто-галечного материала) образуют маломощные (до 2х – 3х м) линзы, быстро выклинивающиеся по простиранию. Их образование связано с разгрузкой на земной поверхности обогащенных карбонатами восходящих термальных вод. При этом песчаные, дресвяно-гравийные и щебнисто-галечные породы (подстилающие известняки) обычно также цементировались карбонатами.

Установлено, что в мезозойско-кайнозойских рифтовых грабенах на территории Прибайкалья равнинные фэновые формации имеют доминирующее развитие [2-4]. Их отложения накапливались здесь в гумидных ландшафтах со второй половины средней юры до позднего мела (включительно), а также на протяжении позднего олигоцена, миоцена и раннего плиоцена. К этим формациям относятся отложения мезозойских тугнуйской, галгатайской, убукунской, селенгинской, хольбоджинской и мохейской свит, а также танхойской и осиновской свит (в разрезах кайнозоя). К орогенным молассам на характеризуемой территории относятся лишь гумидные отложения ранне-среднеюрской березовской свиты, аридные отложения верхнеплиоценовой ановской и шаханхаинской свит, а также толщи четвертичных пород (сформировавшиеся при холодном гумидном климате, с оледенениями в горах).

В мезозойских рифтовых грабенах на территории Гобийского Алтая, где осадконакопление сопровождалось активными проявлениями вулканизма [1], к орогенной молассе относятся лишь ниже-среднеюрские гумидные отложения

бахарской свиты, а также аридные отложения шарылинского горизонта и сайшандиской свит (датируемые соответственно началом поздней юры и началом позднего мела). В состав аридных равнинных фэновых формаций на этой территории включают пограничные верхнеюрско-нижнемеловые толщи цаганцабского горизонта и нижнемеловые отложения дзунбаинской серии. Последняя подразделяется на шинхудукский (нижний) и хухтыкский (верхний) горизонты, а также на манлайскую и хехшийрскую свиты.

В целом отметим своеобразие процессов осадконакопления в мезозойско-кайнозойских рифтовых грабенах Прибайкалья и Монголии, где мощные толщи грубообломочных пород формировались не только в эпохи орогенеза, но при выравнивании областей денудации. Идентификация аридных и гумидных фэновых формаций и их вычленение из состава моласс (с которыми их обычно объединяют) позволяет значительно уточнить геодинамику и историю геологического развития континентальных рифтов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-00852) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект: « Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации).*

#### Литература

1. Цеховский Ю.Г. Вулканогенно-осадочные формации и тектоника Гобийского Алтая в мезозое // Современное состояние наук о Земле. М: Научно-образовательный центр Геологического факультета МГУ. 2011. С. 2006-2011.
2. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья. //Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 620-636.
3. Цеховский Ю.Г. Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и юго-восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 4. С. 390-405.
4. Цеховский Ю.Г., Никитин А.В., Гусев И.М. Модели осадконакопления и эволюция рифтогенных впадин в мезозое на территории Западного Забайкалья. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т.85. Вып.1. С. 64-77.

## КАРБОНАТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ В МЕЗОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ ВПАДИНАХ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ

Ю.Г. Цеховский<sup>1</sup>, Г.М. Седаева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН, Москва: [tsekhovsky@mail.ru](mailto:tsekhovsky@mail.ru)

<sup>2</sup>МГУ, Москва: [sedaeva-mgu@mail.ru](mailto:sedaeva-mgu@mail.ru)

Характеристике строения и состава мезозойских вулканогенно-осадочных формаций на территории Гобийского Алтая в южной Монголии посвящены публикации Н.А. Логачева, В.Ф. Шувалова, С.М. Сеницы, В.С. Самойлова и других авторов. Начиная с поздней юры и на протяжении мела, осадконакопление осуществлялось здесь в узких удлиненных рифтовых грабенах, которые закладывались и развивались среди равнинного или горного рельефа при господстве аридного или семиаридного климата. При этом осадконакопление происходило на фоне активного, преимущественно базальтового вулканизма (особенно интенсивным в конце юры и начале раннего мела). Осадочные парагенезы выполняющие грабены, обычно обогащены грубообломочным материалом, и на основании этого они традиционно (вслед за М.С. Нагибиной) относились к семейству аридных орогенных моласс.

В дальнейшем было показано [1], что в разрезах этого региона наряду с орогенными молассами присутствуют фэновые формации, формировавшиеся в грабенах среди равнинного рельефа. При этом эрозия высоких прибортовых уступов грабенов способствовала поступлению на дно грабенов и аккумуляции больших объемов грубообломочного материала. Накопление моласс (*слагающих шарылинский горизонт и сайшандинскую свиту*) в межгорных впадинах происходило в начале поздней юры и начале позднего мела. В остальные отрезки времени (конец поздней юры и весь ранний мел) на характеризуемой территории в равнинном рельефе накапливались отложения фэновых формаций в составе горизонтов: цаганцабского (позднеюрского-раннемелового), шинэхудукского и хухтыкского (датируемых соответственно барремским и апт-альбским ярусами нижнего мела). Карбонатные образования в изученных парагенезах образуют пласты или линзы, реже прослой и

прожилки известкового, известково-доломитового и доломитового состава. Наиболее часто они в разной степени обогащены обломочным (*галечно-щебнистым или песчано-дресвяно-гравийным*) материалом. Ниже кратко охарактеризуем рассматриваемые образования.

### ***Генетические типы карбонатных пород***

1. Карбонатные отложения пресных, временами осолоняющихся и иногда пересыхающих полупроточных или застойных озер широко представлены в аридных и семиаридных фэновых формациях. Они приурочены к осевым участкам грабенов. Это преимущественно биохеогенные известняки, реже доломиты и их переходные разности. Преобладают пелитоморфные скрыто- и макрослоистые карбонаты, реже тонкослоистые их разности. На отдельных участках отмечается их перекристаллизация и они приобретают зернистое строение. Данные карбонатные осадочные отложения образуют пачки (толщиной до 10 м) среди зеленых озерных глин и нередко известковисто-глинистые отложения переслаивающихся с вулканитами.

Микроскопически они представлены двумя литологическими типами (литотипами): **а)** микрозернистыми известняками с обильными остатками микробионтов (следов жизнедеятельности микробиальных сообществ) и редким детритом и шламом створок тонкостенных остракод и единично целыми перекристаллизованными (но мелкими и более утолщенными) их раковинками, и **б)** микритово-микробиальными известняками сетчатоячеистого строения в той или иной степени доломитистых или (и) глинистых, с микроагрегатами пирита по мельчайшим растительным остаткам (аттрит).

Тонкослоистые разности карбонатных отложений представлены чередованием микритово-микробиальных известняков и мелкокристаллических их разностей в той или иной степени доломитистых, с остатками микробионтов (в виде сгустков или мельчайших комочков). Изредка среди них отмечаются прослойки: **а)** *биотурбированных известняков* неравномерно песчано-алевритистых комковатого строения с обилием копролитов (мелко-среднепсаммитовой размерности) и редкими остатками микробионтов; или

б) *оолитовых известняков*, часто песчанистых, с микробиальными желвачками и полостями выщелачивания, инкрустированными либо карбонатом со строматолитоподобной текстурой, либо микритом микробиальной природы комковатого строения с мелкокристаллическим спаритом в центре.

Особенности генезиса изученных карбонатных отложений отражены в наблюдаемом широком спектре вариаций изотопного состава углерода (от 0,8‰ до 3,3‰ для  $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода (от 16,3‰ до 22,1‰ для  $\delta^{18}\text{O}$ ). Согласно данным литологического изучения и изотопии углерода и кислорода можно сказать, что карбонатакопление происходило в мелководном бассейне озерного типа иногда осолоняющимся и испытывавшим временами обмеление и возможно кратковременное осушение с развитием горизонтов биотурбированных известняков.

2. Каличе известкового состава (разновидность аридных почв или кор выветривания) часто образуют пластовые или линзовидные тела мощностью до 0,5-1.0 м среди красноцветных делювиально-пролювиальных глинистых или песчано-глинистых отложений аридных моласс и фэновых формаций. Они представлены пелитоморфными комковатыми известняками светло коричневого или розового цвета, при прослеживании по латерали замещаются горизонтами глин, содержащими известковистые конкреции (стяжения или журавчики). Эти образования достигают наибольшей мощности (0,5 – 0,8 м) в фэновых формациях и иногда (в их основании) венчают подстилающие породы палеозойского фундамента.

Микроскопическое изучение показало, что они представлены известняками микрито-микробиальными часто комковатого строения, в той или иной степени глинистыми, с порами и полостями выщелачивания, залеченными мелкокристаллическим доломитом или спаритом. Для них характерно пониженные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (-1,6‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (17,4‰), что указывает об атмосгенном (метеогенном) источнике углерода и о формировании карбонатов в обмелевшем, временами опресненном палеобассейне.

3. Травертины известковистого, доломитового или смешанного известковисто-доломитового состава имеют широкое развитие в аридных молассах и фэновых формациях. Они представляют собою линзовидно-куполовидные тела мощностью до 3-5 м и протяженностью в десятки и первые сотни метров. Эти породы (имеющие коричневую или белую окраску) наблюдаются преимущественно среди красноцветных делювиально-пролювиальных отложений и, в большинстве случаев, развиты в прибортовых разрезах грабенов. В них часто наблюдаются включения в виде рассеянных (плавающих) обломков песчаной, гравийной, а иногда и глыбовой размерности, а также отмечаются жилки и жеоды кристаллического кальцита, причем иногда с образованием рубашки вокруг обломков. Они представлены двумя литотипами известняков. Первый литотип – это микритовые известняки с обилием остатков микробионтов (*в виде комочков и сгустков, сцементированных аутигенным кальцитом*), с порами и полостями выщелачивания, залеченными спаритом или доломитом. Второй литотип – это спаритово-микритовые известняки комковатого строения с псевдообломочной структурой, состоящие из округлых, округло-овальных и овальных образований (средне-мелкопесчаной размерности с обильными остатками микробионтов), сцементированных светлым мелко-тонкокристаллическим кальцитом. Для них характерно значительные вариации величин изотопного состава углерода (от -3,2‰ до +3,1‰ для  $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода (от 17,0‰ до 21,3‰ для  $\delta^{18}\text{O}$ ). Это косвенно указывает на часто изменяющийся состав природных вод (*от пресных до минерализованных магниево-кальциевого состава*) и отчасти на разную природу углекислоты, образованной микробиальным путем вследствие разложения органического вещества или за счет атмосферного углерода, или при их смешении.

Среди характеризующихся образований встречаются маломощные, быстро выклинивающиеся линзы мономинеральных карбонатных пород (*пелитоморфных или в разной степени раскристаллизованных, не содержащих включений обломочного материала*). В разрезах вулканогенно-осадочных формаций травертины иногда отмечаются на верхнем или нижнем их контакте пластовых базальтов с крупно– или тонкообломочными (*конгломератобрекчиями или глинами*) породами. Кроме того их маломощные линзы (0,1-

0,2 м) отмечены и внутри верхнеюрско-нижнемеловых базальтов цаганцабского горизонта.

### ***Особенности карбонатакопления в молассах и фэновых формациях***

Процессы накопления карбонатных пород в аридных палеоландшафтах на территории Гобийского Алтая менялись в зависимости от палеогеографии и фациальных обстановок.

В эпохи накопления моласс и горообразования (шарылинское и сайншандинское время) цепочки узких межгорных удлиненных грабенов на этой территории обычно наследовались реками и представляли собою долинообразные депрессии. В характеризуемых ландшафтах господствовали фации делювия (в прибортовых разрезах) и фации горного аллювия и пролювия (в осевых участках грабенов). При аридном климате характеризуемые водотоки с высокой гидродинамикой вод частично или полностью пересыхали. Доминирующее развитие получали субаэральные обстановки осадконакопления с красноцветными осадками (продуктами аридной коры выветривания), и лишь в межгорных озерах процессы диагенеза способствовали формированию зеленоцветно-сероцветных отложений.

Обильный привнос в озера терригенного материала из прилегающих горных областей денудации подавлял процессы карбонатакопления и вследствие этого происходила смена режима седиментации с накоплением грубо–крупно- и тонкообломочных пород кварц–силикатного состава. Лишь за пределами озер среди красноцветных отложений на фоне аридного (временами семиаридного) климата возникали каличе известкового состава, а также в местах разгрузки восходящих термально–петрогенных вод формировались травертины. Известно, что последние характерны для областей тектоно-магматической активности [2], и к их числу в мезозойскую эру относилась территория Гобийского Алтая.

В эпохи образования фэновых формаций (цаганцабское, шарылинское и хухтэкское время) в прибортовых участках на фоне окружающего равнинного рельефа в условиях аридного и, отчасти, семиаридного климата продолжалось накопление красноцветных грубо–крупнообломочных делювиально-пролювиальных отложений. Последние (возникавшие за счет эрозии бортовых уступов грабенов) узкой полосой оконтуривали их, а по направлению к осевым

частям сменялись отложениями полупроточных или застойных озер (периодически частично пересыхающих). В этих озерах (при поступлении небольших объемов терригенного материала из равнинных областей денудации) происходило накопление глинистых и органогенно-хемогенных карбонатных осадков с образованием мергелей, известняков и доломитов. За пределами озер, как и в рассмотренные выше эпохи орогенеза, продолжалось образование известковистых каличе и известковистых или доломитовых травертинов.

Основным источником карбонатных растворов, способствующих их образованию, вероятно, служили толщи мраморов и доломитов, широко развитые в разрезах палеозойского фундамента, а осаждение карбонатов происходило, в основном микробиальным путем. Подъем по разломам обогащенных карбонатами восходящих термально-петрогенных вод с их разгрузкой на поверхности и приводил к формированию травертинов в результате жизнедеятельности микробиальных сообществ. С циркуляцией подобных вод связана возможно и интенсивная карбонатизация кровли дезинтегрированных гранитоидов (на контакте с осадочным чехлом) в протрузии Танын на территории Тормохонской впадины, наблюдаемая локально на отдельных участках. При этом кальцит метасоматически замещает зерна плагиоклаза в гранитах, а также в перекрывающих их элювиированных аркозовых песчаниках.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-00852) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект: « Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации).*

#### Литература

1. *Цеховский Ю.Г.* Вулканогенно-осадочные формации и тектоника Гобийского Алтая в мезозое // Современное состояние наук о Земле. М: Научно-образовательный центр Геологического факультета МГУ. 2011. С. 2006-2011.
2. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.

## ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДЕВОНЕ ПАЙ-ХОЯ

В. С. Цыганко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [tsyganko@geo.komisc.ru](mailto:tsyganko@geo.komisc.ru)

Открытие в 1972 г. на р. Кара проявлений бокситов девонского возраста В. В. Боровским [1] поставило перед геологами ряд вопросов. Основными из них являлись возраст рудопроявлений, качество слагающих их руд, площадное распространение рудоносных горизонтов и их генезис. В последующие годы попытки приблизиться к решению этих вопросов предпринимались А. И. Першиной и С. Д. Петровым [3], а также Б. М. Михайловым с соавторами [2], А. А. Шарковым и Ф. Г. Пасовой [5], автором [4] и др.

Согласно имеющимся данным, в бассейне среднего течения р. Кара наблюдается локально развитое несогласное залегание отложений эмского яруса на силурийских. На восточном крыле Среднесизимской антиклинали серые и темно-серые доломиты нижнего эмса перекрывают известняки и доломиты с крупными двустворками рода *Megalomus* венлокского (гомерийского) яруса. На контакте развита пачка (3 м) брекчированных микрозернистых известняков и черных доломитов, содержащая линзовидные прослойки мощностью до 0,5 м зеленовато-серых и темно-серых глиноземсодержащих пород с мелкообломочной структурой. Кремневый модуль (0,87–1,6) указывает на принадлежность их к аллитам:  $Al_2O_3$  – 22,71–46,16;  $SiO_2$  – 17,62–40,96;  $Fe_2O_3$  – 4,41–11,01; п.п.п. – 7,45–19,14 %. На р. Лядгей залегающий на отложениях верхнего силура рудный горизонт относится к сиаллитам:  $Al_2O_3$  – 5,90–33,31;  $SiO_2$  – 7,42–44,02;  $Fe_2O_3$  – 1,31–35,87; FeO – 0,22–13,32;  $Al_2O_3/SiO_2$  – 0,70–0,84. Предполагается, что оба рудопроявления относятся к образованиям дальних зон выклинивания залежей бокситов [3]. Большинство исследователей полагают, что эти уровни глиноземсодержащих пород являются аналогами известных бокситовых залежей СУБРа.

Рудопроявления бокситов приурочены в рассматриваемом районе к подошве верхнеживетского подъяруса. Первое из них открыто в среднем

течении р. Кара В.В. Боровским [1]. Впоследствии были открыты еще четыре рудопроявления, представляющие собой линзовидные тела. Первооткрывателем их возраст ошибочно считался как раннекаменноугольный. Позже был установлен их девонский, предкыновский возраст [3]. В этой работе, в соответствии со стратиграфической схемой Урала, данный уровень рассматривается как предпозднеживетский.

К настоящему времени карские бокситопроявления детально изучены [2, 5]. В их составе выделены три типа: 1) серые, аргиллитовидные; 2) черные, массивные; 3) светло-серые, сланцеватые. Основная масса их рудных тел сложена очень крепкими черными разностями, состоящими в основном из диаспора, хлоритоида, хлорита и углистых частиц, что говорит о воздействовавшем на них масштабном метаморфизме. В среднем течении р. Кара рудопроявления представлены цепочкой линзовидных крутопадающих (до 70°) пластовых тел мощностью до 5 м, прослеживаемыми на глубину до 20-



*Рисунок. Характер слоистости бокситов  
р. Силова, обн. 4, шифр Сил 4/47*

30 м. Подстилаются залежи светло-серыми тонкозернистыми, преимущественно водорослевыми мраморизованными известняками. Контакт бокситов с нижнеживетскими известняками резкий, так как к нему приурочен тектонический сдвиг верхнеживетских отложений по поверхности нижнеживетских. В отмечаемых на этом контакте глинках трения автор наблюдал тонкие, 1-3 мм, линзочки, сложенные реальгаром и аурипигментом.

По комплексу литогенетических признаков в карских рудопроявлениях бокситов выделяется несколько уровней. В их основании обычен бокситовый конгломерат, сменяющийся выше по разрезу мелкозернистыми бокситами с

бобово-обломочной структурой. Выше среди бобовин отмечаются также оолитовые образования. Следующий, наиболее мощный (до 1,5 м) слой представлен черными бокситами, окраска которых связана с обилием тонкодисперсного хлоритоида. Венчают залежи пятый слой каменистых бокситов (до 1,3 м) и шестой слой – обломочно-бобовых бокситов. Линзовидные залежи бокситов рассматриваемого уровня в 70-е годы прошлого века были выявлены также поисковыми скважинами на глубинах от 0 до 120 м на левобережье р. Кара между руч. Сизимъюнкошор на юге и грядой Роццаель на севере.

Таблица

*Химический состав высокоглиноземистых пород среднего течения р. Силовой<sup>2</sup>*

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sup>2</sup>	9,53	30,62	34,24	33,22	32,81	44,95	62,74	39,88	40,04	36,54
TiO <sup>2</sup>	2,00	0,94	2,24	1,27	1,57	1,74	1,25	6,65	1,90	1,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,19	28,40	37,74	28,57	28,31	34,73	27,19	31,18	30,34	29,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	3,05	1,61	3,00	3,24	0,71	4,33	0,78	1,46	1,70
FeO	15,29	22,04	8,61	20,12	20,06	0,57	21,91	1,65	8,91	10,70
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	<0,01	<0,01	-	-
MgO	1,29	2,15	1,13	2,35	2,31	2,29	5,73	0,71	2,04	3,28
CaO	0,65	0,22	0,19	0,15	0,31	0,58	0,19	3,27	0,49	0,62
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,31	0,52	0,35	0,39	1,99	0,22	0,98	0,78	0,99
K <sub>2</sub> O	0,16	2,87	5,28	1,91	1,56	4,81	1,91	6,42	5,03	3,89
H <sub>2</sub> O	0,25	9,52	0,41	0,62	0,81	2,17	0,59	0,76	0,86	1,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,75	8,88	7,78	8,73	8,86	5,72	10,34	4,94	7,60	8,77
CO <sub>2</sub>	0,24	0,03	0,03	0,02	0,07	-	0,02	0,09	-	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,15	0,12	0,12	0,13	0,10	0,16	2,22	0,15	0,25
П.п.п.	12,76	9,10	7,94	9,09	9,26	8,02	10,96	5,86	не опр.	не опр.
Сумма	99,91	100,12	99,62	100,14	99,95	100,49	100,59	99,60	99,60	99,69

<sup>2</sup> Примечание: 1 – боксит, обр. 4/47; 2,4,5 – пирофиллит-слюдисто-хлоритовый сланец; 2 – обр. 2/49, 4 – обр. 10/168, 5 – обр. 10/167; 3 – диаспор-хлоритово-слюдистый сланец, обр. 4/50; 6 – хлорито-гидрослюдисто-пирофиллитовый сланец, обр. 4/183; 7 – слудисто-хлоритовый сланец, обр. 4/77; 8 – полевошпатово-хлоритово-слюдистый сланец, обр. 10/169а; 9,10 – пирофиллит-хлоритово-слюдистый сланец; 9 – обр. 6/110, 10 – обр. 8/156. Аналитик Э. Г. Бабушкина

Наиболее западная линзовидная залежь боксита живетского возраста была выявлена автором в 1975 г. на правом берегу р. Силовой, в 3,5 км ниже устья ручья Ховратывис [4]. Рудное тело представляло собой крутозалегающую (80-85°) асимметричную линзу размером 1,2 x 6,0 м, сложенную песчаниковым бокситом с пологоволнистой и линзовидной слоистостью. Последняя обусловлена чередованием слоев красно-бурой и темно-серой окраски. Обломки в песчаных прослойках сложены диапором, а пелитовые прослойки и цемент – хлоритом с примесью гематита и слюды. В связи с этим по минералогическому составу боксит был отнесен к хлорит-диаспоровому типу. Данные химического анализа боксита приведены в таблице (анализ 1). На простирании бокситовой залежи, на расстоянии 5 м, встречена линза (0,2 x 1,0 м) темно-серой породы, имеющей бобово-обломочную структуру, а еще далее – несколько линз серых и светло-серых очень тонкозернистых пород со сланцеватой отдельностью. Бобово-обломочная порода состоит из хлорита, слюды и пирофиллита (таблица, анализ 2). Светло-серые сланцеватые породы сложены в основном слюдистыми минералами с примесью хлорита и диапора (таблица, анализ 3).

Здесь на участке среднего течения реки, относящемся к западному крылу и северному замыканию Ховратывисской антиклинали и названном А.С. Микляевым (1975 г.) "Аллитовым", было также установлено существенное сокращение мощности живетского яруса вследствие размыва отложений нижнего подъяруса.

На левом берегу р. Силовой, в 6 км ниже устья руч. Ховратывис, глиноземсодержащие породы рассматриваемого интервала прослеживаются по простиранию на расстояние более 300 м. В пачке верхних по течению выходов обнаружена крупная линза (~ 1,5x10 м) темно-серой породы, имеющей оолито-бобово-обломочную структуру. Бобовины состоят из хлорита с примесью кальцита, слюды и обломков кварца. Кварц в виде обломков алевролитовой размерности встречается также в кальцитовом цементе бобовин. В карбонатно-хлоритовой породе довольно часто отмечаются полуокатанные обломки

различных известняков (до 10 %), в том числе амфипоровых и строматопоровых. Преобладающий размер обломков 1-4 см. Многочисленны фрагменты панцирей рыб, составляющие не менее 5 % объема породы. Здесь же обнаружены обломки черной мелкозернистой породы, состоящей из хлорита, слюды и пиррофиллита.

Ниже по течению реки, после некоторого перерыва в обнаженности, на этом же стратиграфическом уровне вскрыт линзовидный пласт известняковой валунной конглобрекции (размеры обломков от 1 до 50 см). Пласт прослежен по простиранию более чем на 100 м. Цементом служат темно-серая бокситоподобная порода с бобово-обломочной структурой, состоящая из хлорита, слюды и пиррофиллита, а также светло-серые сланцеватые аргиллиты, имеющие в основном слюдисто-кварцево-хлоритовый состав. По химическому составу все эти породы отвечают сиаллитам (таблица, анализы 4, 6, 8). Мощность конглобрекции более 1 м.

Приведенные данные о глиноземсодержащих образованиях на стыке Полярного Урала и Пай-Хоя, несмотря на отсутствие их промышленных залежей, важны с точки зрения реконструкции истории геологического развития района и детальных палеогеографических построений.

#### Литература

1. *Боровский В. В.* Находка бокситов на западном склоне Полярного Урала // Советская геология, 1973. № 10. С. 134–135.
2. *Михайлов Б. М., Куликова Г. В., Земов В. А.* К вопросу о генезисе бокситов бассейна р. Кары (Полярный Урал) // Литология и полезные ископаемые, 1979. № 5. С. 70–83.
3. *Першина А. И., Петров С. Д.* Девонские бокситоносные горизонты Полярного Урала // Ежегодник-1973 Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1974. С. 67–73.
4. *Цыганко В. С.* Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силовы (Пай-Хой) // Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, 1981. Вып. 37. С. 16–25.
5. *Шарков А. А., Пасова Ф. Г.* О некоторых особенностях строения состава карских бокситовых тел Полярного Урала // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1978. С. 98–101.

# СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА АКВАТОРИИ КАСПИЯ

В.А. Цыганкова, П.Ф. Попова, Л.А. Бурмистрова

*Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград,  
Prorova@lukoilmn.ru*

В пределах акватории Северного Каспия среднеюрские отложения, включающие отложения байосса, бата и келловая, вскрыты на полную мощность только двумя скважинами - 1 Ракушечной (584 м) и 1 Широтной (685 м), расположенными на северном (1 Ракушечная) и юго-восточном (1 Широтная) склонах древнего Ракушечно-Широтного вала. Керном они охарактеризованы скудно. Залегают с большим стратиграфическим и угловым несогласием на образованиях нижнего триаса [1].

Для воссоздания фациальных условий осадконакопления в среднеюрскую эпоху были привлечены, помимо материалов бурения скважин акватории, данные интерпретации сейсмических профилей и литературные данные по западному и восточному обрамлению Каспия [2-6]. В результате обработки сейсмопрофилей построены карты толщин нижнебайосских, батских и келловейских отложений, на которых удалось выделить поисковые объекты различного генезиса (рисунок).

Условия седиментации на исследуемой территории в юрском периоде во многом определялись тектоническими движениями в геосинклинальной области Большого Кавказа. В конце ранней и в средней юре происходило общее погружение геосинклинальной области, сопровождавшееся трансгрессией моря, максимум которой пришелся на байосский век. Общая трансгрессия юрских бассейнов неоднократно прерывалась кратковременными, но регионально выраженными регрессиями, когда увеличивался принос терригенного материала в бассейн седиментации. Такие регрессии имели место на рубеже раннего и позднего аалена, в начале байоса и в бате [6].



- 
**1P** - номер скважины, индекс площади  
**222** - толщина нижнебайосских отложений, м
- 
**I** - интервал отбора керна
- 
**100** - изопахиты нижнебайосских отложений, м по данным сейсмики
- 
**→** - направление русловых потоков

**Генетические типы среднеюрских отложений:**

- 
**а** - фрагменты русла (J<sub>2</sub>b<sub>1</sub>)
- 
**б** - регрессивные бары (J<sub>2</sub>bt)
- 
**в** - отмели (J<sub>2</sub>k)

**Литоология:**

-  - глины аргиллитоподобные
-  - глины алевритистые
-  - алевролиты: а) глинистые; б) песчанистые;
-  - песчаники: а) мелкозернистые; б) средне-мелкозернистые; в) крупно-среднезернистые;

**Прочие обозначения:**

-  **П** - стяжения пирита
-  - ходы илоедов
-  - неокатанные обломки глин

**Органические остатки:**

-  - углефицированный растительный детрит
-  **10%** - обломки углей (1-10%)
-  - споры растений

**Текстуры:**

-  **15-20°** - косая однонаправленная под углом 15-20°

*Рисунок. Литолого-фацальная карта нижнебайосских отложений*

В среднеюрскую эпоху в пределах западного и восточного обрамления Северного Каспия существовали условия, изменяющиеся от континентальных до прибрежно- и мелководно-морских. Здесь были развиты речные, дельтовые, озёрно-болотные и пр. отложения [2-6].

При анализе карты толщин нижнебайосских отложений южнее Широ́тной площади было выявлено асимметричное линзообразное тело с крутым южным бортом, приуроченным к субширотному разлому, и пологим – северным (рисунок, а). Согласно описанию шлама и керна из скважины 1 Широ́тной, пробуренной в пределах северного борта, в разрезе скважины преобладают песчаники (до 90%) мелкозернистые и крупно-среднезернистые. Содержание углистых частиц в подошве песчаных пластов достигает 10%, характерно отсутствие пирита. Органические остатки отсутствуют. Ходы илоедов единичны. Форма каротажных кривых с горизонтальными линиями в подошве пластов и с изрезанной наклонной боковой линией свидетельствует об аллювиальном генезисе пород и, более всего, напоминает электрометрическую модель русловых отмелей равнинных меандрирующих рек [7].

Анализ каротажа и карты толщин батских отложений показал, что в пределах субширотного разлома, вдоль которого в раннебайосское время сформировалось русло меандрирующей реки, в конце батского века формировались регрессивные бары (рисунок, б), с характерной формой кривой ПС [7]. Проведённый анализ позволил расширить контуры нефтегазоносности, объединив в единую залежь баровые тела в районе скважин 2 Широ́тной и 6 Ракушечной. Келловейские отложения в процессе развития трансгрессии, снивелировали подводный рельеф.

Таким образом, новые данные свидетельствуют о широком распространении континентальных озёрно-аллювиальных фаций в раннебайосское время не только в пределах западного и восточного обрамления Каспия, но и в акватории Северного Каспия. Слабый уклон и

низменный характер рельефа обусловили развитие в раннем байосе меандрирующей речной системы, фрагмент которой выявлен сейсмическими и литолого-фациальными исследованиями. В батском веке на юго-восточном склоне Ракушечно-Широтного поднятия фомировались регрессивные бары. В конце среднеюрской эпохи, в процессе облекания келловейскими отложениями баровых тел батского и русловых – байосского возраста, сформировались подводные опесчаненные отмели (рисунок, в) с развитием водорослевых биостромов на склонах. Участки сокращённых толщин келловейских отложений можно использовать как диагностический признак для поиска песчаных тел в подстилающих отложениях.

#### *Литература*

1. Манцурова В.Н., Кривонос В.Н. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Широтной площади (месторождение им. Ю.Корчагина). // Перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Азово-Каспийского региона. Волгоград, 2005. С. 119-142. (Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». Вып. 64).
2. Бурштар М.С. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях. / М.С. Бурштар, А.Д. Бизнигаев. - М.: Недра, 1969. 344 с.
3. Гаврилов Ю.О., Гуцин А.И., Стафеев А.Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе (опыт реконструкции) // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 5. С. 89-102.
4. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Г. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр.ВНИГРИ.Л.: Л.:Недра, 1967. Вып. XII. 259 с.
5. Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра 1972. 160 с.
6. Чакабаев С.Е., Кононов Ю.С., Воцалевский Э.С. и др. Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака. Алма-Ата: Наука, 1967. 227 с.
7. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

# ЭВОЛЮЦИОННЫЕ БАССЕЙНОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ВЕНД-КЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ НА ОСНОВЕ КОНЦЕПТУАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ПО КОМПЛЕКСУ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Л.С. Чернова, О.В. Шиганова

*СНИИГГиМС, Новосибирск, lschernova@mail.ru*

История развития бассейна осадконакопления терригенно-карбонатного подсолевого комплекса рассмотрена на примере венд-кембрийских отложений северо-восточной части Сибирской платформы. Учитывая, что терригенные и карбонатные породы формируются в основном на стыке порода-вода, поэтому в данном исследовании применены целенаправленно взаимосвязанные методы литологической и гидрогеологической направленности. Они позволяют на всех этапах литогенеза проследить изменения стадияльно-литологических и гидрогеохимических процессов как факторы, обуславливающие изменения пород и вод от седиментогенеза до катагенеза. В данной работе использованы познания предыдущих исследований по изученным скважинам данной территории и проведен анализ вновь пробуренной параметрической Кугасской скважины 364-0.

Снизу вверх по разрезу на породах фундамента сформирован терригенный комплекс курсовской свиты (талахский горизонт мощностью до 36 м) со сменой различных по генетическим типам, их ассоциациям и вещественному составу пород, сформированных в условиях временных водотоков. Для нижнего пласта характерна плохая отсортированность пород с преобладанием грубозернистых разностей. Песчаники часто гравелитистые до гравелитовых, полевошпат-кварцевые, редко кварцевые. Для пород характерен полиминеральный цемент (13-40 %). В составе глинистого – доминирует гидрослюдистый (до 15 %) с примесью каолинита и хлорита, послойно с обогащением до 6 % глинисто-органическим веществом темно-коричневого цвета. Из вторичных цементов повышено содержание гипс-ангидритового (15-30 %), иногда примесь кварцевого. В верхнем пласте гравелитистые разности

сменяются на более мелкозернистые песчаники с повышенной алевритовой составляющей (около 30 %) и преобладанием кварцевых разностей. По сравнению с нижним пластом содержание цемента уменьшается до 2-12 %. Глинистый цемент пропитан органическим веществом до 5 %. Вторичные цементы локализованы и встречаются в небольшом количестве. По литологическим признакам пород и их текстурным особенностям осадконакопление талахского горизонта было континентальным и происходило вблизи источников сноса. Ботуобинский горизонт приурочен к основанию бюкской свиты мощностью 21 м. Он имеет сравнительно однородное строение. Для него характерно снизу вверх по разрезу увеличение зернистости пород. В основании горизонта преобладают более мелкозернистые алевритистые песчаники и песчаные алевролиты. Вверх по разрезу они сменяются на мелко-среднезернистые и разномзернистые преимущественно кварцевого состава с минимальным количеством цемента (менее 5 %). В верхней части горизонта преобладают разномзернистые и средне-крупнозернистые кварцевые песчаники с высоким содержанием в них вторичного цемента (18-31 %), что в значительной мере ухудшило структуру порового пространства пород. В целом ботуобинский горизонт сформирован в условиях прибрежного бара и пляжевых отмелей. Породы в основном кварцевые, реже полевошпат-кварцевые, слабо сцементированы, хорошо отсортированы и окатаны.

Терригенный комплекс сменяется в вендский период карбонатным, породы которого имеют сложный состав и своеобразный облик. Они встречены в районе Кугасской скважины и в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы, имеют региональное распространение и являются флюидорупором. По вещественному составу породы сложены ангидрит-магнезитами, магнезит – ангидритами. Основная часть разреза представлена строматолитовыми, в меньшей степени микрофитолитовыми и органогенно-обломочными карбонатными породами. Литологические особенности пород нижнебюкской подсвиты позволяют предполагать их формирование в условиях

мелководного осолоняющегося бассейна с довольно неустойчивым режимом осадконакопления.

В составе карбонатного комплекса значительный интерес в разрезе представляет юряжский продуктивный газоносный горизонт венд-кембрийского возраста. Он состоит из трех пластов: в нижнем пласте (Юр Ш) мощностью 24 м охарактеризована верхняя его часть, а пласты Юр-1, II мощностью 59 м достаточно полно изучены по всему разрезу. По вещественному составу в нижнем пласте доминируют известняки очень мелко-тонкозернистые, неравномерно доломитовые, слабо сульфатизированные, послойно засоленные. В них послойно присутствуют микрофитолиты, иногда со сферолитовым строением, в подчиненном отношении сгустково-комковатые образования и следы водорослевых. Подстилают известняковые разности доломиты укрупненной размерности, послойно известковистые, перекрывают также доломиты очень мелкозернистые и тонкозернистые ангидритистые. Вверх по разрезу (пласты Юр 1, II) отличаются от доломито-известняковых разностей Юр Ш преобладающей долей доломитов. Состав пород нижней части (пласт Юр II) отличается большим разнообразием. Для них характерно преобладание доломитов с повышенной сульфатностью, прослоями переходящие в ангидриты, глинистые доломиты, единично ангидрито - магнезиты со строматолитовой структурой. В верхнем пласте (Юр 1) ведущее значение занимают доломиты с редкими прослоями неоднородно доломитовых известняков. Доломиты в основном микро-тонкозернистые и тонкозернистые с плотной упаковкой зерен, иногда с разуплотненными участками. Диагенетическая перекристаллизация (55-94 %) в доломитах доминирует, а катагенетическая составляет 1-28 %. Особенностью данной части разреза является наличие доломитовых строматолитов с глубины 2241-2260 м пластового, реже столбчатого типа. Они содержат микрофитолиты нескольких разновидностей, степень их перекристаллизации различная.

Залегающий выше осинский горизонт входит в состав билирской свиты и состоит из двух пластов. Нижний пласт (осинский II) имеет мощность 23 м и

сложен преимущественно доломитами микро-тонкозернистыми и тонкозернистыми, послойно слабо засоленными (3-10 %), глинистыми с тонкими прослойками мергелей. Органогенные остатки приурочены к верхней части пласта в виде овальной, редко удлиненной и неправильной формы (26-85 %). Послойно доломиты имеют строматолитовую структуру с чередованием светлых перекристаллизованных, разуплотненных и темных плотных слоев. Перекристаллизация пород прошла в основном на стадии диагенеза (52-95 %), редко в небольшом количестве в катагенезе (1-10 %, редко 30 %). Верхний пласт представлен по керну в основном микро-тонкозернистыми и разнозернистыми, доломитовыми известняками с наличием органогенно-обломочной проблематики от 10 до 28 %.

Терригенная часть разреза насыщена хлоридными кальциевыми рассолами с минерализацией 367-390 г/л, сформировавшимися в процессе гравитационного смешения рассолов вышележащих отложений с катагенетически измененными седиментационными водами. Карбонатный разрез венд-кембрийских отложений насыщен седиментогенными хлоридными кальциевыми рассолами с минерализацией 356-363 г/л, катагенетически измененными в процессе литогенеза. Косвенными признаками первичных обстановок осадконакопления можно назвать: изменение с глубиной гCa/гMg от 2.1 - 3.6 в карбонатных отложениях до 5.6-16.6 в терригенных, снижение на порядок содержания бора и лития, обогащение рассолов терригенных горизонтов Ti, Ba, V, Cr, Mn, Cs, Zn.

С целью прогноза качества коллекторов отработаны концептуальные модели терригенного и карбонатного комплексов с оптимальными параметрами и информационными показателями, анализ степени преобразованности пород (литологический коэффициент) и гидрогеохимический по степени метаморфизации рассолов.

# ИЕРАРХИЯ И СИСТЕМАТИКА СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

О.С. Чернова

ТПУ, Томск [chernovaos@hw.tpu.ru](mailto:chernovaos@hw.tpu.ru)

В современную практику изучения нефтегазоносных осадочных толщ давно и прочно внедрены исследования генетической направленности, позволяющие определять условия седиментации и закономерности распространения комплексов пород, способных генерировать и удерживать углеводороды. Важнейшей задачей осадочной нефтегазовой геологии в ее прикладном значении является изучение процесса седиментогенеза во времени и пространстве в целях успешного прогнозирования размеров и форм природных резервуаров нефти и газа, что особенно важно при построении корректных трехмерных геологических моделей [3].

Проблема идентификации и ранжирования обстановок осадконакопления и слагающих их фациальных комплексов на протяжении многих лет рассматривалась в многочисленных опубликованных работах многих авторов и авторских коллективов, установивших ряд условий, значительно влияющих на формирование и размещение залежей углеводородов в осадочном пространстве. При этом, наиболее важная роль отведена геоморфологическому, литолого-стратиграфическому и палеогеографическому факторам, определяющим все базовые характеристики конечного продукта системы осадконакопления – терригенного природного резервуара [1, 2, 4].

Для успешного решения проблемы систематизации разномасштабных седиментационных объектов необходимым представляется, *во-первых*, одинаковое понимание исследователями в области седиментологии природных резервуаров собственно предмета исследования – седиментологических объектов разного ранга, *во-вторых*, уверенное владение специальной седиментологической номенклатурой, термины которой трактуются зачастую произвольно, а посему приобретают неоднозначный смысл. И *в третьих* –

назревшая существенная необходимость решения вопросов типизации обстановок седиментаций, фаций и слагающих их литогенетических типов, на единой методической основе.

Многочисленная отечественная и англоязычная геологическая литература содержит обширный обобщенный материал по разнообразным рабочим классификациям обстановок осадконакопления, фаций и типов пород в различных природных средах, построенных в зависимости от потребностей авторов. Единая систематика, представляющая собой иерархическую структуру, увязывающая разномасштабные седиментологические объекты в строгую иерархическую последовательность на сегодняшний день не существует. Проблема определения и объединения в различные группы разномасштабных седиментационных данных возникает уже на первых стадиях исследования - при описании и выделении литогенетических типов пород. Впоследствии, при определении фациальных комплексов, слагающих, в свою очередь, крупные седиментационные циклы, отражающие древние ландшафтные характеристики эта проблема только усугубляется.

При анализе и прогнозировании древних условий седиментации исследователь сталкивается с неизбежной необходимостью увязки многомерных деталей внутренней архитектуры природных пространственно-временных систем. В ископаемом состоянии черты строения былой обстановки седиментации, овеянные в каменном материале (керне скважин) не видны в полном объеме и значительно затушеваны многомиллионной историей вторичных преобразований осадочного материала, кардинально изменивших первоначальный облик пород. Поэтому восстановление древних условий осадконакопления по керну скважин является изначально достаточно сложной геологической задачей.

Для грамотного и корректного ее решения требуется знание и понимание: процессов осадконакопления и результатов их протекания (*какой тип осадка формируется при действии определенного осадочного процесса*), механизма действия осадочных процессов; параметров структуры осадочного материала,

основ петрографии (*вещественный состав пород*) и геохимии (*условия протекания основных диагенетических процессов, приводимых к неизбежным видоизменениям природных резервуаров на микро и макро уровне*), основ палеонтологии и исторической геологии (*представление об основных группах организмов и условиях их обитания*).

Специалисты нефтяного инжиниринга имеют дело с продуктами древних седиментационных систем – с конкретными геологическими телами, представляющими собой геометрически объемные, пространственно-временные системы, имеющие определенную ориентацию в пространстве, определенную стратиграфическую приуроченность и определенную морфологическую форму. Все пространственно-временные системы (ископаемые природные резервуары) существуют в природе в строгой иерархической взаимосвязи друг с другом. Зная эти взаимосвязи (цепочки) и закономерности их развития можно предсказывать появление тех или иных фациальных последовательностей (*ассоциаций фаций*) и распознавать древние условия седиментации, овеществленные в породе, т. е. решать обратную задачу геологии. Для палеоседиментологического моделирования также крайне важно уметь определять главные седиментационные тренды осадочного материала, находящиеся в тесной зависимости от геоморфологической обстановки.

Таким образом, природные резервуары можно рассматривать в качестве ископаемых палеоморфоструктурных форм, обладающих определенными размерами, мощностью, морфологией внутреннего строения, характером контактов с вмещающими толщами. Все эти параметры закладываются средой седиментации и соответственно напрямую связаны с геоморфологическими и динамическими условиями.

Систематика седиментологических объектов построена по иерархическому принципу, включает в себя 5 таксономических рангов. Каждый параметр может быть объективно определен, идентифицирован и несет однозначное значение. В качестве критериев разработанной иерархической структуры приняты: *место осадения терригенного материала, формы его*

**накопления** (геоморфологический признак) и **позиция литифицированного осадка** в типовом профиле обстановки седиментации. В качестве основных седиментационных объектов рассмотрены: «*обстановка осадконакопления*», «*ассоциация фаций*», «*фация*», «*литогенетический тип*», «*иерархический ранг*».

Седиментационные единицы, имеющие близкие идентификационные критерии, выделенные одинаковым цветом. При их определении в керне скважин возможны определенные трудности, связанные с неоднозначностью выводов. В представленную систематику не вошли эоловые, ледниковые и вулканогенные обстановки осадконакопления, как не характерные для рассматриваемой климатической зоны юрского седиментогенеза, но для которых на аналогичной основе может быть создана самостоятельная схема.

Разработанная систематика седиментологических объектов может быть полезна для специалистов-нефтяников, изучающих древние фациальные последовательности, в которых морфология резервуаров практически не сохраняется в первозданном виде. Она не охватывает всевозможно выделяемые природные объекты, но может служить предметом обсуждения.

#### Литература

1. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения – Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
2. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. – М.: Недра, 1981. 439 с.
3. *Чернова О.С., Захарова А.А.* К вопросу о классификации обстановок осадконакопления, фаций, генетических типов пород и осадочных текстур с позиций кластерного анализа // Сб. научн. тр.: Геологическое строение и нефтегазоносность отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область). – Новосибирск, 2006. С. 175-178.
4. *Selley R.Ch.* Applied Sedimentology. – Academic Press, 2000. 520 p.

# ЭВОЛЮЦИЯ ЮРСКИХ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.С. Чернова

ТПУ, Томск [chernovaos@hw.tpu.ru](mailto:chernovaos@hw.tpu.ru)

Активизировавшаяся к началу мезозоя тектоническая активность юго-восточных окраин Западно-Сибирской плиты, как отголосок затухающей герцинской складчатости, создала в их пределах контрастный рельеф, определивший впоследствии палеогеографическую обстановку ранней-средней юры [1]. Наибольшее влияние на снос и накопление осадочного материала оказывали местные источники сноса, поставлявшие грубые делювиально-пролювиальные осадки в наиболее погруженные участки рельефа.

Гумидный климат обусловил преобладание голосеменных растений. Впервые появляются хвойные (*Araucarites*), древние *Pinaceae* и цикадовые (*Podozamites*, *Pterophyllum*). Хвои, сфагновые мхи (*Clathropteris*, *Osmundaceae* *Dictyophyllum*,) и папоротникообразные имели резко подчиненное значение.

В плинсбахе территория исследования представляла собой систему горных кряжей на отрогах, которых развивалась речная сеть с накоплением грубых пролювиально-аллювиальных толщ, сложенных гравийными песчаниками с прослоями мелкогалечниковых конгломератов.

В предгорьях и на высоких водоразделах произрастали хвойные леса с примесью араукариевых, сциадопитуса и гинкговых, с подлеском из папоротников и беннеттитовых. Типично болотные сообщества (*Osmundaceae*, *Gleichenia*) занимали пониженные участки в рельефе.

В раннем тоаре рельеф местности состоял из невысоких плато и холмов. В центральных частях гранитоидных массивов (*Парабельский* и *Александровский* *мегавалы*) существовали низкие горы. Усть-Тымская, Нюрольская впадины и Колтогорский прогиб увеличились в размерах и заполнялись илами будущей тогурской свиты. На востоке существовала низменная приливная равнина.

Глубины раннетоарского моря не превышали 30-40 метров. Наиболее глубоководные участки существовали в Бакчарской впадине, на юге и юго-западе Нюрольской впадины, на севере – в пределах Колтогорского прогиба.

Основными морскими обитателями являлись филлоподы, рыбы, мелкие фораминиферы, тонкостенные пелециподы. На крайнем юго-востоке бассейн окаймлялся полосой низменной суши.

Для ландшафтов средней юры отмечается большее разнообразие обстановок седиментации, по сравнению с ранней юрой.

Для позднеотоар-ааленского времени характерно преобладание отложений аллювиальных и аллювиально-пролювиальных систем. Фуркирующие реки с быстрыми водотоками не создавали благоприятных условий для формирования пойменных торфяников. Начавшееся в аалене медленное прогибание территории привело к смене типа речной сети от ветвящегося через ограниченно-меандрирующий к меандрирующему. Интенсивное подтопление территории определило положение центров заболачивания, локализованных в наиболее погруженных котловинах Нюрольской впадины, в которых осуществлялось формирование аллювиально-озерно-болотных комплексов.

Во флоре аалена отмечено резкое увеличение количества хвойных (*Pinaceae, Podocarpus*). Теплолюбивые папоротники практически отсутствуют.

Характерными элементами ландшафтов байос-бата являлись плоскодонные застойные торфяные водоемы в пределах, которых шло накопление угольных пластов. Крупные озерные котловины заполнялись осадками мелководья и глубоководными илами.

Основной растительный фон создавали папоротники рода *Coniopteris*, групп *Leiotriletes, Osmundaceae* и плауновые (*Selaginella, Lycopodium*). Перестройка флоры позднего бата связана с наступающей трансгрессией и потеплением климата, более близкого теперь к субтропическому [2; 3].

Келловейская трансгрессия обусловила накопление морских толщ, содержащих остатки разнообразных аммонитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер. Мелководное море обрамлялось с юга денудационными

приморскими равнинами, с юго-востока и востока - невысокими нагорьями Сибирской платформы и Алтае-Саянской горной страны. Основными формами подводного рельефа являлись пляжи, отмели, баровые постройки, лагуны.

В переходных флористических комплексах бат-келлова преобладают древовидные *Coniopteris* и *Leiotriletes Naum.* Представители плаунов (*Dicksonia sp.*, *Hausmannia sp.*) и папоротникообразных присутствуют в меньшинстве.

В поздней юре периодические трансгрессии и регрессии моря, повлекли неоднократные миграции линии берега в условиях мелководно-морского режима седиментации.

В раннем оксфорде в трансгрессивную фазу развивались лагуны со свободным водообменом. Во время регрессий море отступало, обнажая гребневые части баровых систем и крупных отмелей. Распределение осадков контролировалось рельефом дна и нестабильностью прибрежных построек.

Устойчивыми участками суши являлись наиболее приподнятые участки Александровского свода, Средневасюганского и Парабельского мегавалов, поросшие хвойными лесами с подлеском из папоротников и плаунов. Заросли осмундовых занимали пониженные участки и заболоченные равнины. Хейролепидиевые, поставлявшие пыльцу *Classopollis*, заселяли береговые зоны.

Раннеоксфордская регрессия завершилась установлением на юго-востоке крайне мелководного заливно-лагунного, периодически осушаемого бассейна. Островная зона Обь-Васюганской гряды увеличилась в разрезах. В пределах Александровского, Парабельского и Пудинского мегавалов существовали дельтовые системы флювиального типа, с трендом седиментации с северо-востока на юго-запад. В большей части территории осадконакопление происходило в условиях опресненных лагун и прибрежных маршевых зон. В северной части территории существовал открытый морской залив.

Среди растительных группировок доминировали древовидные кониоптерисы (*Coniopteris*). На возвышенных участках росли хвойные леса. Лианоподобные и травянистые папоротники образовывали пышные заросли.

В конце среднего оксфорда началась очередная трансгрессия, вызвавшая увеличение площади лагун, переходящих в заливы. На отдельных структурах продолжался рост баровых построек. В пределах западной части Нюрольской впадины в условиях переменной солености и высоких температур селились теплолюбивые эвригалинные гастроподы. В ее южной части на малоподвижном застойном мелководье вне зон течений и активных волнений морской среды обитали иглокожие, пеллециподы, фораминиферы, морские черви. Приподнятые части мегавалов и сводов периодически погружались под воды бассейна.

В раннем киммеридже в условиях быстрого подъема уровня моря, под действием волн и течений на поднятиях дна шло накопление разнозернистых, плохосортированных алевролитов и песчаников, пиритизированных, с глауконитом, фосфатными конкрециями и морской фауной. В депрессиях рельефа накапливались тонкоотмученные осадки. Доминирует морской микропланктон, пыльцевые и споровые комплексы отсутствуют или имеют плохую сохранность.

К волжскому веку в пределах юго-восточной части Западной Сибири установился режим относительно глубоководного морского бассейна.

#### Литература

5. *Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Казаков А.М.* Палеогеография Сибири в лейасе // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск, 1990. – С.3-9.
6. *Мейн С.В.* Основы палеоботаники. – М.: Недра, 1987. – 403 с.
7. *Могучева Н.К.* Фитостратиграфия нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск, 1990. – С.35-44.
8. *Самойлович Р.С., Мчедlishvili Н.Д.* Методика построения карт палеорастительности по палинологическим данным // Палинология в нефтяной промышленности. – Л. Недра, 1971. – С. 15-22.

# НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГАММА-КАРОТАЖА ПРИ РАЗВЕДКЕ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ УМЫТЬИНСКОГО УЧАСТКА ЗАУРАЛЬЯ

**Р.М. Чефранов, А.В. Коркошко**

*ИГЕМ РАН, Москва, roman\_chefr@mail.ru*

Умытйинский участок относится к Мансийскому району Зауральской провинции комплексных титан-циркониевых россыпей. Рудная минерализация в пределах района приурочена к олигоценовым пескам куртамышской свиты. По литологическому составу (прежде всего гранулометрии) в разрезе свиты выделяются три горизонта. В настоящей работе рассмотрен только верхний из них, наиболее полно изученный, в том числе непосредственно в горных выработках. В отложениях верхнего куртамышья последовательно с северо-запада на юго-восток выделяются фации дельты, литорали и морского мелководья с различной гидродинамикой [1]. Умытйинский участок охватывает область развития наиболее благоприятных для россыпеобразования фаций литорали и прилегающего морского мелководья с активным волновым воздействием.

Литологические особенности отложений отражают обстановку полузакрытого залива во время их формирования (рис. 1). Центральное положение занимает S-образная зона литорали. Ее изогнутая форма обусловлена неотектоническими сводовыми поднятиями, расположенными на юге и северо-западе территории. В осевых частях сводов вернекуртамышские отложения полностью срезаны. Восточнее выделяются мелководно-морские фации, формировавшиеся в области развития подводных аккумулятивных форм. В крайней восточной части участка выявлена фронтальная мелководная зона. Характер косой слоистости указывает на существование двух основных направлений ветро-волнового воздействия – северо-западного и юго-западного, определявших литодинамику в прибрежной зоне и, в частности, процессы россыпеобразования.

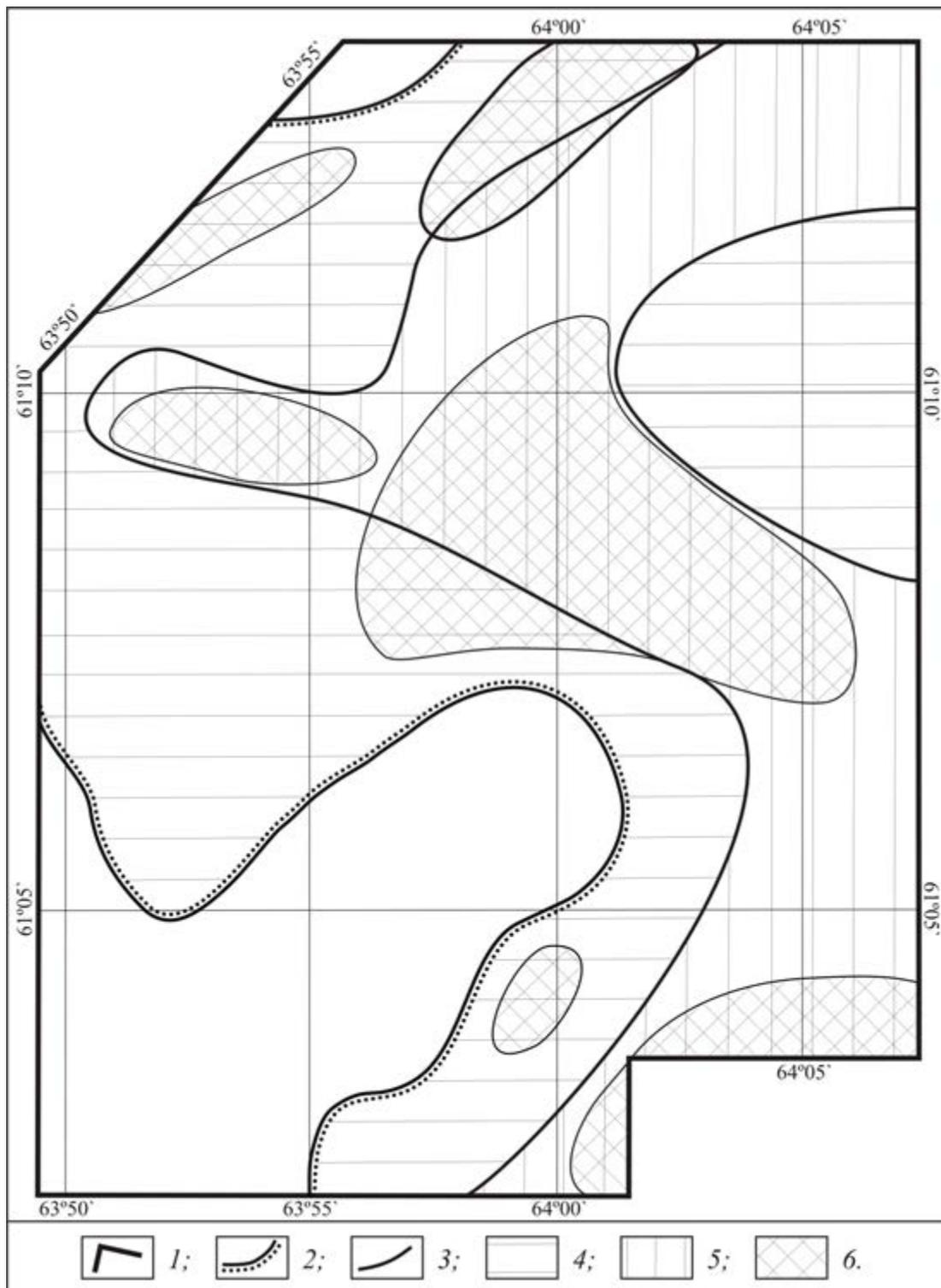


Рис. 1. Схема фациальной зональности и россыпной металлоносности верхнекуртамьшского горизонта Умытмынского участка

- 1 – Граница участка; 2 – Границы сводовых конседиментационных поднятий (область суши);  
 3 – Границы фаций; 4 – Литораль; 5 – Морское мелководье с активной гидродинамикой;  
 6 – Россыпные тела, оконтуренные по содержанию рудных минералов  $30 \text{ кг/м}^3$

Исследуемые отложения вмещают несколько небольших россыпей, оконтуренных с учетом фациальных границ по сумме титан-циркониевых минералов выше  $30 \text{ кг/м}^3$  (см. рис. 1). Россыпи представляют два основных типа концентраций тяжелых минералов в прибрежно-морской обстановке. Первый

тип – литоральные, сравнительно небольшие россыпные тела, вытянутые вдоль палеобереговой линии. Рудные минералы в таких россыпях содержатся преимущественно в классе мелкого песка (0,25–0,1 мм). Второй тип – мелководно-морские с активной гидродинамикой, более изометричной формы, с более равномерным распределением полезного компонента, но с относительно мелким средним размером рудных минералов, главным образом тонкопесчано-алевритовой (0,1–0,01 мм) крупности и повышенной глинистостью отложений.

На графике распределения данных гамма-каротажа (ГК) по частотам встречаемости наблюдаются две четко выраженные аномалии. Идеализируя природную картину можно принять подобное распределение как сумму двух нормальных: фонового и “рудного”. Принимая во внимание, что значения ГК имеют значимую положительную корреляционную связь с содержанием в породе рудных минералов, можно сделать вывод относительно соответствия аномалии высоких значений россыпным телам, а более низких – фону. На рисунке 2 представлена схема распределения усредненных по скважинам значений ГК при снятом фоне, взятом по точке пересечения распределений – 10,25 мкР/час.

Сопоставляя схемы на рисунках 1 и 2, прежде всего следует отметить их удовлетворительную корреляцию: сохраняется латеральная зональность с запада на восток, аномалии повышенных значений ГК в целом соответствуют выявленным россыпным телам. Тем не менее, хорошо отражая россыпные тела мелководно-морского типа, данные ГК не показывают россыпи литорали. Это может быть связано с меньшими размерами и худшей сохранностью этих тел, в результате чего они могли потеряться при усреднении. Но содержание рудных минералов не единственный параметр, влияющий на показания ГК. Статистическая обработка данных указывает на значительную их зависимость также от гранулометрии отложений – более высокие значения соответствуют более тонкозернистым пескам. Во многом это наложенные процессы, характеризующиеся сложной взаимосвязью, но можно отметить, что более

тонкозернистые мелководно-морские россыпные тела находят лучшее отражение в

геофизическом поле.

Принимая аномалии значений ГК как концентрации

рудных минералов в мелководно-

морской зоне можно рассмотреть

обратную задачу – уточнить

палеогеографическую характеристику горизонта,

прослеживая эту зону по границам аномалий.

*Исследования проводились при*

*частичной финансовой*

*поддержке*

*гранта РФФИ № 09-05-00268-а.*

Литература

1. Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М., Трофимов В.А. Литолого-фациальное районирование и перспективы россыпной титан-циркониевой металлоносности Мансийской и Северо-Сосьвинской площадей ХМАО // Литология и полезные ископаемые. 2010, № 4. С. 370–382.

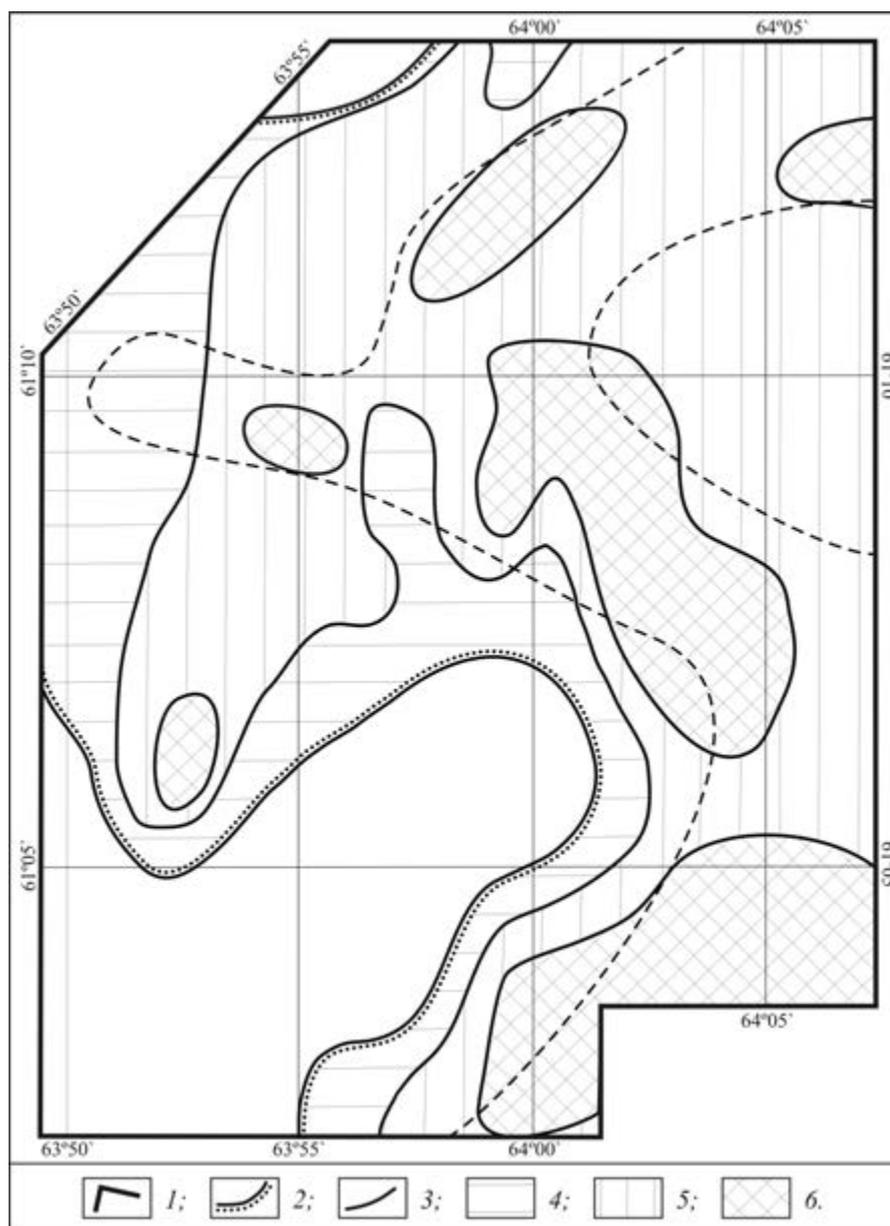


Рис. 2. Схема распределения данных гамма-каротажа скважин в пределах верхнекуртамышского горизонта Умытывинского участка

1 – Граница участка; 2 – Границы сводовых конседиментационных поднятий (отсутствие отложений); 3 – Границы областей, оконтуренных по значениям гамма-каротажа; 4–6 – Области, оконтуренные по значениям гамма-каротажа: 4 – ниже 10,25 мкР/ч; 5 – 10,25–15,50 мкР/ч; 6 – выше 15,50 мкР/ч

# **ВЛИЯНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ПРОЦЕССЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЛАГУННОЙ ОБСТАНОВКЕ (НА ПРИМЕРЕ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ).**

**В.А. Чечко**

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград,  
che-chko@mail.ru*

Вислинский залив представляет собой узкую, вытянутую вдоль юго-восточного берега Балтийского моря, мелководную (максимальная глубина 5.2, средняя – 2.7 м) солоноватую лагуну. От моря лагуна отделяется аккумулятивным барьером – косой-пересыпью, водообмен с морем осуществляется через узкий (шириной 500 м) пролив. Лагуна является промежуточным проточным бассейном-отстойником, принимающим жидкий и твердый сток впадающих в него рек, главной из которых является р. Преголя. Поступающий влекомый и взвешенный осадочный материал претерпевает здесь значительную дифференциацию, часть его осаждается, другая же часть через пролив выносится в Балтийское море.

Наиболее существенной особенностью современного осадкообразования лагуны является ветро-волновое взмучивание донных осадков, при котором поступающий осадочный материал фиксируется на дне не сразу, а происходит его многократное взмучивание. В разные сезоны зона ветро-волнового взмучивания охватывает от 40 до 100% акватории лагуны. Окончательным геологическим результатом взмучивания является отмыв донных осадков от пелитового материала, переходящего во взвешенное состояние и образующего поля «вторичной» взвеси, которая частично снова выпадает в осадок, частично выносится в море.

Отмеченные выше особенности осадкообразования в лагуне характерны для весенне-осеннего, т. е. безледного сезона, так как, до недавнего времени, исследования ограничивались этим периодом года. Вместе с тем, лагуна является замерзающим водным объектом со средней продолжительностью ледостава 117 и максимальной – 140 суток. Учитывая, что ледяной покров на несколько месяцев сокращает срок ветро-волнового воздействия на водную толщу и дно и изменяет режим переноса примеси, становится очевидным, что достоверная оценка процессов осадкообразования невозможна без учета периода ледостава. Исходя из этого, сотрудниками АОИОРАН, начиная с 2004 г., проводятся регулярные зимние экспедиционные исследования в

акватории Вислиской лагуны, включающие широкий комплекс полевых наблюдений.

В результате исследований выяснено, что в период ледостава содержание взвешенного в воде осадочного материала снижается (по сравнению с безледным периодом) в несколько раз. Так, за все время зимних наблюдений концентрация водной взвеси в заливе изменялась в диапазоне от 2.8 до 16.8 мг/л и составляла (в среднем для всей толщи вод) 6.5 мг/л (в отличие от 31 мг/л для безледного периода). Невысокие содержания взвешенных веществ зимой обусловлены уменьшением речного стока, практически полным прекращением образования автохтонного органического вещества, невозможностью поступления осадочного материала из атмосферы, снижением активности береговой абразии и эрозии дна.

Зимой в составе водной взвеси наблюдается заметное уменьшение доли органической компоненты. Весьма характерным при этом является распределение взвеси по вертикали. В безледный период повышенные содержания водной взвеси обнаруживаются, как правило, в придонном (0-70 см от дна) горизонте. Исключением является стадия активного развития сине-зеленых водорослей, обуславливающих максимум концентрация взвеси на поверхности за счет увеличения органической компоненты в ее составе. Под покровом льда обычно выделяются два максимума концентрации взвеси – поверхностный (0-70 см) и придонный (0-20 см от дна), которые разделены промежуточным слоем с невысокими ее значениями.

Результаты исследований показали, что морские воды проникают в лагуну через пролив также и при наличии ледяного покрова, распространяясь в придонном горизонте практически по всей акватории ее российской части. Свидетельством этого являются регулярно отмечаемые (включая самые суровые зимы) повышенные значения солености в придонном горизонте, которые колеблются в пределах 4-6.2 ‰. Между концентрацией взвеси и соленостью в зимний сезон наблюдается обратная зависимость: минимальные содержания водной взвеси приурочены к горизонтам воды с максимальной соленостью, т. е., поступающие более прозрачные морские воды действуют как разбавляющий фактор, снижающий содержание взвешенных в воде частиц.

Снежный покров, образующийся в зимнее время на льду водоема, является эффективной ловушкой, способной аккумулировать и сохранять осаждающиеся из атмосферы частицы. Зимой на ледяной покров Вислинской лагуны поступает из атмосферы от 1,6 до 9,4 мг/м<sup>2</sup> в сутки осадочного

материала (в среднем  $7,9 \text{ мг/м}^2$ ), что соответствует, при переводе на всю площадь залива и на весь зимний период, двум тысячам тонн осадочного материала (в пересчете на сухое вещество).

Сразу после освобождения водной поверхности ото льда (обычно это конец марта или начало апреля) содержание взвеси в акватории залива резко повышается – до 29-47 мг/л. Эту весеннюю «вспышку» можно увязать, в частности, с переходом накопленного на ледяном покрове осадочного материала в воду при разрушении льда, так как он в лагуне тает на месте и лишь незначительная его часть уносится через пролив в море.

Ледяной покров предоставляет уникальную возможность оценить скорость осадкообразования методом прямых измерений, что, в силу специфики залива (мелководность и, как следствие, ветроволновое волнение, охватывающее всю водную толщу), трудноосуществимо в безледный период. Скорости осадкообразования (вертикальные потоки осадочного материала) под покровом льда изучались методом седиментационных сосудов, который основан на непосредственном улавливании количества материала, осаждающегося за определенное время в сосудах-ловушках известного диаметра, устанавливаемых на дне водоема.

Всего было выполнено 2 постановки сосудов-ловушек (в 2006 и 2011 гг.). Время экспозиции составляло от 14 до 30 суток. Интенсивность накопления ловушек изменялась в довольно широких пределах (от 0,012 до 0,153 г/сутки) и составляла в среднем для всего периода наблюдений 0,078 г/сутки. Принимая объемный вес сухого осадка, равный  $0,69 \text{ г/см}^3$ , нами рассчитаны скорости осадконакопления в зимний период. Они составили, в среднем, 2,1 мм/год, что в несколько раз выше среднегодовых скоростей осадконакопления в заливе за последние 90 лет. Т.е. в период ледостава, из-за отсутствия течений и волнений, в лагуне доминируют процессы перехода осадочного материала из взвешенного состояния в донные отложения (осаждение). А основным фактором, определяющим состав и пространственные вариации взвешенного материала, выступают не эффекты ветроволнового взмучивания донных осадков или продуцирования органического вещества, а поступления речной воды и периодические затопы морских вод.

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОЙ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ (ПЛАТАМОВОЙ) ФОРМАЦИИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула

ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, anshadrin@geo.komisc.ru, sandula@geo.komisc.ru

Визейская терригенно-карбонатная (платамовая) известняковая формация, выделенная А. И. Елисеевым [1], наблюдается на протяжении всей Елецкой структурно-формационной зоны. Длина полосы развития этой формации при ширине около 100 км составляет более 800 км. Она сложена в основном темно-серыми или серыми детритовыми известняками с многочисленными остатками разнообразной фауны. В возрастном отношении данная формация охватывает в основном отложения окского возраста. Согласно нашим исследованиям в составе данной формации в бассейне Верхней Печоры можно выделить депрессионные отложения и отложения мелководного карбонатного шельфа [4].

*Депрессионные отложения* в бассейне Верхней Печоры представляют разрез кушковатской (тульский горизонт) и нижнюю часть разреза подчеремской (тульский горизонт) градаций. Кушковатские породы изучались на р. М. Печора [2], а подчеремские тульского возраста — на р. Илыч [4]. На р. М. Печора распространены темно-серые тонкоплитчатые и тонкослоистые глинистые известняки с кремнями [3]. Характерной особенностью данной толщи является то, что она содержит очень мало макроскопических органических остатков. Они представлены отдельными члениками криноидей, створками и, в единичных случаях, целыми раковинами брахиопод. Часто крупные органические остатки окремнены.

Наиболее распространенными среди пород, развитых в этой толще являются спикуловые, микро- и мелкодетритовые известняки с тем или иным количеством глинистой составляющей. Совсем редко встречаются крупнодетритовые разности известняков. Значительную роль в разрезе данного

обнажения играют кремневые образования. При изучении толщи были встречены такие особенности пород, как тонкая слоистость — горизонтальная и косая, линзовидная, волнистая с поверхностями размыва, смятые пласты пород, расположенные между ненарушенными слоями.

На р. Илыч разрез состоит преимущественно из глинистых детритовых известняков [5], среди них можно выделить шламовые, мелкодетритовые несортированные разности. Реже в разрезе наблюдаются комковато-сгустковые, детритово-сгустковые и детритово-комковатые известняки. В верхней части разреза встречаются доломитизированные разности, а в виде единичных прослоев — тонкозернистые кварцевые песчаники с небольшой карбонатной примесью и черные аргиллиты с сидеритовыми конкрециями. Границы между различными типами пород обычно резкие. Повсеместно наблюдаются остатки брахиопод, кораллов, криноидей и в подошве пластов отпечатки следов жизнедеятельности илоедов. В средней части разреза наблюдаются кремнистые образования в виде небольших пластов, тонких прослоев и линз, а также желваков различных размеров и формы. Почти во всех разностях пород встречается слоистость. Она чаще тонкая горизонтальная, но отмечается линзовидная, косая, волнистая. Слоистость в одних случаях обусловлена взаиморасположением структурных элементов породы (детрита, глинистого материала), а в других различием состава (линзы размером 0.5—5 см детритового известняка в глинистом). В глинистых известняках часто наблюдаются окатанные гальки и валуны менее глинистого известняка.

*Отложения мелководного карбонатного шельфа* наиболее ярко представлены в обн. 87 на р. Илыч в интервале верхней части алексинского и михайловского горизонтов визейского яруса [5]. Здесь разрез сложен переслаивающимися серыми оолитовыми, органогенно-обломочными, полидетритовыми и сгустковыми известняками с кораллами и брахиоподами. Наблюдаются скопления остатков кораллов, которые приурочены к отдельным горизонтам. Колониальные формы кораллов (в том числе и довольно крупные формы) обычно захоронены в опрокинутом положении.

Разрез алексинского горизонта сложен переслаивающимися серыми оолитовыми, органогенно-обломочными, полидетритовыми и сгустковыми известняками с кораллами и брахиоподами. Наблюдаются скопления остатков кораллов, которые приурочены к отдельным горизонтам. Колониальные формы кораллов (в том числе и довольно крупные формы) обычно захоронены в опрокинутом положении.

Породы михайловского горизонта представлены полидетритовыми и биморфно-детритовыми известняками. В этих породах довольно часто наблюдаются поверхности микроразмывов и серии с косослоистыми текстурами мощностью от первых сантиметров до 2 м. В кровле тонкослоистых или косослоистых известняков часто наблюдаются следы биотурбации.

В данной толще можно проследить несколько регрессивно-трансгрессивных циклов, зафиксированных в разрезе пластами известняковых конглобрекций [6]. Обломочный материал данных пород представлен фрагментами темных детритовых известняков (иногда слоистых), размером до 2—10 см, обычно 5—7 см в поперечнике. Внутри некоторых галек наблюдаются и более мелкие обломки. Отмечается уменьшение размеров обломков пород и их количества снизу-вверх по разрезу. Связующая масса — грубодетритовый криноидный известняк. Мощность пластов составляет 0.3-0.5 м. Граница обломочных известняков с подстилающими маломощными (до 10-15 см) пластами тонкослоистыми аргиллитами обычно резкая (с размывом), а с перекрывающими — резкая, при контакте с обломочными породами, или постепенная, во всех остальных случаях.

Таким образом, депрессионные отложения можно отнести к механогенному генетическому классу. В частности кушковатский разрез в бассейне р. М. Печора относится к *генетическому типу склона впадины* внутри карбонатной платформы коллювиальной группы. Отложения нижней части подчеремской градации на р. Илыч следует относить к *западинно-шельфовому генетическому типу* застойно- или тиховодной группы, включающий целый комплекс литотипов, о которых упоминается выше. Отложения мелководного

карбонатного шельфа можно отнести к двум генетическим классам и разным генетическим группам: к *генетическому типу донных шельфовых течений* потоково-водной (флювиальной) группы механогенного класса; к *генетическому типу активноводных шельфовых отложений* биогенной группы биохемогенного класса и к *генетическому типу мелководно-шельфовых отложений*, возможно с участием приливных и стоковых течений потоково-водной группы механогенного класса.

*Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-1 РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.*

#### Литература

1. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо—востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
2. *Шадрин А.Н.* Кушковатская градация известняковой визейской формации в бассейне Верхней Печоры // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск:2006. С. 244-246.
3. *Шадрин А.Н.* Литологическая характеристика глинисто-кремнисто-известняковых отложений кушковатской градации в бассейне Верхней Печоры// Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2007. №6. С. 46-55. (Труды Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 121)
4. *Шадрин А.Н.* Визейские карбонатные отложения Верхней Печоры // Молодежь и наука на Севере: Мат-лы докладов 1-ой Всероссийской молодежной научной конференции. Сыктывкар: 2008. С.164-165.
5. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Строение визейско-серпуховских отложений восточной полосы выходов бассейна р. Илыч // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информ. материалы 16-ой научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 221-224.
6. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Обломочные карбонатные породы в составе платановой формации бассейна Верхней Печоры // Мат-лы Всерос. литол. совещ. "Рифы и карбонатные псефитолиты". Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 158—159.

# ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ГАЗОГИДРАТОНОСНЫЙ ПОЯС

Р.Б. Шакиров

Учреждение Российской Академии Наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, ren@poi.dvo.ru

Газогидраты (метаногидраты) обязаны своему появлению в осадочных бассейнах целому ряду активных геологических процессов, определяемых геодинамическим режимом и сейсмической активностью межплитных сочленений краевых тихоокеанских литосферных плит. При этом западная часть Тихого океана является сейсмически и вулканически более активной

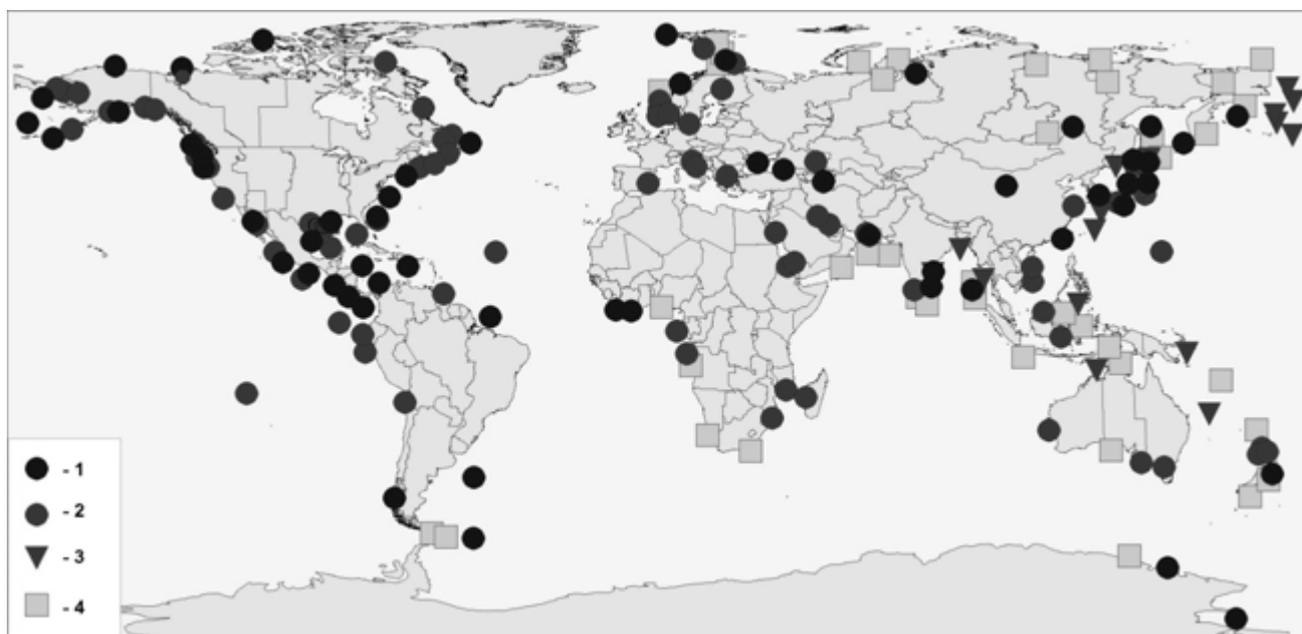
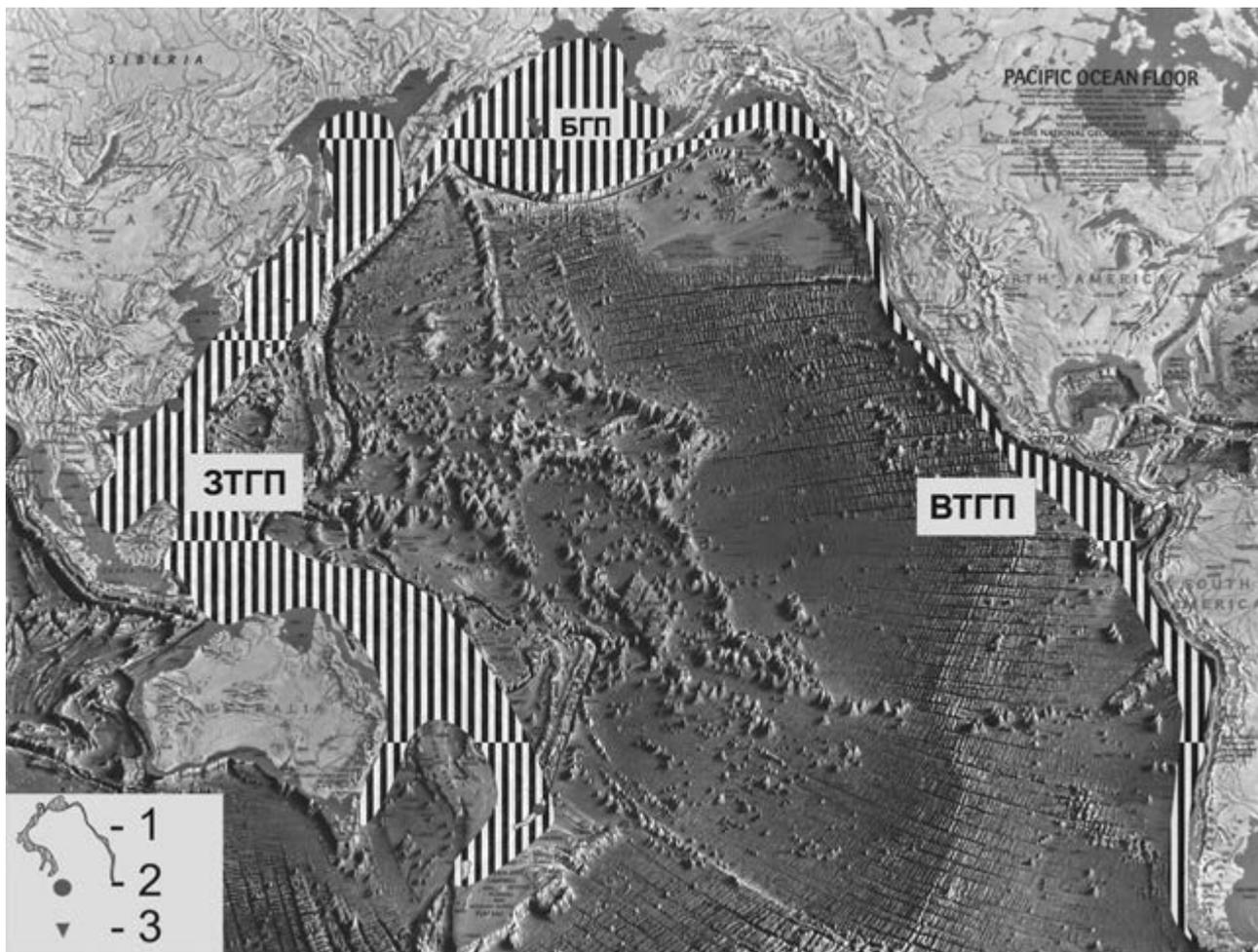


Рис. 1. Распространение газогидратов в Мировом океане. 1 – установленные; 2 – гидратоносные осадки; 3 – предполагаемые; 4 – потенциальные (главным образом по BSR термобарическим и газовым признакам)

окраиной по сравнению с восточным сектором. В работе рассмотрен Западнотихоокеанский газогидратоносный пояс представленный провинциями следующий морей: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Сулу-Сулавеси, Филиппинское и акваториями Австралии и Новой Зеландии. Наиболее представительные залежи газогидратов (многочисленные образцы массивных агрегатов) обнаружены в Охотском, Японском и Восточно-Китайском морях. В морях юго-западного сектора газогидраты обнаруживаются реже, что, скорее всего, связано с недостатком

соответствующих морских исследований. Основные методы, позволяющие с 80-х годов прошлого столетия обнаруживать газогидраты: гидроакустическая съемка, высокоразрешающее сейсмо-профилирование и геологическое опробование (взятие кернов трубочными пробоотборниками). Систематически газогидраты начали изучаться в западной части Тихого океана с 1988 г. (Охотское море, 34 рейс «Морской Геофизик», руководитель экспедиции А.И. Обжиров). Газогидраты формируются в условиях восходящих потоков метана (диффузных, фильтрационных, струйных) в верхних горизонтах осадочных бассейнов с мощностью выполнения до 10 км. Наиболее благоприятны для гидратообразования проницаемые зоны в пределах активных разрывов составляющий структурный план глубинных разломов. Восходящие потоки метана обусловлены, главным образом, различными углеводородными скоплениями: нефтегазовыми и углегазовыми. Газовые гидраты обнаруживаются в широкой полосе глубин 300 (Охотское море) и 2.500 метров (Берингово море). В Охотском море находится одна из самых представительных гидратоносных провинций Тихого океана – площадью около 7.000 кв. км с начальными ресурсами гидратного метана  $2 \cdot 10^{12}$  куб. метров (Обжиров, 2007). Здесь образцы гидратов метана поднимаются, как правило, из плейстоцен-голоценовых отложений в интервале 0-10 м ниже поверхности дна. Доказана также гидратоносность второго этажа в интервале 250-500 м (север Южно-Китайского моря) и не исключается перспективность интервала 1500-2000 м (Нанкайский трог). Гидратообразующий метан в целом представлен смесью термогенной и биогенной компонент с изотопным составом углерода метана гидратоносных осадков от -40 ‰ PDB до -65 ‰ PDB. Прослеживается преемственная генезисная и пространственная связь с нефтегазоносными и угленосными районами Тихоокеанского подвижного пояса.



*Рис. 2. Тихоокеанский газогидратосный пояс. ЗТГП – Западно-Тихоокеанский газогидратосный пояс; ВТГП – Восточно-Тихоокеанский газогидратосный пояс; БГП – Беринговоморская газогидратная провинция*

*Условные обозначения: 1 – Тихоокеанский газогидратосный пояс; 2 – предполагаемые газогидратные районы (примеры); 3 – потенциальные газогидратные участки (примеры)*

Предварительная оценка ресурсов газогидратного метана Западно-Тихоокеанского газогидратосного пояса составляет  $5-7 \cdot 10^{13}$  куб. метров.

*Работа поддержана грантами ДВО РАН 09-1-П17-10; 10-III-B-07-191; грантом Фонда «Глобальная Энергия» МГ2010/04/6 и ФЦП № 02.740.11.0022.*

## ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

**Р.Б. Шакиров, А.В. Сорочинская**

*Учреждение Российской Академии Наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, ren@poi.dvo.ru*

Газогеохимическая съемка выполнена на профиле длиной 560 км с шагом 10 км (рис. 1). Методами равновесных концентраций (208 проб) и термовакuumной дегазации (35 проб), выявлены в осадках аномалии метана, а также особенности распределения предельных и непредельных углеводородных газов. Метан установлен во всех газовых пробах из донных отложений в концентрациях от 2,0 ppm до 2,4% при фоне в 4 ppm. Концентрации метана возрастают вниз по разрезу керна, косвенно отражая газонасыщенность осадков. В центральной части профиля выделен участок разгрузки метана (2,4 объем. %) в концентрациях, достаточных для формирования газогидратов (рис. 2). Изотопный состав углерода метана составил от -27,7‰ до -72,2‰ PDB.

Результаты изотопных исследований углерода метана, этана и углекислого газа, извлеченных из осадков в различных участках профиля, выявили преобладание термогенной компоненты в районе исследований. Так, изотопный состав углерода метана составил от -27,7 до -72,2‰ PDB (в среднем -56,6 ‰ PDB); этана от -17,0 до -31,8‰ (в среднем -25,7‰ PDB); углекислого газа от -17,7 до -23,7 (в среднем -22,4 PDB). Представленные значения характерны для угленосных, нефтегазоносных и газогидратоносных осадочных формаций северо-востока России.

14 проб газа были проанализированы методом высокоразрешающей масс-спектрометрии по всей длине профиля из участков с разным геохимическими характеристиками. Средняя величина изотопного состава метана в районе исследований составила -56,6‰ PDB и указывает на смешанный генезис газа (термогенный и биогенный), с преобладанием термогенной доли. Метан с изотопным составом углерода -45,8 - -56,1 ‰ PDB (пикеты 40-60 км)

характерен для угленосных формаций. Наиболее «тяжелый» по углероду метана газ обнаружен на пикете 90 км: -27,9 ‰ PDB PDB. Наиболее «легкий» -72,2‰ PDB зафиксирован на пикете 280 км, рядом с максимумом содержания метана по профилю (пикет 270 км, 2,4 ‰). В общем случае при разгрузке природного газа углеводородным скоплением, термогенная компонента должна преобладать. Однако в местах активных метановых проявлений (таких как газогидратные), часто обнаруживается газ с относительно легким

составом углерода (например, Охотское море  $\delta C^{13}-CH_4$  от -31,7 до -77,5 ‰

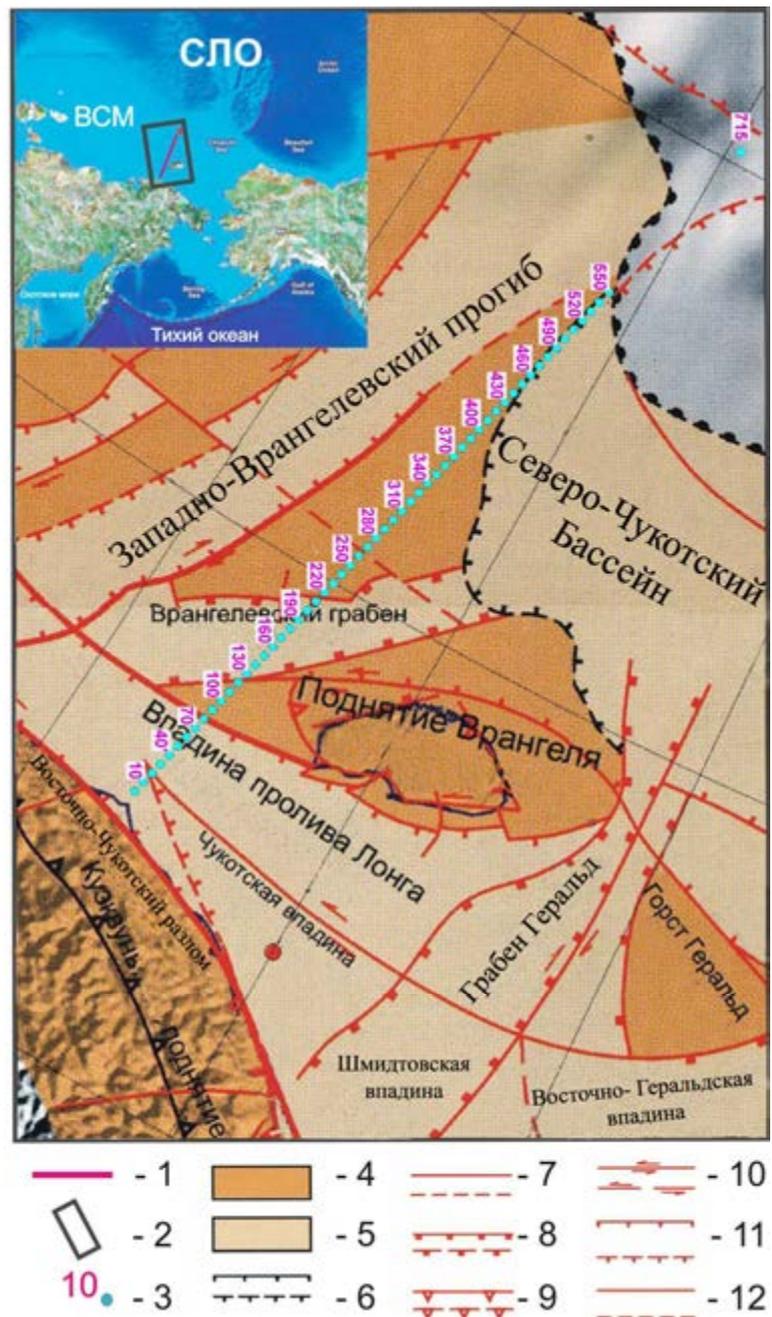


Рис. 1. Карта района исследований. Положение пикетов опробования донных осадков Восточно-Сибирского моря на карте неотектонических структур, выраженных в рельефе арктического шельфа. СЛО – Северный ледовитый океан; ВСМ – Восточно-Сибирское море. Условные обозначения: 1 – профиль работ 2008 г.; 2 – полигон работ; 3 – пикеты опробования; 4 - поднятия и горсты; впадины, 5 - грабены, рампы; 6 - границы достоверные/предполагаемые (штрихи направлены в сторону впадин). Новейшие разломы: (главные разломы показаны утолщенными линиями): 7 – достоверные/предполагаемые; 8 – сбросы; 9 – взбросы; 10 – сдвиги; 11 – неустановленного типа; 12 – без установленного смещения

PDB). Эта особенность объясняется активными микробиальными процессами в верхних донных отложениях, где происходит многоактное фракционирование углерода и переработка органических веществ, в том числе восходящих из термогенных источников и подпитывающих микробиологические сообщества. Таким образом, метан, облегченный по углероду в зонах проницаемости может

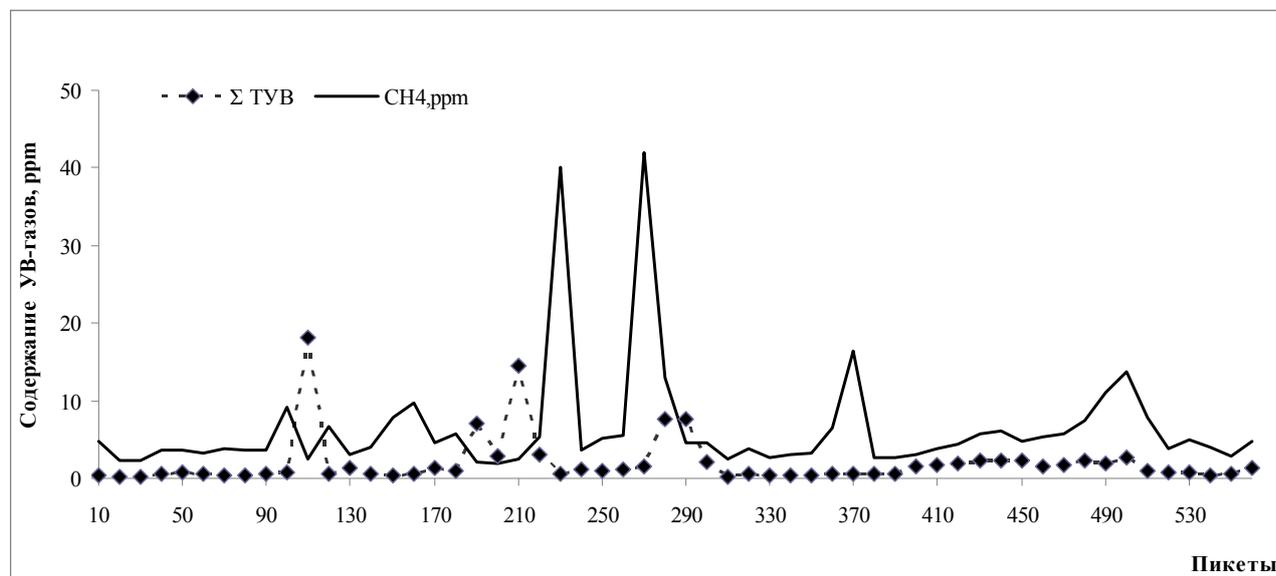


Рис. 2. Содержание метана и углеводородных газов ( $C_2-C_5$ , ppm) в поверхностном слое осадков по профилю

как раз указывать на наличие притока углеводородных флюидов из глубинных горизонтов осадочной толщи. Это вполне может иметь место в случае пикета 280 км, так как данный участок контролируется неотектоническим разломом. Это же положение подтверждает состав углерода углекислого газа на пикете 280 км (-23,5‰ PDB), который близок к средней величине углерода углекислого газа всех проб с термогенными значениями метана на профиле. Данная изотопная величина углерода углекислого газа совпадает по генезисному признаку с углекислым газом угленосных толщ с высокой степенью метаморфизма (например, угольные месторождения Сахалина).

Молекулярная масса УВ фракции (МУВ, средневзвешенное значение по массе индивидуальных членов ряда  $C_1-C_5$ ) и весовая концентрация УВ нормированная по отношению МУВ исследовались как единый количественный показатель генезисных особенностей УВГ [1]. Среднее

значение МУВ 25,31 в целом характеризует газы газонефтяных и нефтяных залежей, при этом весовые концентрации C1-C5 (600-6-8-27-360) указывают, что газогеохимическое поле является полигенезисным образованием. Газовые компоненты такого поля генерируются наложением первичных и вторично-миграционных процессов.

В осадках отмечается резкое увеличение содержания Mn, Cu, Cd на пикетах, вблизи которых зафиксированы газовые аномалии [2].

На станциях с аномальными значениями метана в осадках установлены повышенные значения Ag. Очевидно, аномалии метана и аномалии серебра приурочены к определенным тектоническим структурам, находящимся в настоящее время в стадии активизации. Слабая корреляция между  $C_{орг}$  и содержанием метана подтверждает смешанный генезис метана в осадках.

**Таким образом,** в Восточно-Сибирском море существуют газогеохимические предпосылки обнаружения нефтегазовых залежей, при этом возможен вклад углистого вещества, а миграционный приток в верхнюю часть разреза создает благоприятные газогеохимические условия для формирования газогидратов в зонах проницаемости.

*Авторы выражают благодарность начальнику экспедиции А.А.Мережко (ФГУНПП «Севморгео») за организацию и проведение экспедиционных исследований. Изотопные анализы метана, этана и углекислого газа (35 определений) выполнены методом высокоразрешающей масс-спектрометрии в Университете Хоккайдо. Работа поддержана грантами ДВО РАН 09-1-П17-10; 10-III-B-07-191; грантом Фонда «Глобальная Энергия» МГ2010/04/6 и ФЦП № 02.740.11.0022.*

#### Литература

1. Гресов А.И. Газогеохимическая классификация углеводородных газов углефтегазоносных бассейнов востока России // Тихоокеанская геология. 2011. Том 30. №2. с. 87-103.
2. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И., Зарубина Н.В. Газогеохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря // Вестник ДВО РАН. Влад-к: Дальнаука. 2010. № 6. С. 101-108.

# ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МАРКЕР ГРАНИЦЫ ЛЛАНДОВЕРИ И ВЕНЛОКА НА ЮГЕ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Д.Н. Шеболкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, drk80@mail.ru

В стратиграфической схеме Западного склона Урала граница лландовери и венлока совпадает с границей филиппьельского и маршрутнинского горизонтов [3]. Однако в последние годы, благодаря использованию современных методов изотопных исследований и изучения конодонтовой фауны, эта граница существенно пересмотрена. Она проводится внутри устьдурнаюской свиты, и предполагается неполный объем венлокских отложений в стратотипическом разрезе на Приполярном Урале [6]. Силурийские отложения гр. Чернышева в настоящее время слабо охарактеризованы конодонтовой фауной и изотопными исследованиями. Разрез р. Изьяю, расположенный в южной части гр. Чернышева, с позиций изучения данной проблемы важен по следующим признакам:

- 1) - он легко доступен для изучения (1.5 км от станции Джинтуй) и
- 2) - пограничные отложения лландовери и венлока вскрыты в одном обнажении.

В результате изучения фауны конодонтов и изотопов С и О нами была более четко обоснована граница лландовери и венлока, чему и посвящена данная работа.

Изучаемый разрез устьдурнаюской свиты представлен чередованием известняков микрозернистых, обломочных, сгустково-комковатых, биокластовых, биокластово-оолитовых и доломитов тонкокристаллических известковистых, тонкокристаллических слоистых, тонкокристаллических с алевритистой примесью кварца (рисунок А). Согласно определениям П. Мянника (Таллиннский технический университет), конодонтовый комплекс свиты получился довольно разнообразный, особенно в лландоверийской части [4]. Установлено, что исчезновение конодонтов рода *Apsidognathus* является важным критерием границы лландовери и венлока и соответствует уровню

датум 2 события Иривикен [1]. В изучаемом разрезе род *Apsidognathus* встречен в обр. 96, а в обр. 118 уже появляются виды венлокского облика. Это дало нам основание на рассмотрение положения границы лландовери и венлока именно в этом интервале.

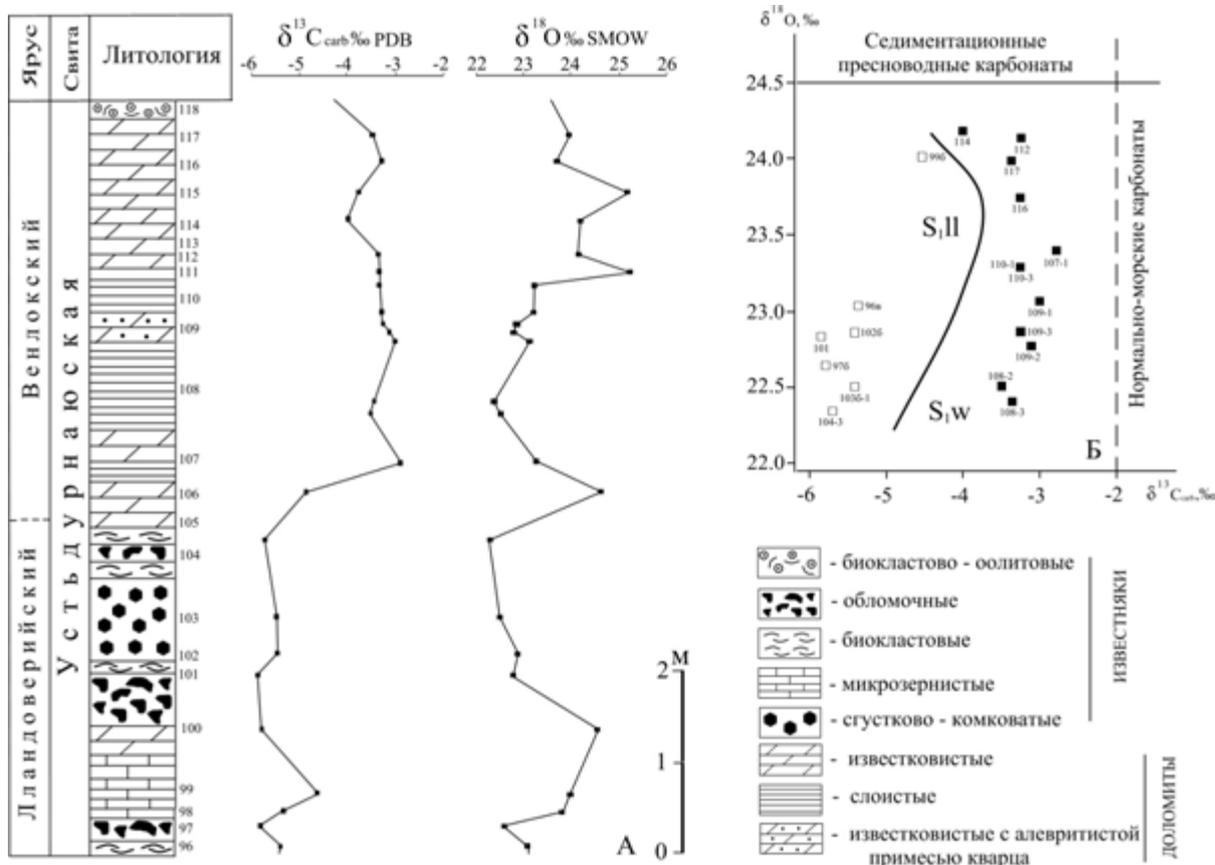


Рисунок. Литолого-геохимическая характеристика пограничных отложений лландовери и венлока в составе устьдурнаюской свиты, на р. Изьяю. А – разрез р. Изьяю с изотопными данными; Б – схема расположения карбонатов разного генезиса по В.Н. Кулешову

Проведенные изотопные исследования  $\delta^{13}C_{carb}$  в опорных разрезах Приполярного Урала и Северной Земли показали, что на Приполярном Урале нет признаков ранневенлокского позитивного отклонения  $\delta^{13}C_{carb}$ , и поэтому был сделан вывод об отсутствии нижневенлокских отложений в стратотипической местности силура Западного Урала [6]. На р. Изьяю полученные нами данные по  $\delta^{13}C_{carb}$  показали что изотопная кривая варьирует в пределах от -5.9 до -2.8 ‰, отражая резкое изменение фациальных обстановок. Литологическая характеристика отложений в этом интервале свидетельствует о том, что между слоями 104 и 105 происходит отчетливая смена известняков биокластовых седиментационно-диагенетическими доломитами. На этом

уровне установлено позитивное отклонение изотопной кривой, которое характерно для события Ирвикеен, располагавшегося непосредственно выше границы лландовери и венлока [1]. Эти данные согласуются с результатами по изотопным датировкам, полученными в разрезах скважин Эстонии и в других регионах [5]. На рисунке Б отчетливо видно, что изотопный состав углерода и кислорода в целом имеет облегченные величины. Такие величины обычно имеют карбонаты опресненных морских бассейнов [2]. При этом четко обособляются ареалы изотопных данных по кровле лландовери и основанию венлока, отражаясь в резкой литологической смене пород по разрезу.

Таким образом, полученные нами данные позволяют границу лландовери и венлока проводить в подошве слоя 105, где начинается тенденция позитивного отклонения изотопной кривой, а породы представлены седиментационно-диагенетическими доломитами. В разрезе р. Изьяю установлены нижневенлокские отложения. Образование пограничных отложений лландовери и венлока на юге гр. Чернышева происходило в закрытошельфовых обстановках с кратковременным привносом алевритового материала.

*Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-1 РАН № 09-Т-5-1028*

#### Литература

1. Безносова Т.М., Мянник П. Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // Доклады Академии Наук. 2005. Т 401. № 5. С. 655-658.
2. Кулешов В.Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез. Литология и полезные ископаемые, 2001, № 5, С. 491-508.
3. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Под. ред. Н.Я. Анцыгина, Б.А. Попова, Б.И. Чувашева. Екатеринбург, 1993.
4. Шеболкин Д.Н. Новые данные по границе лландовери и венлока на р. Изьяю (Гр. Чернышева). // Материалы докладов I Всероссийской молодежной научной конференции «Молодежь и наука на Севере». Сыктывкар, 2008. Том I. С. 165-166.
5. Kaljo, D., Martma, T., Mannik, P. & Viira, V., 2003: Implications of Gondwana glaciations i the Baltic late Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicality. // Bulletin de la Societe Geologique de France 174, P. 59-66.
6. Mannik P., Martma T. The llandovery – wenlock boundary in Subporeal Urals // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication, 6 - Syktyvkar, 2000. P. 64-67.

## РОЛЬ ЭОЛОВОГО И ЛЕДОВОГО ПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА В СОВРЕМЕННОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ В АРКТИКЕ

**В.П. Шевченко**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, vshevch@ocean.ru*

Арктика оказывает огромное влияние на природную среду Земли. Очень хрупкое равновесие между ее физическими, химическими и экологическими параметрами (зависящими от низких скоростей восстановления биологических ресурсов) делает Арктику индикатором глобальных изменений. Традиционно речной сток считают главным геохимическим путем поставки терригенных и антропогенных соединений от источников в морскую среду, но существует много данных, показывающих, что атмосферный и ледовый перенос являются важными путями поставки вещества в моря и океаны, в том числе в Северный Ледовитый океан, его моря и водосборный бассейн [1, 2, 4–11].

В 1991–2011 гг. сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с коллегами из многих российских и зарубежных организаций проводили специальные исследования аэрозолей, снега и льдов Арктики и их влияния на состояние окружающей среды и процессы морского осадконакопления. Целью этих исследований является дальнейшее системное исследование аэрозолей, снега и льдов Арктики и оценка их реального влияния на климат, осадконакопление и загрязнение шельфовых морей Российской Арктики и центральной части Северного Ледовитого океана.

В ходе аэрозольных исследований изучается гранулометрический состав аэрозолей в диапазоне от 0,005 до 10 мкм с помощью счетчиков разных видов, вещественный состав (микроскопия), минеральный состав, элементный состав (нейтронно-активационный, атомно-абсорбционный, рентгено-флуоресцентный анализы, ICP-MS), концентрации  $^7\text{Be}$ , свойства и закономерности пространственно-временной изменчивости характеристик аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы, процессы формирования полей и

потоков приходящей радиации, влияние различных факторов на радиационный режим, обратные траектории переноса воздушных масс и ледового дрейфа, загрязнения (тяжелые металлы, углеводороды и др.).

Исследование многоэлементного состава лишайников, мхов и кернов торфяников верховых болот выполняются с целью оценки поставки вещества из атмосферы (включая экотоксиканты). В ходе исследования снега изучают растворенную фазу, нерастворимые частицы (теми же методами, что и аэрозоли), потоки эолового вещества со снегом.

Исследование ведется на количественном уровне с определением потоков вещества в  $\text{мг м}^{-2} \text{год}^{-1}$  в четырехмерной системе (три координаты в пространстве и время), системно. Подготовка к проведению данных работ в Центральной Арктике проводится в Белом море с 2000 г. по настоящее время.

Применение нескольких взаимно дополняющих методов исследования аэрозолей и снега на поверхности льдов и в снежниках позволило использовать эти природные самописцы для определения количественного содержания и потоков аэрозольного материала в Арктике вплоть до Северного полюса, его гранулометрический, минеральный и химический состав, впервые определить потоки отдельных видов загрязнений и районы их поступления и разгрузки. Выявлены и применены многочисленные новые маркеры аэрозольного материала, использование которых позволяет определить как области его захвата с поверхности, так и траектории переноса и участки отложения на лед и разгрузки при таянии льдов (депоцентры).

Коренным отличием эолового материала в Арктике является то, что главная его поставка и разгрузка идут не летом, а зимой, когда поверхность питающих провинций скрыта слоем снега и скована льдом. В это время главное значение приобретают аэрозоли и загрязнения дальнего и сверхдальнего происхождения (особенно зимой) – об этом свидетельствуют многочисленные маркеры (минералы, отношения химических элементов, биомаркеры) [6]. Осаждение аэрозолей в Арктических морях и в Центральной Арктике идет не на водную поверхность, как в других зонах, а на поверхность льдов. В зоне

паковых льдов круглогодичная аккумуляция эолового материала на льдах идет на протяжении 3–15 лет. Разгрузка аэрозолей паковых льдов идет в местах таяния льдов – в северной части Гренландского моря – именно здесь выявляется наибольшее их поступление в донные осадки.

Балансные подсчеты, полученные на основе наших определений, показывают, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек. Это принципиально важно, поскольку ранее эоловый материал в Арктике не принимался в расчет. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный. В целом для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10–15% по нашим данным. Велика роль эолового материала в поставке органического вещества и биогенных элементов в Северный Ледовитый океан.

Наряду с всесторонним изучением эолового материала из атмосферы, крайне необходимы также систематические исследования литологии и геохимии морских льдов, на поверхность которых выпадает, и где концентрируется эоловый материал. Морской лед всегда содержит некоторое количество взвешенных веществ (криозолей), но визуальное загрязнение льда отмечается при содержании взвеси более 10 мг/л. За последние 25 лет были проведены специальные исследования количества и состава криозолей как на поверхности льда, так и в кернах бурения льдин [5]. С 1995 г. мы подключились к исследованию криозолей Центральной Арктики и проводим такие исследования совместно с немецкими коллегами с борта НИС “Полярштерн”. Проводятся сравнительные исследования морского льда и осадочного материала на дрейфующих льдах (“грязного льда”) – изучение гранулометрического, минерального, химического состава осадочного материала, состава микроводорослей и их остатков, изучение кернов льда на дрейфующих льдинах и сопоставление результатов работ с данными по льдам на островах. Показано, что наибольшие количества осадочного вещества

приурочены, как правило, к верхним слоям ледовой толщи. Верхние слои образуются при первичном замерзании льда, т.е. в начале дрейфа ледового поля, нижние самые молодые. Вторым важным компонентом осадочного вещества верхнего слоя льдов является золотый материал, накапливающийся в снеге.

Кроме осадочного вещества, захваченного при образовании льда, в арктические моря и Центральную Арктику поступает осадочный материал в составе речного льда, выносимого в море во время весеннего паводка, и айсбергов, откалывающихся от ледников на суше.

Осадочный материал во льдах дельты Северной Двины регулярно изучается нами, начиная с 2003 г. Концентрация криозолей в речном льду здесь варьирует в большом диапазоне – от 1 до более 50 мг/л. При этом обычно значительно более высокие концентрации частиц отмечаются в верхних частях кернов, лед в которых образовался из перекристаллизованного снега.

Весь осадочный материал, включая загрязняющие вещества, фиксируется в толще донных осадков – уникальном природном самописце. Это не только подчеркивает необходимость одновременного изучения нановещества атмосферы, криосферы, литосферы и седиментосферы, но и дает замечательную возможность изучения вещества в этих геосферах во времени, т.е. открывает век четырехмерных (4-D) исследований природной среды и климата. Соответствующие исследования начаты нами в последние годы.

В целом, для осадочного процесса в Арктике характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской, который соответствует для суши (отдельные острова в высоких широтах) континентальному седиментогенезу зон холодных полярных пустынь, северной тундры и тайги [3, 4, 9].

*Автор благодарен всем коллегам, принимавшим участие в экспедиционных и лабораторных исследованиях аэрозолей, снега и льда Арктики и академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 21 фундаментальных исследований Президиума РАН, проекта “Наночастицы во внешних и*

внутренних сферах Земли”, гранта РФФИ 07-05-00691, гранта поддержки ведущих научных школ НШ-3714.2010.5, российско-германской Лаборатории им. О.Ю. Шмидта.

#### Литература

1. *Виноградова А.А.* Антропогенный аэрозоль над морями Северного Ледовитого океана. Дисс. ... докт. геогр. наук. – М., 2004. – 217 с.
2. *Горюнова Н.В.* Поступление и распределение рассеянного осадочного вещества в Арктике на границе «океан – атмосфера». Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2010. – 28 с.
3. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. – М.: Наука, 1978. – 392 с.
4. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: Наука, 1994. – 448 с.
5. *Лисицын А.П.* Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. – С. 18–60.
6. *Шевченко В.П.* Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. – М.: Наука, 2006. – 226 с.
7. *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А. и др.* Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. – С. 551–576.
8. *Barrie L.A.* Occurrences and trends of pollution in the Arctic troposphere // Chemical exchange between the atmosphere and polar snow. – Berlin, Heidelberg: Springer, 1996. – P. 93–129.
9. *Lisitzin A.P.* Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. – Berlin: Springer, 2002. – 563 p.
10. *Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al.* Sediments in Arctic sea ice – entrainment, transport and release // Marine Geology. 1994. V. 119. – P. 185–214.
11. *Stein R., Macdonald R.W. (eds.)*. The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean. – Berlin: Springer, 2004. – 363 p.

# ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ НИЖНЕПЕРМСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

С.Б. Шехунова, С.Н. Стадниченко

*Институт геологических наук НАН Украины, Киев, e-mail: shekhun@igs-nas.org.ua*

Геологическое строение, разные аспекты литологии, палеогеографии, минералогии, геохимии отложений нижнепермской соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) в определенной мере изучены, однако их изотопно-геохимические исследования почти не проводились. Известны только две работы В.М. Ковалевича с соавторами [2, 5], в которых приводятся данные 25 определений изотопного состава серы базальных ангидритов и подстилающей каменной соли. Отложения более поздних стадий осолонения пермского солеродного бассейна до настоящего времени геохимически не охарактеризованы. Результаты изотопных исследований, касающихся конечных стадий осолонения бассейнов, в литературе очень мало [3, 4, 8]. Вместе с тем определения изотопного состава серы соленосных формаций имеют ключевое значение для выяснения их генезиса.

Пермская соленосная формация ДДВ охарактеризована по результатам исследований образцов соленосной (никитовская, славянская свиты) и калий-магниеносной (краматорская свита) субформаций в пределах Кобзевской, Чутовской, Натальинской, Марьяновской, Ланновской и Новоподольской структур. Отбирался ангидрит из прослоев в каменной соли; ангидрит из нерастворимого остатка каменной соли, образовавшейся в разных фациальных условиях (соляно-терригенные образования, мелководная «перистая» каменная соль, «зубовидный» или «шевроновый» галит); ангидрит из нерастворимого остатка каменной соли и каменной соли с примесями полигалита и карналлита; кизерит из нерастворимого остатка карналлит-кизеритовой породы в интервалах, которые содержат бишофит); пирит из нерастворимого остатка каменной соли.

Для  $\delta^{34}\text{S}$  ангидрита из мощных прослоев в каменной соли на разных этапах накопления формации установлены такие значения: никитовская свита – 9,2-

16,9 ‰, славянская – 7,4-13,2 ‰, краматорская – 7,1 ‰. Вверх по разрезу прослеживается постепенное облегчение изотопного состава.

Сопоставление полученных результатов со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  глобальной кривой изменения изотопного состава серы в фанерозое [1] показывает совпадение основных тенденций изменения изотопного состава серы нижнепермской соленосной формации ДДВ с глобальными закономерностями.

Полученные результаты сопоставимы с опубликованными В.М. Ковалевичем данными довольно узкого диапазона  $\delta^{34}\text{S}$  – 11,77-13,76 ‰ для ангидрита никитовской (12,56-13,36 ‰), славянской (11,77-13,76 ‰), краматорской (11,97-12,63 ‰) свит; А.А. Махначем для серы из пластов ангидрита Припятского прогиба (аналогов краматорских) определено  $\delta^{34}\text{S}$  –  $+13,12 \pm 0,07$  ‰.

$\delta^{34}\text{S}$  ангидрита из нерастворимого остатка каменной соли от никитовской до краматорской свиты имеет тенденцию к постепенному облегчению: никитовская свита  $\delta^{34}\text{S}$  – 9,2-11,3 ‰; славянская свита  $\delta^{34}\text{S}$  – 8,4-11,6 ‰; краматорская свита  $\delta^{34}\text{S}$  – 7,1-9,2 ‰, значения  $\delta^{34}\text{S}$  кизерита из нерастворимого остатка карналлит-кизеритовой породы, содержащей бишофит (краматорская свита), составляют 8,4-8,9 ‰ и также попадают в этот интервал.

Установлены особенности изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}$  для разных литофациальных типов пород формации. Ангидритовые породы глубоководных литофаций характеризуются значениями  $\delta^{34}\text{S}$  +13,1-13,2 ‰, т.е. максимально приближаются к данным, полученным другими авторами [2, 8].

Интересные данные получены при сравнении изотопного состава серы ангидрита из нерастворимого остатка каменной соли и прослоев. Например, в парах образцов славянских образований Кобзевской площади  $\delta^{34}\text{S}$  ангидрита нерастворимого остатка и ангидритового прослоя имеет значение +11,6 и +13,2 ‰, соответственно, т.е. сера сульфата стадии садки галита на 2,1 ‰ легче серы исходного морского сульфата. Похожая закономерность установлена и для славянских образований Натальинской площади, где  $\delta^{34}\text{S}$  пластового ангидрита больше  $\delta^{34}\text{S}$  ангидрита нерастворимого остатка на 2,4-3,6 ‰. Для

краматорских и никитовских отложений формации наблюдается противоположная закономерность:  $\delta^{34}\text{S}$  серы ангидрита нерастворимого остатка больше такового серы ангидритовых прослоев на 1,0-2,1 ‰. Такие соотношения изотопного состава серы ангидрита из прослоев и рассеянного в каменной соли раскрывают разные условия соленакопления и влияние на фракционирование изотопов таких факторов, как бактериальная сульфат-редукция в условиях открытого бассейна и бассейна с ограниченным притоком и/или поступлением в бассейн легкой серы с поверхностными водами, содержащими продукты окисления пирита [6, 7].

Близкие значения установлены и для ангидрита нерастворимого остатка каменной соли слоистой текстуры с хомогенными прослоями:  $\delta^{34}\text{S} - +10,2$  ‰. Полученные повышенные значения  $\delta^{34}\text{S} - +15,3-16,9$  ‰ для ангидрита прослоев нерастворимого остатка каменной соли некоторых образцов мы связываем с примесью вещества верхнедевонских соляных штоков, которые выходили на нижнепермскую поверхность, растворялись и были вовлечены в новый цикл соленакопления.

Для образца, отвечающего славянскому этапу развития солеродного бассейна, в нерастворимом остатке каменной соли с примесями карналлита установлен изотопный состав серы в ангидрите и дисульфиде железа, имеющий значения  $\delta^{34}\text{S}$  соответственно  $+8,8$  и  $-8,3$  ‰;  $\delta^{34}\text{S}$  прослоев ангидрита, характеризующий состав серы морского сульфата, для славянского бассейна равен  $12,86$  ‰. То есть степень изотопного облегчения серы в процессе сульфат-редукции относительно исходного морского сульфата составляет  $21,16$  ‰, а относительно ангидрита, образовавшегося одновременно с пиритом в условиях закрытой гидрологической системы лагуны (рапа в которой приближалась к стадии садки калийно-магниевых солей) и/или на более поздних стадиях литогенеза –  $17,1$  ‰.

Анализ полученных значений изотопного состава серы указывает на тенденцию к снижению содержания тяжелого изотопа вверх по разрезу формации, а также на цикличность колебаний изотопного состава, отвечающую

цикличности осадконакопления разного порядка с тенденцией к облегчению изотопного состава серы в каждом из циклов. Эти тенденции мы связываем с увеличением континентального влияния при накоплении более поздних образований формации и с периодической изолированностью бассейнов соленакпления.

Сравнение изотопного состава серы из прослоев ангидрита разных фаціальних типов, сульфатов и сульфидов нерастворимого остатка каменной соли разных циклов соленакпления свидетельствует, что процессы седиментогенеза и постседиментационные преобразования в значительной мере влияли на фракционирование изотопов серы.

#### Литература

1. *Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Буякайте М.И. и др.* Изотопные признаки условий накопления и преобразования соленосных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Сообщ. 1. Изотопный состав серы // *Литология и пол. ископаемые*. 2006. № 1. С. 96-110.
2. *Ковалевич В.М., Витик М.О.* Кореляція ізотопного складу сірки і кисню евапоритів з хімічним складом розсолів евапоритових басейнів фанерозою // *Доп. НАН України*. 1995. № 3. С. 84-86.
3. *Hriniv S., Parafiniuk J., Peryt T.* Sulphur isotopic composition of K-Mg sulphates of the Miocene evaporates of the Carpathian Foredeep, Ukraine // *Schreiber B.C., Lugli S., Babel M. (eds) Evaporites Through Space and Time. Geological Society, London Special Publication, 285*. 2007. P. 265-273.
4. *Holser W.T., Kaplan J.R.* Isotope geochemistry of sedimentary sulfates // *Chemical geology*. 1966. Vol. 1. P. 93-135.
5. *Kovalevych V.M., Peryt T.M., Carmona V. et al.* Evolution of Permian seawater: evidence from fluid inclusions in halite. – *N. Jb. Miner. Abh.* (178): 027-062; Stuttgart.
6. *Raab M., Spiro B.* Sulfur isotopic variations during seawater evaporation with fractional crystallization // *Chemical geology*. 1991. Vol. 86. P. 323-333.
7. *Strauss H.* The isotopic composition of sedimentary sulfur through time // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. Vol. 132. P. 97-118.
8. *Vysotskiy E.A., Makhnach A.A., Peryt T.M. et al.* Marine and continental Lower Permian evaporates of the Prypiac' Trough (Belarus) // *Sedimentary Geology*. 2004. Vol. 172. P. 211-222.

# СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНОЙ ФОРМАЦИОЛОГИИ

С.Б. Шишлов

СПГГУ, Санкт-Петербург, *sshishlov@mail.ru*

Возникновение формациологии, новой дисциплины, направленной на изучение надпородного уровня организации стратисферы, можно считать одним из важнейших итогов развития геологии XX в., поскольку она призвана заполнить разрыв, между науками, изучающими элементно-петрографический и структурно-геологический уровни организации геологических объектов [2, 7]. Начало работы над проблемой привело к возникновению структурно-вещественного и генетического методических направлений, публикации теоретических разработок, описаний конкретных формаций, созданию их классификаций и формационных карт. Затем проявились признаки стагнации, т.к. вопреки ожиданиям, развитие формациологии не привело к возникновению нового геологического мировоззрения, не дало качественно новой информации об изучаемых объектах и не обеспечило разработку новых подходов к познанию геологических процессов [3]. Такое положение дел можно считать следствием двух основных причин.

Первая – доминирующее представление о формациях как о литологически однородных геологических телах. Вопреки этому Г.П. Леонов [4] и В.Т. Фролов [6] показали, что для естественных региональных тел характерны существенные латеральные изменения. Их только условно можно разделить на литологически однородные части – фации, которые по отдельности не имеют большого историко-геологического содержания.

Вторая причина – убеждение, что формации можно рассматривать как ассоциации пород и выделять по петрографическим признакам. При этом большинство исследователей признают, что между породами и геоформациями существуют два-три иерархических уровня [2, 6, 7]. Тогда, согласно закону иерархогенеза В. И. Драгунова [2], тела каждого уровня можно выделить и удовлетворительно охарактеризовать только как структурированные системы

тел предыдущего уровня. Игнорирование этого принципа неизбежно приводит к сложностям, возникающим при попытках выделить и описать региональные геологические тела с помощью петрографических критериев.

Теперь сформулируем основные теоретические положения, способные стать отправной точкой нового этапа формационных исследований.

Надпородные тела, образующиеся в результате развития во времени и пространстве процесса осадконакопления, имеют форму линз, которые неоднородны как по вертикали, так и по латерали [2, 4, 6]. В связи со значительными размерами, их непосредственно изучают по случайным вертикальным сечениям (обнажения, керн скважин), а косвенную информацию о них дают геофизические методы. После образования надпородные тела изменяются за счет метаморфизма, выветривания, размыва и тектонических нарушений. Следовательно, по случайным вертикальным сечениям необходимо создавать и анализировать идеализированные структурно-генетические модели объектов, сформировавшихся к моменту завершения седиментации. Эти модели должны включать информацию о *полной вертикальной последовательности элементов*, образующих тело и сведения о *закономерностях его латеральных изменений*. При этом осадочную линзу целесообразно представить в виде латерального ряда *фаций*, т.е. относительно однородных частей.

В стратифере представлен иерархический ряд надпородных тел и объекты каждого уровня являются системами тел предшествующего уровня [2]. Из этого следует, что *для описания объектов более высокого уровня необходимо исследовать тела предыдущего уровня*, а «прыжок, через одну или несколько ступенек», неизбежно приведет к потере информации и ущербности дальнейших построений. В качестве рабочей схемы можно принять, что в стратифере представлены *слоевой, парагенерационный, геоформационный и геогенерационный* иерархические уровни.

*Слои* – элементарные надпородные тела, системы родственных типов пород. Слои можно типизировать по вертикальным последовательностям литотипов и эталонным профилям, разделенным на фации – *катены*.

*Парагенерации* – системы слоев, тела следующего уровня организации. Их существование установил Н.А. Головкинский [2], создавший модель «геологической чечевицы». На сейсмопрофилях они имеют вид клиноформ и именуется «сеймопакетами». В секвенс-стратиграфии их называют «парасеквенсами». Парагенерации флиша состоят из пары слоев, которая формировалась за счет смены накопления псефито-псаммитового материала, перемещаемого турбидитными потоками, осаждением алевро-пелитовой взвеси. Строение таких тел меняется от устья подводного каньона к периферии конуса выноса [5], что позволяет выделить три фации – *литомы*, так что каждую характеризует особая слоевая пара: грубозернистая проксимальная (цикл Лови), среднезернистая центральная (цикл Боума) и тонкозернистая дистальная (цикл Пайпера). В эпиконтинентальных комплексах парагенерации это трансгрессивно-регрессивные системы слоев, которые формируют латеральный ряд седиментационных систем глубоководья, открытого мелководья, лагуны и дельты. Седиментационная система каждого типа создает особую литому, строение которой характеризуют идеальная циклотема (полная последовательность слоев), и эталонный профиль, отражающий латеральные изменения ее слоевой структуры. Седиментационные системы группируются вкрест береговой линии четырьмя основными способами, формируя четыре основных типа парагенераций: первый образуют литомы глубоководья и открытого мелководья; второй – литомы глубоководья и дельты открытого побережья; третий – литомы глубоководья, открытого мелководья и лагуны; четвертый – литомы глубоководья, открытого мелководья, лагуны и дельты.

*Геоформации* – системы парагенераций, геологические тела регионального масштаба. На сейсмопрофилях их выделяют как сейсмокомплексы, а в секвенс-стратиграфии именуют «секвенсами». Строение геоформаций меняется и их можно рассматривать как латеральный ряд фаций – *градаций*. Флишевые геоформации – результат полного цикла эволюции глубоководного конуса выноса. Они состоят из трех градаций: проксимальной дикофлишевой, центральной нормальнофлишевой и дистальной

тонкофлишевой [6]. Эпиконтинентальные геоформации – результат регионального трансгрессивно-регрессивного цикла колебания уровня моря. Они представляют собой латеральные ряды градаций, которые отражают ландшафтную зональность палеобассейна. При этом существует два типа геоформаций. Геоформации первого типа формировались в палеобассейнах с приглубыми побережьями, и состоят из градаций глубоководья, мелководья и открытого побережья. В геоформациях второго типа представлен латеральный ряд градаций глубоководья, мелководья, барового поля и лагуны, который возникал в бассейнах с отмелыми побережьями.

*Геогенерации* – высшие единицы надпородного уровня организации, системы родственных геоформаций, сформировавшиеся в условиях одного типа литогенеза при заполнении осадками единой региональной аккумулятивной структуры земной коры (осадочного бассейна).

Представленные выше положения стали концептуальной базой методики структурно-генетического анализа [8], способной обеспечить прогресс в изучении иерархической системы надпородных тел стратисферы.

#### Литература

1. Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб, 1868. 192 с.
2. Драгунов В.И. Геологические формации. Л.: Недра, 1973. 24 с.
3. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 212 с.
4. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 1974. 530 с.
5. Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т-2. С. 141-194.
6. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
7. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). СПб.: Недра, 1992. 230 с.
8. Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. 2010. СПб.: СПГГИ (ТУ); ЛЕМА, 2010. 276 с.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (ЦАГАН-ЗАБИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

С.И. Школьник<sup>1</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИЗК СО РАН, Иркутск, [sink@crust.irk.ru](mailto:sink@crust.irk.ru)

<sup>2</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск, [efletnik@igm.nsc.ru](mailto:efletnik@igm.nsc.ru)

Существует две альтернативные точки зрения относительно источника поставки марганца в бассейн осадконакопления: сторонники первой полагают, что основным поставщиком марганца является снос терригенного материала [1], приверженцы второй придерживаются взглядов на его эндогенное происхождение [2].

Цаган-Забинское месторождение марганца, приуроченное к мраморам ангинской толщи, расположено в 4 км к северо-востоку от мыса Крестовый на берегу оз. Байкал и представлено двумя крутопадающими телами, имеющими неоднородное строение [3]. Непосредственно в разрезе месторождения, а также в пределах толщи встречаются линзы амфиболитов. В первичных карбонатных рудах содержание марганца варьирует от 3 до 11 %. В обогащенных силикатами марганцевых рудах, образующих прослой среди известняков, содержание MnO, в отдельных пробах достигает порядка 40%.

По содержанию SiO<sub>2</sub> и CaO все марганецсодержащие породы, были условно разделены на три группы. В первой группе (существенно карбонатные породы) содержания данных компонентов варьируют от 2.6 до 10.9 мас.% и 40-48 мас.%, во второй (карбонатно-силикатные породы) от 10.4 до 24.4 мас.% и 13-32 мас.%, соответственно. Третья, самая малочисленная группа (силикатные породы) включает породы с самым высоким содержанием кремния (36-38 мас.%) и пониженным содержанием CaO (5-19 мас.%). Наиболее высокие содержания MnO отмечены в карбонатно-силикатных рудах (14-41 мас.%).

Карбонатные руды сложены марганецсодержащим кальцитом и манганокальцитом, иногда содержат слюду. Геохимические особенности марганцевистых мраморов месторождения детально были описаны ранее [4], в данной работе мы остановимся на известково-силикатных и силикатных

разностях марганцевых руд, геохимический состав которых до настоящего времени не изучался. Главным минералом карбонатно-силикатных пород является кутнагорит (первое определение для данных пород, подтвержденное рентгено-структурным анализом), при подчиненной роли слюды, эпидота (?), иногда встречаются одиночные мелкие зерна амфибола или граната. Полосчатость пород подчеркивается слоями силикатного состава (слюда, гранат, иногда амфибол) заключенных в карбонатной матрице. Силикатные разности марганцевых пород состоят, главным образом, из граната и амфибола, чередование слоев которых придает породе полосчатость.

Все изученные марганецсодержащие отложения, за исключением силикатных разностей пород, согласно классификации [5], могут быть отнесены к металлоносным осадкам. Для всех проб марганецсодержащих пород характерны повышенные отношения Mn/Fe, варьирующие в широких пределах, от 5.4 до 11.3 в первой, 4.7-9.4 и 1.2-3.4, второй и третьей группах, соответственно. Характерны низкие содержания железа, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и увеличение их концентраций от карбонатных к силикатным разностям. При этом карбонатно-силикатные породы, наряду с высокими концентрациями марганца характеризуются и повышенными, относительно 1 и 3 групп, содержаниями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и K<sub>2</sub>O. Существующая прямая корреляционная зависимость между содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>, предполагает участие терригенного (глинистого) вещества в составе в марганценосных осадков, доля которого закономерно повышается в силикатных разностях. Одной из особенностей микроэлементного состава являются варьирующие концентрации Ba и Sr, содержания которых, иногда повышаются до 770 г/т и 900 г/т, соответственно. Концентрации Zr, Y, Cr и V, достаточно низкие и закономерно повышаются к силикатным разностям. Позитивная корреляция данных компонентов с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и повышенные их содержания в породах 3 группы, может указывать на существенный вклад терригенной составляющей в составе данных пород. Значения Ni, Co и Li стабильно низки во всех разновидностях пород, а для Zn отмечена позитивная корреляция с марганцем. Карбонатно-силикатные

марганценозные породы имеют плоский характер спектров распределения и низкий уровень содержания редкоземельных элементов ( $\sum \text{REE}=4.6-8.6$ ). Для данных пород характерно отсутствие, либо наличие слабой положительной Eu аномалии и ярковыраженные отрицательные аномалии Ce.

Существуют две точки зрения относительно источника рудного вещества в составе вулканогенно-осадочной толщи: вулканогенный и связанный с выносом марганца из кор выветривания [4]. Положение точек составов марганценозных пород Цаган-Забинского месторождения на диаграмме Si-Al [6] в поле гидротермальных отложений, а также низкие отношения Ce/Ce\* (0.49-0.63) и высокие Eu/Eu\* (0.97-1.22) указывают на вклад эндогенной составляющей в состав осадка. Сравнение спектров составов марганценозных пород с гидротермальными [7] и гидрогенными [8] отложениями указывает на их близость к первым. Повышенное отношение Mn/Fe типично для гидротермальных полей, а относительное обеднение железом, фиксирует некоторую удаленность от мест разгрузки [9], при этом низкие отношения Mn/Fe (близкие к 1), при наличии положительных аномалий Ce, свойственны гидрогенным отложениям [8]. Наличие положительных или слабоотрицательных значений  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (+1.0 до -3.8) также указывает на то, что отложение Mn-руд Цаган-Забинского месторождения происходило в пределах гидротермального поля. Этому не противоречат Rb-Sr характеристики, которые показывают, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в марганценозных осадках было ниже, чем в морской воде венд-кембрийского океана, 0.7062-0.7082 против 0.7070-0.7092.

Таким образом, химический состав марганцевых руд Цаган-Забинского месторождения отражает соотношение вклада гидротермального, терригенного и хемогенного (биогенного) вещества в исходном осадке. В геодинамическом плане Цаган-Забинское месторождение приурочено к одной из тектонических пластин (ангинская толща) в пределах Ольхонского метаморфического террейна, формирование отложений которой происходило в пределах активной континентальной окраины (система островная дуга-задуговой бассейн) [10]. Образование вулканогенно-осадочной толщи происходило в задуговом,

относительно мелководном бассейне, где источником марганца являлась подводная эксгальационно-гидротермальная деятельность. Корреляция марганца с кремнием, железом, фосфором и цинком может также указывать на связь данных компонентов с вулканической деятельностью. Отличительной чертой данного рудопроявления является обогащение марганцем и низкие содержания железа, что связано с различной мобильностью данных элементов и вариациями окислительно-восстановительных условий при их разделении. Существенно восстановительная среда, обусловленная вулканической деятельностью, способствовала отложению марганцевых силикатов и карбонатов, относительно небольшие размеры рудных тел могут указывать на ограниченное поступление металлов в ходе эндогенного процесса [9].

#### Литература

1. *Базилевская Е.С.* Источники поставки марганца для Fe-Mn руд океана // Геология рудных месторождений. 2006. № 2.
2. *Лисицин А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е.Г.* Гидротермы и руды на дне океана. Металлогения современных и древних океанов. Москва, 1992. С. 390-401.
3. *Бетехтин А.Г.* промышленные марганцевые руды СССР. Л., 1946. 315 с.
4. *Конева А.А.* Геохимия и минералогия обогащенных хромом, ванадием и марганцем метаосадочных пород Приольхонья. Автореф. канд. дис. 1994. 25 с.
5. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука. 1976. 298 с.
6. *Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S.* Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. № 3. P. 519-540.
7. *Mills R.A., Wells D.V., Roberts.* Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field // *Chemical Geology.* 2001. V. 176. P. 283-293.
8. *Bau M., Koschinsky A., Dulski P., Hein J.R.* Comparison of the partitioning behaviors of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater // *Geochim. Cosmochim.* 1996, V. 60. P. 1709-1725.
9. *Рой С.* Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
10. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Гантимурова Т.П.* Андезитовый магматизм и его место в геологической истории Приольхонья (Западное Прибайкалье) // *Геохимия.* 2000. № 12. С. 1266-1279.

# ЛИТОЛОГИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЮЛЬЕВСКО- НАРИЖНЯНСКОЙ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Я.С. Шморг

ДП «ПолтаваРГП, [poltavargp@ukr.net](mailto:poltavargp@ukr.net)

Важнейшими из месторождений нефти и газа в Украине являются месторождения Юльевско-Скворцовской структурно-тектонической зоны, которая находится на северном борту Днепровско-Донецкой впадины [1]. В состав Юльевско-Скворцовской структурно-тектонической зоны входят такие месторождения как Юльевское нефтегазоконденсатное, Безлюдовское газоконденсатное, Нарижнянское газоконденсатное, Скворцовское нефтегазоконденсатное. Месторождения данного региона связаны с брахиантиклиналями, осложненными системой тектонических нарушений [2].

Основные результаты по литологии и изучению коллекторских свойств были получены по базисным горизонтам верхнесерпуховских (С-4, С-5, С-6), верхневизейских (В-16-19, В-20-21) и нижневизейских (В-25-26) отложений.

**Горизонт В-25-26** залегает непосредственно на протерозойских породах фундамента, «базальном слое», коре выветривания изверженно-метаморфического комплекса и представлен пачкой карбонатно-терригенно-глинистых пород. В верхней части разреза почти повсеместно распространены известняки, в нижней – аргиллиты с прослоями песчаников. В общем плане нарастание толщины карбонатов происходит с северо-запада на юго-восток от 4,0 м (Скворцовская площадь) до 29 м (Нарижнянская пл.). Суммарная толщина песчаников изменяется от 1,4 м до 23,0 м (Скворцовская пл.). Опесчанивание разреза происходит в северо-западном направлении. Выклинивание и замещение песчаников глинистыми породами происходят в северо-восточном (Юльевская и Каравановская пл.) и юго-восточном (Нарижнянская пл.) направлениях. Отложения образовались в морских условиях, а наличие в нижней части грубозернистых пород указывает на трансгрессивный цикл. Суммарная проницаемая толщина коллекторов (песчаники и известняки)

изменяется от 0 м (Юльевская и Нарижнянская пл.) до 1,0 м (Юльевская пл.). Пористость песчаников достигает 17,9 % (Скворцовская пл.).

**Горизонт В-20-21** сложен аргиллитовой пачкой с линзами алевропесчаных пород. Суммарная толщина песчаников изменяется от 0,8 м (Нарижнянская пл.) до 29,6 м (Юльевская пл.). В субмеридиональной зоне (Юльевское месторождение) суммарная толщина песчаников составляет более 8,0 м, и приурочена к участку понижения в рельефе морского бассейна седиментации. Коллекторами являются газонасыщенные и обводненные песчаники толщиной 1-7 м. Наиболее высокими коллекторскими свойствами характеризуются обломочные породы Юльевской и Скворцовской площадей. Проницаемая толщина песчаников изменяется пропорционально их суммарной толщине от нулевых значений на Нарижнянской площади до 18,0 м в центральной части зоны на Юльевском месторождении и далее на северо-запад она уменьшается до 11,0 м (Скворцовская пл.).

Литологически **горизонт В-16-19** представлен известняками и аргиллитами с линзами песчаников, залегающими в подошвенной части. Карбонатные тела имеют линзовидно-пластовую форму, в верхней части разреза развиты известняки пластовой формы, что свидетельствует о развитии трансгрессии моря. Отложения относятся к прибрежно-морским фациям. Нижняя часть разреза представлена преимущественно терригенными образованиями. Песчаные тела толщиной 2-6 м имеют линзовидно-пластовую форму залегания и характеризуются как плотными, так и газо- и водонасыщенными разностями. Наблюдается чередование участков обогащенных и обедненных песчаниками, но, в основном, песчаный материал откладывается на моноклиномальном склоне (Скворцовская, Юльевская пл.). Отложения горизонта образовались в прибрежных фациях мелководного моря. Суммарная толщина проницаемых разностей пород горизонта изменяется от 0 м (Нарижнянская пл.) до 18,2 м (Скворцовская пл.). В плане пористость проницаемых отложений изменяется от 4,0 % (Нарижнянская и Скворцовская пл.) до 22 % (Юльевская пл.), газопроницаемость до  $1660 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

**Горизонт С-6** представлен терригенными отложениями с маломощными прослоями известняков. Песчаные тела толщиной 1,4 - 31,6 м имеют линзовидную и пластовую форму залегания. Проницаемая толщина терригенных отложений изменяется от 0,8 м (Нарижнянская пл.) до 58,6 м (Юльевская пл.). В плане участки повышенных эффективных толщин соответствуют участкам повышенного содержания песчаников в разрезе. Коллекторские свойства песчаных пород имеют достаточно высокие фильтрационно-емкостные параметры. В плане пористость песчаников пропорциональна проницаемой толщине терригенных пород. Участкам с наиболее проницаемой толщиной (Юльевская пл.) отвечают наиболее высокие параметры пористости 16,2 - 20,2 %.

**Горизонт С-5** имеет толщину от 35 м до 70 м и представлен чередованием аргиллитов и песчаников с прослоями алевролитов и известняков. Алевролиты (прослой до 5,5 м) представлены водоносными и газоносными разностями с тонкогоризонтальной слоистостью, иногда брекчевидные (Юльевская пл.). Песчаники имеют пластовую форму залегания, хорошо выдержаны по простиранию, представлены как газоносными, толщиной 2,4-11 м, так и водоносными – до 38 м, разностями. Суммарная толщина песчаников, как и проницаемая, закономерно увеличивается от Нарижнянской и Скворцовской площадей к центральной части зоны – Юльевская площадь, достигая максимальных значений свыше 60 м. Отложения представлены мелководно-морскими (баровый и пляжевый) фациями. В плане участки повышенной песчаности соответствуют депрессионным участкам и склонам. Коллекторские свойства песчаных пород имеют высокие емкостно-фильтрационные свойства (пористость 20 %).

**Горизонт С-4** имеет толщину 32 – 81 м и представлен песчано-глинистой толщей с прослоями алевролитов и известняков. Песчаные тела толщиной от 1,2 м до 14,8 м имеют линзовидную форму залегания. В плане участки увеличения проницаемой толщины (Нарижнянская пл. – 26 м, Юльевская пл. – 25 м) – соответствуют наиболее опесчаненным – 38,8 м, 24,0 м соответственно.

Песчаники алевритистые, средне-, мелкозернистые, средне- и крепкосцементированные. Уменьшение общей толщины песчаников и выклинивание наблюдается в северо-западной и юго-восточной части зоны. Проницаемая толщина песчаников изменяется от 0 – 1,0 м (Скворцовская пл.) до 20,2 м (Юльевская пл.). Пористость песчаников составляет 7,0 - 26,4 % (Каравановская, Юльевская площади).

Таким образом, в пределах зоны общая толщина горизонтов В-25-26, В-20-21, В-16-19 изменяется мозаично, что связано с проявлениями разломно-блоковой тектоники. По верхнесерпуховским отложениям (горизонты С-6, С-5, С-4) активность блокировки фундамента несколько ослаблена и проявляется только на отдельных структурах (Юльевское месторождение). Активизация нарушений в визейских отложениях повлияла на фильтрационно-емкостные параметры осадочных пород, что обусловлено развитием вторичной пористости, трещиноватости, стилолитизации и кавернозности. Песчаники верхнесерпуховских продуктивных горизонтов (С-6, С-5, С-4) образовались в мелководно-морских условиях, а карбонатно-терригенные отложения визейских продуктивных горизонтов (гор. В-18-19, В-20-21, В-25-26) в относительно удаленных от береговой линии участках моря. Газопроницаемая толщина горизонтов прямопропорционально зависит от суммарной толщины песчаников (исключение – отдельные участки визейских отложений).

#### Литература

1. Арсирый Ю. А., Демьянчук В. Г., Кабышев Б. П., Мясников В. И., Шпак П. Ф. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность. Наукова Думка. Киев. 1988. – 57 с.
2. Атлас месторождений нефти и газа Украины. Восточный нефтегазоносный регион. Т.3. - Львов, 1998. – 1324 – 1363 с.
3. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат. Ленинград, 1961. – 717 с.

# ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОБОГАЩЕННЫХ ОВ ОТЛОЖЕНИЙ В МОРСКИХ БАССЕЙНАХ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ И РАННЕГО МЕЛА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Е.В.Щепетова

*Геологический институт РАН*

Литолого-геохимическое изучение верхнеюрских и нижнемеловых осадочных толщ Русской плиты позволяет выделить два уровня отложений, интенсивно обогащенных органическим веществом: средневожский (фаза Panderi, 5-35 %  $C_{org}$ ) и нижеаптский (фаза Volgensis, 4-9,6 %  $C_{org}$ ). Они являются региональным проявлением специфических обстановок, имевших субглобальное (поздняя юра – начало раннего мела в Бореальном поясе) и глобальное (аптский «Selli level» или OAE-1a) распространение. Пиролитические и петрографические исследования показали, что в средневожских, и раннеаптских углеродистых осадках накапливалось автохтонное морское ОВ, основным источником которого служила биомасса примитивных морских водорослей. Кероген средневожских углеродистых сланцев (I-II тип) содержит незначительное количество органики наземного происхождения; в керогене нижеаптских углеродистых сланцев (II тип) вклад наземного ОВ более значителен.

Обстановки формирования углеродистых толщ в средневожском и раннеаптском бассейнах существенно различались. В средневожское время накопление ОВ происходило на значительной территории, в пологих депрессиях крайне мелководного морского водоема, и было импульсным. Вследствие этого образовалась сланценосная толща с отчетливой циклической структурой. Элементарные осадочные циклиты (до 1 м) характеризуются контрастным распределением  $C_{org}$  и биогенной  $CaCO_3$ . В раннем апте обстановки, благоприятные для формирования углеродистых осадков, возникла в центральной, наиболее глубоководной части палеоводоема. Органическое

вещество накапливалось в осадках относительно равномерно, что привело к формированию монотонного горизонта битуминозных сланцев.

По комплексу седиментологических, биотических и геохимических параметров установлено, что и в средневожском, и в раннеаптском морских водоемах развивались обстановки с дефицитом кислорода (вплоть до сероводородного заражения наддонных вод), однако устойчивость аноксии была различной. Редкая бентосная фауна, отсутствие биотурбации, седиментационная тонкая горизонтальная слоистость в нижнеаптских битуминозных сланцах свидетельствуют о стабильной аноксии в центральной части палеоводоема. В средневожское время обстановки с дефицитом кислорода также возникали, но были неустойчивы и прерывались периодами нормализации кислородного режима.

Формирование средневожской и раннеаптской углеродистых толщ происходило в разных по типу седиментации бассейнах: в средне-позднеюрском с карбонатно-терригенным и в среднемеловом с терригенным осадконакоплением. Обе толщи формировались на фоне колебаний уровня моря разного порядка, влиявших на седиментологические и геохимические параметры отложений. приурочено к крупным средне-позднеюрскому и «среднемеловому» этапам развития Русской плиты. В течение этих этапов обстановки осадконакопления в мелководных морях-проливах, покрывавших территорию РП, были различными. Седиментация в келловейско-вожских бассейнах была смешанной – карбонатно-терригенной, цикличной; в готеривско-аптских – терригенной, относительно монотонной (не цикличной), содержание биогенной  $\text{CaCO}_3$  в осадках не превышало первых процентов. Особенности распределения химических элементов в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях РП указывают на различия в их геохимической специфике. В верхнеюрских известково-глинистых отложениях тенденцию к концентрации проявляют Ni, Co, Ag, что особенно заметно в наиболее существенно обогащенных биогенным карбонатным материалом (30–50%  $\text{CaCO}_3$ ) разностях глинистых пород. В нижнеаптских глинах содержание химических элементов в основном

соответствуют кларковому уровню. Несмотря на эти различия в средневожских и нижеаптских углеродистых осадках концентрировался близкий набор химических элементов, причем содержание S, Mo, Se – элементов-индикаторов аноксии превышает кларковый уровень в 10 раз и более; также накапливаются P, V, Ag, Cu, Ni, Co, Zn.

Существуют разные точки зрения на роль различных факторов в образовании морских углеродистых отложений. Ряд исследователей полагает, что причиной захоронения в осадках значительных количеств ОВ были аноксидные обстановки в водоемах [6,7 и др.], другие отводят главную роль увеличению биопродуктивности [8, 9 и др.]. Н.М. Страхов [4, 5], специально рассмотрев этот вопрос на примере голоценовой истории Черного моря, показал, что сероводородное заражение не играет решающей роли в захоронении в осадках значительных количеств ОВ (хотя на качественный состав ОВ этот фактор может оказывать влияние); главным же фактором существенного увеличения содержания в осадках ОВ является увеличение биопродуктивности палеоводоемов. Мы также рассматриваем формирование средневожских и нижеаптских углеродистых отложений РП как результат увеличения биопродуктивности морских бассейнов. Об этом свидетельствуют полученные данные о резком возрастании роли бассейнового ОВ во время накопления углеродистых осадков по сравнению с предшествующими этапами, когда доминировало ОВ, принесенное с суши. Наиболее удовлетворительно вспышки биопродуктивности объясняются с помощью модели поступления в водоем биофильных элементов во время быстрых и относительно непродолжительных трансгрессий, которым предшествовали регрессивные эпизоды [1, 2, 3]. Ключевыми условиями для реализации данной модели являются: а) пологий уклон дна эпиконтинентальных водоемов от берега в сторону моря, в результате чего уже при малоамплитудных колебаниях уровня происходила значительная миграция береговой линии; б) небольшие глубины (до 200 м) и, как следствие, чувствительность фациальной структуры к изменениям уровня моря; в) неровный рельеф дна с выраженными пологими

депрессиями и поднятиями. Вследствие такого характера рельефа при регрессии на освободившихся от моря территориях возникала система озер, болот или полузамкнутых водоемов (крайне мелководных и хорошо прогреваемых); в условиях гумидного климата в них накапливались растительное и растворенное ОВ, биофильные элементы. При трансгрессии море взаимодействовало с этими специфическими прибрежными ландшафтами, биофильные элементы поступали в бассейн, что приводило к резкой вспышке продуктивности наиболее низкоорганизованных форм биоты: бактериопланктона, органикостенных, динофлагеллят и пр., а соответственно к накоплению обогащенных ОВ илов. С началом накопления углеродистых илов начинал действовать рециклинг – т.е. возвращение из восстановленных осадков в толщу воды ряда элементов, прежде всего, фосфора. По завершении трансгрессии и затухании рециклинга образование углеродистых илов прекращалось и сменялось накоплением фоновых для бассейна осадков.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00872).*

#### Литература

1. Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1994. С. 305-311.
2. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
3. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Rogov M.A., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.
4. Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и «нефтепроизводящих» свит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5. С. 893-917.
5. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 292. М: Наука, 1976. 299 с.
6. Demaison G.J., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // AAPG Bulletin. 1980. V.64/8. P. 1179-1209.
7. Demaison G.J., Moore G.T. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion // AAPG Bulletin. 1991. V. 75/3. P. 499-500.
8. Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? // AAPG Bull. 1990. V.74/4. P.454-465.
9. Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? discussion // AAPG Bull.. 1991. V.75/3. P.500-501.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИНАМИКИ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ТЕРРИГЕННЫМ МИНЕРАЛАМ

Э.С. Щербаков

*Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар*

Использование данных минералогического анализа тяжелой фракции песчаных и алевритовых пород для палеогеографических построений было начато Б.П. Батуриным, Edelman, Л.Б. Рухиным, В.А. Гроссгеймом, Г.С. Бергером и др. Rubey [9] сформулировал принцип гидравлической эквивалентности обломочных зерен. Б.М. Осовецкий [3] отметил, что в аллювии среди минералов тяжелой фракции преобладают зерна с плотностью меньше 4, а в морские бассейны сносятся зерна с большей плотностью, но меньших размеров и показал, что в каждой популяции зерен (взвешенных, сальтируемых и влекомых) средние гидравлические крупности частиц легкой и тяжелой фракций равны. Поэтому целесообразно проводить сравнения гидравлических крупностей минералов по породе в целом. Н.С. Окнова, изучая продуктивные отложения среднего девона Тимано-Печорской провинции, пользовалась минералогическими коэффициентами для определения конседиментационных поднятий и коэффициентом смещения для диагностики условий седиментации.

Автор настоящей работы при восстановлении палеогеографии среднего девона западного склона Северного Урала использовал различия гидравлической крупности зерен лейкоксена и циркона для построения динамической диаграммы. По оси ординат (Le) увеличивается энергия потоков в аэральской и субаэральской обстановках, а по оси абсцисс (Zr) возрастает энергия волнений воды в бассейне. При работе на Тимане, по оси абсцисс откладывалась сумма процентных содержаний циркона и ильменита, весьма близких по гидравлической крупности (рис.1) [6]. В результате на Урале были впервые выделены континентальные отложения девона, а на Тимане отложения дельт и конусов выноса в среднем девоне.

Полученные выводы нуждались в подтверждении путем их сравнения с результатами изучения четвертичных или современных отложений. Легитимность выделения на диаграмме поля континентальных отложений была подтверждена исследованиями пойменных и террасовых разрезов в долинах рек Луза и Сысола, а для подтверждения достоверности выделенных полей прибрежных отложений использованы материалы Дж. Мартенса [8], изучившего 35 проб береговых песков атлантического побережья США, отобранных между городами Чарлстон и Майами. Легкая фракция песков

характеризуется уменьшением полевошпат-кварцевого отношения от 0,062 у Чарлстона до 0,001 и даже 0,0005 с приближением к Майами. Содержание тяжелой фракции варьирует от 0,01% до 90%, поэтому все пробы были разделены на концентраты (ТФ > 6%) и обычные пляжные пески. Такое же разделение песков повторил и М.Г. Бергер [2]. В концентратах явно преобладают ильменит (41-62%), циркон (6-39%) и рутил (3-10%). В обычных песках, кроме этих минералов содержатся эпидот (13-33%), роговая обманка (1-34%), а так же ставролит, силлименит, турмалин, кианит, гранат, монацит.



Отношение эпидот/ильменит в концентратах изменяется от 0,08 до 0,44, в обычных песках от 0,3 до 1, а в песках, обогащенных эпидотом, — от 1 до 2,6, т. е. в данной работе пески разделены на три группы. После пересчета содержаний минералов в процентах тяжелой фракции на содержание их в осадке выяснилось следующее:

1. Все минералы, кроме роговой обманки и кианита связаны положительной корреляционной зависимостью [5].
2. Все минералы подчиняются закону логнормального распределения.
3. Отношения минералов друг к другу, в том числе эпидот/ильменит остаются неизменным после пересчета процентов тяжелой фракции на их содержания в осадке [7].

Эти обстоятельства, особенно последнее, позволяют применять предложенную динамическую диаграмму как при использовании содержаний минералов в процентах тяжелой фракции, так и после пересчета их на осадок.

Для береговых песков Флориды диаграмма построена по Дж. Мартенсу, (рис. 2), т. е. по процентным содержаниям Ep, Ilm, Zr в ТФ. Поле Ша интенсивного волнения вод занято значками концентратов, поле Шб дельт, баров и пляжей вмещает значки обычных пляжных песков, а в полях Ia и Ib расположились значки песков, обогащенных эпидотом, накапливавшихся в условиях окончания штормов или высоких приливов, порождавших временные потоки и стекавших в океан с обратной стороны пляжа.

Почти так же расположились значки и на диаграмме пляжевых песков южного побережья Балтийского моря, построенной по данным Ю.А. Павлидиса [1], не смотря на то что, по оси ординат откладывались процентные содержания роговой обманки, а по оси абсцисс - рудных минералов.

О легитимности полей диаграммы свидетельствуют и данные Ю.А. Павлидиса [4] о распределении тяжелых минералов в береговой зоне залива одного из вулканических островов, пемзы которого поставляли титаномагнетит и пироксены.

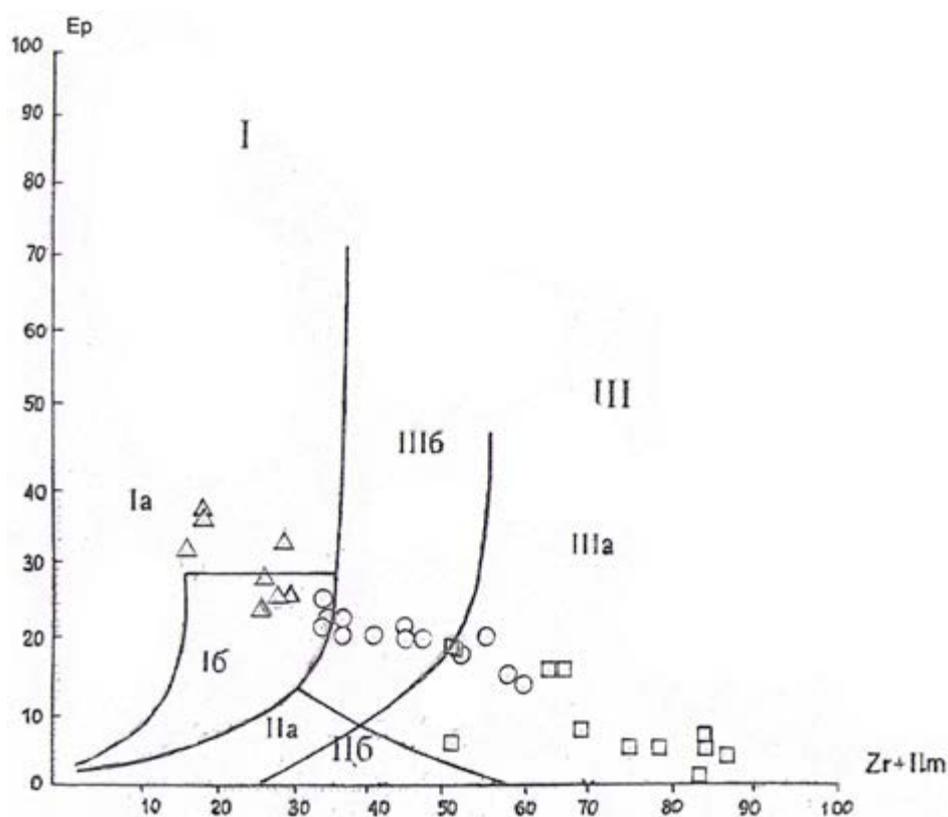


Рис. 2 Динамическая диаграмма. По вертикальной оси отложены проценты содержания эпидота. По горизонтальной оси отложены проценты содержания циркона и ильменита

Условные обозначения 1-□, 2-○, 3-Δ: 1- рутил-циркон-ильменитовая ассоциация; 2-эпидот-ильменитовая ассоциация; 3- ильменит-эпидотовая ассоциация. Поля диаграммы: I- III: I- поле осадков, отлагавшихся под действием направленного потока: Ia- русловые осадки; Ib- осадки слабых временных потоков; II- поле осадков, образовавшихся в относительно спокойных гидродинамических условиях: IIa- лагунные осадки; IIb- осадки морских течений и относительно глубоководных отложений; III – поле осадков интенсивных движений морской воды: IIIa- осадки волнений морского мелководья; IIIb- баровые или дельтовые осадки

Таким образом, в отложениях океанического побережья, морей, заливов и на континенте в поясах умеренного и субтропического климата проявляется отчетливо выраженная закономерность распределения терригенных минералов по гидравлической крупности. Эта закономерность, которую можно отразить на динамической диаграмме песков с разным составом тяжелых фракций. Это позволяет предложить указанную диаграмму в качестве рабочего инструмента фациального анализа.

#### Литература

1. Аксенов А.А., Невеский Н.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей// Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та океанологии. Т. 76.-М.:Наука, 1965. С. 5-53.
2. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.:Недра, 1986. С.220.
3. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск, Изд-во Иркутского ун-та. 1986. 259 с.
4. Павлидис Ю.А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов// Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та океанологии. Т. 76.-М.:Наука, 1965. С. 54-67.
5. Ткачев Ю.А., Щербаков Э.С. Распределение минералов тяжелой фракции в пляжных песках п-ва Флорида по данным корреляционного анализа // Минеральные индикаторы литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 28-32.
6. Щербаков Э.С. О методах обработки минералогической информации, использованной при изучении россыпи Ичетью// Материалы XIV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Новосибирск, 2010. С. 726-730.
7. Щербаков Э.С. Терригенно-минералогические ассоциации в береговых песках Флориды// Минералогические перспективы. Мат. Междунар. минералогический семинар. Сыктывкар, Республика Коми, Россия 17-20 мая 2011. Сыктывкар, Геопринт, 2011. С. 299-300.
8. Martens I.H. Beach sands between Charleston, South Caroline and Miami, Florida\\ Bull.Geol.Soc.Amer.,1935. Vol.46.No 10. P.1563-1596.
9. Rubey W.W. The size distribution of heavy minerals within a water-laid Sandstone. J. Sediment Petrology, 1933, Vol.3,p.3-29

## БИОГЕННЫЕ АСПЕКТЫ МАГНЕЗИТООБРАЗОВАНИЯ

Т.А. Щербакова, А.И. Шевелев

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, root@geolnerud.net

В генерализованной модели магнезитообразования в кайнозой отражены во временной последовательности все этапы этого процесса: от источника магниеносных компонентов до бассейна аккумуляции магнезиальных карбонатов [2]. Изучены основные химические, механические, гидрологические и другие процессы магнезитообразования, которые подтверждаются аналитическими исследованиями. Особая роль принадлежит микробиологическим (биогеогенным) аспектам в образовании магнезиальных карбонатов, начиная с области гипергенных преобразований серпентинитов, где формируются магнезитоносные зоны, до озерных (и речных) отложений с промышленными залежами магнезита (гидромагнезита и др.).

Современные процессы образования магнезиальных карбонатов можно наблюдать в зоне гипергенеза по серпентинизированным ультрабазитам и в акватории континентальных озер и речных бассейнов [1]. Макроскопические структурно-текстурные особенности проявления магнезитовых минералов (магнезит, гидромагнезит, несквегонит, гунтит и другие) представлены различными глобулевидными формами – шарообразные, гороховидные, нодулевые, коралловидные, гранулированные, что наблюдалось при полевых исследованиях естественных обнажений в зоне магнезиальной карбонатизации кор выветривания Беденского массива (Северный Кавказ), Кимперсайского массива (Казахстан) и в континентальных озерных отложениях о. Салда (Турция). Гидромагнезит белого цвета с пляжной зоны о. Салда, который на поверхности имеет нодулевые (полиповые) или коралловые текстуры (рис. 1), при ручном



Рис. 1. Нодулевый гидромагнезит (южный берег о. Салда)

истирании легко рассыпается в пудру. Структура магнезита преимущественно алевро-глинистая.

Петрографические исследования карбонатов в зоне гипергенеза этих массивов показали доминирующее развитие магнезита и гидромагнезита, умеренное распространение доломита, пироаурита, кальцита и арагонита и крайне редкое присутствие несквегонита, гидроталькита, гунтита. Магнезиально-карбонатный материал при насыщенных концентрациях в мигрирующих проточных и поровых растворах осаждается среди серпентинитовых пород, выполняя

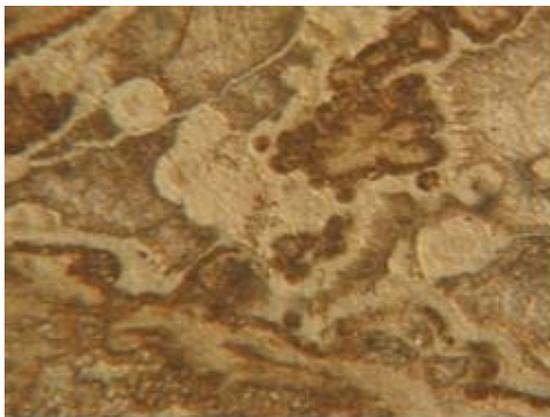


Рис. 2. Сфероидальные образования гидромагнезитовых агрегатов. Шл. Б-ПР-2. Увел. X63, без анализатора

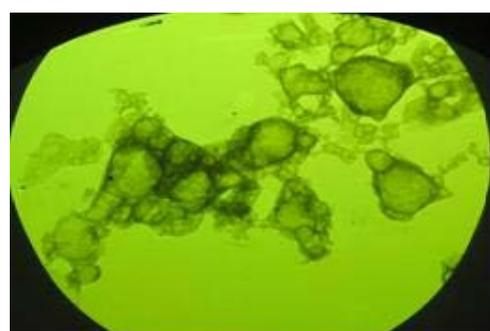


Рис. 3. Гидромагнезит  
Проба С-9, увеличение x21000 (ПЭМ)

полостные формы, которые широко развиты в зоне гипергенеза. Текстуры, образованные магнезиальными карбонатами, имеют желваковые, ячеистые и почковидные разновидности (рис. 2). Структурные особенности этих карбонатов представлены скрытокристаллическими агрегатами, которые на

микроскопическом уровне образуют округло-сферические, нодулевые формы. Природа этих сферических форм (от визуальных до нано-структурных уровней) предполагается микробиогенная, где карбонат-редуцирующую роль выполняют бактерии - субколониальные структуры наблюдаются при

электронно-микроскопических исследованиях (рис. 3).

Микробиологические исследования магнезитов и гидромагнезитов проведены методом классического посева с ряда предельных разведений на плотные питательные среды с последующим культивированием в течение 4-7 суток при 28<sup>0</sup> [3]. Объектами изучения были гидромагнезиты осадочных

отложений (озеро Салда), а так же гипергенные магнезиты (Кимперсайский серпентинитовый массив) и гидромагнезиты (Беденский серпентинитовый массив). Выделяются группы аэробных гетеротрофов, которые обладают ростостимулирующим действием и способствуют расщеплению неорганических соединений, деструкции сложных силикатных (алюмосиликатных) соединений [3-5]. К ним относятся колонии бактерий – рода *Bacillus*, и рода *Pseudomonas*, которые существуют и развиваются в почвенных и приповерхностных осадочных рыхлых отложениях в воздушной среде, насыщенной кислородным потенциалом. В результате жизнедеятельности бактерии выделяют активный углерод, который, соединяясь с кислородом воздуха, образует оксид углерода, участвующий в процессе карбонатообразования (в данном случае – магнезиальных карбонатов). Структурно-текстурные особенности этих карбонатов отличаются комковато-сферическими формами и микроскопическими структурами.

Выделяется активная микробиологическая зона, расположенная выше уровня воды (в случае озерных и речных обстановок) и в инфильтрационной части кор выветривания ультрабазитов, где органическая деятельность бактерий весьма активна и приводит к формированию сферических и кораллоподобных гидромагнезитов (магнезитов).

#### Литература

1. Шевелев А.И., Щербакова Т.А. Геологическое строение и локализация кайнозойских магнезитов // Сб. «Высокомагнезиальное минеральное сырье». – М.: Наука, 1991. С. 153-157.
2. Щербакова Т.А. Условия и закономерности магнезитонакопления в терригенно – карбонатных кайнозойских комплексах // Автореферат на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук. Казань, изд-во КГУ. 2008. – 24 с.
3. Щербакова Т.А., Шевелев А.И., Шурхно Р.А. Микробиологическая природа современных магнезиальных карбонатов на озере Салда // Ученые записки Казанского университета. Том 152, кн. 3, 2010. С. 186-191.
4. Edwards H. G. M., Moody C. D., Newton E. M., Villar S. E. J., Russell M. J. Raman spectroscopic analysis of cyanobacterial colonization of hidromagnesite, a putative martian extremophile. *Icarus*.175, 2005. P. 372-381.
5. Thompson J.B., Fergus F.G., Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite and magnesium from natural alkaline lake water. *Geology* 18, 1990. P. 995-998.

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ СВИТЫ ФИВЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО СИНАЯ, ЕГИПЕТ

**О.Р. Эльшахат**

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, khardikov@sfedu.ru*

Минеральные ресурсы являются основным естественным источником, поддерживающим экономику государства. Минеральные богатства в настоящее время – это не только металлические и неметаллические полезные ископаемые, а вообще все геологические материалы, а именно: осадочные, магматические, метаморфические горные породы и минералы. Из вышеперечисленных горных пород карбонатные породы являются сырьем необходимым для развития промышленности и строительства. Физические и химические свойства карбонатных пород определяют способ их использования. Этими свойствами объясняется их минерагенический потенциал. В течение последних трех десятилетий, несмотря на огромное количество ресурсов, количество карбонатного сырья, производимого и продаваемого каждый год, не достигает объёма, необходимого для дальнейшего развития. Поэтому карбонатное сырье в Египте необходимо изучать с точки зрения комплексной эксплуатации и многофункциональной возможности использования различных карбонатных типов пород на каждом участке на основании их химических и физических свойств.

Свита Фивы была впервые выделена Р. Саидом в 1960 г. [3] для описания толщи кремнистого известняка (290 м), который согласно залегает на свите Эсна Сланцев в районе Гебель Гурна, города Луксор и в долине Нила. Свита Фивы относится к нижнему эоцену-началу среднего эоцена, что подтверждается наличием в ней планктонных фораминифер биозоны [6]. Она встречается на всей территории Синайского полуострова и характеризуется непостоянной мощностью (90 м в разрезе Вади Фиран, 115 м в разрезе Вади Матала, 160 м в Хаммам Фараон и 170 м в разрезе Низзизат).

Свита Фивы сложена известняками бело-серыми и серыми, слоистыми, содержащими следы растений, а также желтые и черные прослойки (3 м), линзы и конкреции серых, плотных сланцев и прослой (до 4 м) белого и розовато-белого доломитового известняка. В разрезах Хаммам Фараон и Вади Фиран в свите Фивы встречаются линзы (до 6 м в раздувах) желто-серого доломитового известняка, а также линзы (до 1 м) коричневого сланца, содержащего тонкие прослой гипса интеркаляции с доломитовым известняком, желтовато-серого цвета толщиной слоя 6 м.

В результате исследования свиты Фивы в разрезах Низзизат, Вади Фиран, Хаммам Фараон и Вади Матала было выделено 13 литотипов (таблица). Для описания и классификации изученных известняков были использованы классификации Р. Данхема [1] и Р. Фолка [2].

Оценка минерагенического потенциала отложений свиты Фивы юго-западной части Синайского полуострова до настоящего времени не проводилась. С целью изучить вопрос о возможности практического применения карбонатных пород свиты Фивы был изучен их вещественный состав. Карбонаты широко используются в промышленности, сельском хозяйстве, строительстве и экологических приборах [4]. Способ применения карбонатных пород определяется их химическими, физическими и другими свойствами, которые зависят от условий образования.

Химические свойства карбонатных пород являются важными при определении областей их использования, к которым относятся: 1) отрасли, использующие известняк с высоким содержанием кальцита; 2) отрасли, использующие доломиты и известняк с высоким содержанием магнезия; 3) отрасли, использующие менее чистый известняк.

*Литотипы, слагающие свиту Фивы*

Возраст	Низзизат		Вади Фиран		Хаммам Фараон		Вади Матала	
	Фулк (1959)	Данхем (1962)	Фулк (1959)	Данхем (1962)	Фулк (1959)	Данхем (1962)	Фулк (1959)	Данхем (1962)
нижний эоцен	Биомикрит	Вэкстон	Микрит	Аргиллит	Фораминиферовый биомикрит	Вэкстон	Фораминиферовый биомикрит	Пэкстон
			Микрит	Вэкстон			Микрит	Аргиллит
нижний эоцен	Фораминиферовый биомикрит	Пэкстон	Спарит	Кристаллический карбонатный	Фораминиферовый биомикрит	Пэкстон	Биомикрит	Аргиллит
			Биомикрит	Вэкстон	Пел - водорослей-фораминиферовый биомикрит		Железистый Биомикрит	Вэкстон
начало среднего эоцена			Биомикроспарит	Вэкстон	Пел - водорослей-фораминиферовый биомикрит	Пэкстон		
			Фораминиферовый биомикрит	Пэкстон				
			биомикроспарит - Спарит	Пэкстон	Пел - фораминиферовый биомикрит	Пэкстон		
			Микрокристаллический кварцевец	-				

Для производства чистой извести требуется в качестве сырья известняк умеренной жесткости, содержащий не менее 98%  $\text{CaCO}_3$ . Известняк, описанный в разрезе Хаммам Фараон, может быть использован для производства различной извести.

Как известняк, так и известь используются в качестве флюса доменных и мартеновских печей и на сталелитейных заводах. Известняк также должен быть, насколько это возможно, свободен от магния, кремния, серы, фосфатов и т.д. Для использования в доменной печи, как правило, не рекомендуется известняк, содержащий более 5% кремнезема и глинозема вместе. Сера не должна превышать 0,5%, а фосфора должно быть не более 0,01%, породы 12%-ым содержанием магнезии затрудняют плавку меди и свинца. Для этих целей пригодны известняки свиты Фивы, описанные в разрезах Низзизат, Вади Фиран, Хаммам Фараон и Вади Матала.

Известняки, используемые в сельском хозяйстве в качестве мелиорантов должны содержать, по крайней мере, 96% карбоната кальция и магния и должны иметь тонкозернистую структуру. Этим требованиям удовлетворяют известняки, входящие в состав свиты Фивы в разрезах Хамам Фараон и Низзизат.

При производстве бумаги могут быть использованы глинистые известняки, встреченные в разрезах Хамам Фараон и Низзизат.

Известняки свиты Фивы с высоким содержанием магния могут быть использованы: 1) в качестве сырья для производства магнезитовых огнеупоров в мартеновских печах с открытыми топками; 2) при очистке свинца; 3) в тиглях для свинцовых доменных печей; 4) в медных конвертерах; 5) при производстве гидравлической извести.

Физико-химические свойства карбонатных пород свиты Фивы позволяют их использовать в качестве строительного камня и материала для дорожного строительства.

#### Литература

1. *Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Bull. AAPG, Mem. p. (1). Tulsa / Oklahoma, 1962. P. 108-121.
2. *Folk R.L.* Petrography of sedimentary rocks. Drawer M. Univ. Eo., M.. station, Austin Texas, 1974. 174 p.
3. *Said R.* Planktonic Foraminifera from the Thebes Formation, Luxor, Egypt // Micropaleontology. 1960. Vol. 6, (3). P. 272- 286.
4. *Scott P.W., Dunham A.C.* Problems in the evaluation of limestone for diverse markets / Proceedings of the 6th Industrial Minerals International Congress. 1984. P. 1-21.
5. *Toumarkine M., Luterbacher H.P.* Paleocene and Eocene Planktonic foraminifera / Plankton stratigraphy. (Cambridge Univ. press); Cambridge. (Cambridge Univ.), 1985. P. 87-154.

# ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИНАЯ, ЕГИПЕТ

О.Р. Эльшахат

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, khardikov@sfnu.ru*

Район исследований расположен в северо-восточной части Суэцкого рифта, между 28° 45 'и 29° 14' северной широты и 32° 57 'и 33° 25' восточной долготы. Здесь были изучены свиты (от древних к молодым): Эсна сланцев (палеоцен-нижний эоцен), Фивы (нижний-низы среднего эоцена), Дарат (средний эоцен), Самалут (средний эоцен), Хабуба (конец среднего эоцена), Мукатам (конец среднего эоцена) и Таеба (верхний эоцен).

Отложения палеоцена и эоцена на изученной территории представлены известняками светло-серыми и серыми, желтовато-белыми и белыми, слоистыми, плотными, микрзернистыми; аргиллитами и кремнистыми сланцами серыми, зелеными, желтовато-белыми, коричневыми, трещиноватыми, с прожилками гипса. Известняки содержат многочисленные прослои и конкреции черных кремней.

Рентгенофазовый анализ выполнялся на установке BRUKUR D8 на медном излучении. Скорость движения препарата 4 /минуту. Для изучения известняков, доломитовых известняков и кремней были изготовлены неориентированные препараты, а для изучения глинистых пород – ориентированные препараты. В карбонатных породах обнаружены (в порядке убывания): кальцит, доломит, кварц, гематит, каолинит, гидрослюда и галит.

Кальцит в исследованных известняках является преобладающим минералом. Он представлен микритовым матриксом и кристаллически-зернистыми агрегатами. Доломит ассоциирует с кальцитом в доломитовых известняках в качестве породообразующего минерала. Рентгенофазовый анализ свидетельствует о наличии ферро доломита, обнаруженного также и под микроскопом. Присутствие ферро доломита можно объяснить высокой степенью доломитизации кальцита на этапе, когда микритовый матрикс кристаллизовался и присутствием железа в поровых растворах [2].

К некарбонатным минералам, обнаруженным в неориентированных препаратах, относятся кварц, гематит, каолинит, гидрослюда и галит. Кварц – наиболее часто встречающийся некарбонатный минерал в неориентированных

препаратах. Он является порообразующим минералом в кремнистых известняках, а также второстепенным минералом в известняках. Скрытокристаллический или микрокристаллический кварц является порообразующим минералом кремнистых сланцев, прослоев и конкреций кремней. Микроскопическое исследование показывает наличие мелких, остроугольных и угловатых зерен кварца, рассеянных в микритовой матрице, а иногда и в кристаллически-зернистых агрегатах кальцита.

Гематит, галит и каолинит обнаружены в единичных образцах известняка. По мнению некоторых исследователей [3, 4] каолинит формируется либо посредством переотложения каолинитовых кор выветривания или вследствие диагенеза верхнепалеоценовой гидрослюдистой глины. Гидрослюда обнаружена в качестве минерального следа. Она имеет терригенное происхождение [6].

В ориентированных препаратах глинистых пород рентгенофазовым анализом установлены монтмориллонит, каолинит и гидрослюда. Отсутствие хлорита объясняется тем, что он менее устойчив к атмосферным воздействиям и переносу пресной водой, чем октаэдрические слюды.

Монтмориллонит определяется базальным отражением 1490 и 1220 пм на не обработанных образцах. После обработки этиленгликолем базальное отражение сместилось в область 1700 пм. Разрушение структуры минерала при нагревании до 550 °С в течение двух часов фиксируется дисперсным фоном дифрактограммы в области 1000 им. Монтмориллонит является наиболее распространенным минералом в глинистых породах всех свит в районе исследований. Его содержание в аргиллитах свиты Эсна сланцев составляет 24,1-77,7%, в породах свиты Фив - 53,4%, свиты Дарат - 76,3%, свиты Саламут - 23,6-83,3%, свиты Хабуба - 54,2-64,5%, свиты Мукатам - 39,5%, свиты Танка и Таеба - 49,5%. Монтмориллонит с базальным отражением 1200 пм соответствует натриевой модификации с одной молекулой H<sub>2</sub>O, а с отражением 1400 пм - кальциевому монтмориллониту с двумя молекулами воды. Монтмориллонит в глинистых породах возник в результате гальмиролиза продуктов выветривания магматических пород и отложений, содержащих пирокластический материал, а также вследствие диагенеза терригенной слюды [5].

Каолинит проявлен серией базальных отражений, наиболее интенсивными из которых являются 710 и 350 пм. Нагревание образцов при температуре 550 °С в течение двух часов привело к исчезновению каолинита.

Каолинит – это распространенный минерал глинистых пород в районе исследований. Свита Эсна сланцев содержит 12,4-65,7% этого минерала, свита Фив – 46,3%, свита Дарат - 23.6%, свита Самалут – 16,7-66,3%, свита Хабуба – 35,5-37,1%, свита Мукатам – 47,4% и свита Таеба – 15,8%. Условия для образования каолинита обычно возникают в болотистой среде. Это типичный континентальный минерал, возникший в результате выветривания и каолинизации на континенте различных пород, включая вулканический пепел. Следовательно, наличие каолинита в исследованных образцах отражает состояние сноса уже существующих пород, подвергшихся выветриванию, или выветривание каолинитосодержащих осадочных отложений. Каолинит не подвергается воздействию при длительном переносе ни в пресной, ни в морской воде [7]. Он считается палеогеографическим индикатором, отражающим плотность почвы в областях выветривания [3].

Гидролюда проявляет интенсивный рефлекс в области 1000 пм, который не меняется ни при насыщении препарата этиленгликолем, ни при нагревании. Гидролюда регистрируется во всех образцах глинистых пород исследуемой территории и может указывать на морскую среду осадконакопления, богатую калием.

К неглинистым минералам, обнаруженным в ориентированных образцах, относятся кварц, альбит, кальцит и доломит (расположены в порядке убывания).

#### Литература

1. Aboul Fetouh M. Mineralogical and geochemical studies on Esna Shale, Nile Valley, A. R. E. Ph. D. Thesis, Ain Shams Univ.. Egypt, 1973. 228 p.
2. Awad M.H. Lithostratigraphy, Petrology and Geochemistry of the Thebes Formation in the Eastern Desert, Egypt. Ph. D. Thesis, Al- Azhar Univ? 1982. 322 p.
3. De Segonzac G. D. The transformation of clay minerals during diagenesis and low- grade metamorphism, a review. Sedimentology Elsevier publishing Co. Amsterdam. 1970. N 15. P. 281-348.
4. Keller. W.D. Flint clay and flint clay facies / Clay minerals. Proc. Nat. Conf. Clay minerals, 16<sup>th</sup>. 1968. P. 113-128.
5. Krauskopf K. B. Introduction to geochemistry. Mc. Graw-Hill Inc. Tokyo, 1979. 225 p.
6. Millot G. Geology of clays. Springer. Verlag, New York, 1970. 429 p.
7. Perrin R. M. S. (1971); "The clay mineralogy of British Sediments." Miner. Soc. London. Pennsylvanian of Seminole country, Oklahoma. Jour. Sed. Petrol. Vol. 1971. 23 (4). P. 220-228.

## КОНВЕРГЕНТНЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ – ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, yudovich@geo.komisc.ru*

Как известно, по минералам-индикаторам можно судить о стадиях и процессах литогенеза [7, 9]. Однако такое суждение может осложняться явлением минералогической конвергенции. Несмотря на то, что вследствие конвергенции формируются одни и те же минералы, они не должны быть полностью одинаковыми в структурном или вещественном отношениях – разница генезиса должна как-то запечатлеваться в их анатомии и конституции [10]. К настоящему времени накопились некоторые материалы о конвергентном формировании по крайней мере четырех минеральных видов слоистых силикатов: гидрослюды (иллитов), глауконитов, бертьеринов и магнезиальных смектитоподобных минералов типа сепиолита или палыгорскита. Кроме того, давно известны низкотемпературные («осадочные») и высокотемпературные (гидротермальные) генотипы смектитов, хлоритов, карбонатов, сульфатов, алюмосульфатов и ряда других минералов (например, аллофана). В большинстве случаев гидротермальные генотипы обладают четкими диагностическими признаками и распознавание их (в особенности – по характерному парагенезису) не представляет особых затруднений [9].

**1. Гидрослюды.** В современных осадках присутствуют терригенные гидрослюды. Следовательно, одним из генотипов гидрослюды является низкотемпературный – *почвенный*, который должен характеризоваться набором характерных признаков. Вторым общепризнанным генотипом гидрослюды являются *аутигенно-катагенетический*, образующийся при повышенных температурах по субстрату смектитов, чему посвящена необозримая литература (см. например, обзор в книге В. В. Петровой [4]). Существует и редкий подтип катагенетических гидрослюды – образованных не по структурно-родственному (2:1) смектиту, а по структурно-чуждому (1:1) каолиниту. Третьим генотипом является *аутигенно-диагенетический*, образующийся в морских осадках. Поскольку морские илы суть как бы подводные почвы, то механизм формирования диагенетических гидрослюды должен быть сходен с почвенным. Казанские минералоги считают, что здесь

ведущим процессом является синтез иллита из «фундаментальных частиц», возникающих при растворении смектита. Последнее происходит в восстановительной обстановке диагенеза, что обуславливает вхождение части Al в кремнекислородные тетраэдры – обязательное условие замены смектитовой структуры на иллитовую. Такой процесс, идущий при участии бактериального биоса, называют «прямой иллитизацией смектита» (отличая ее от трансформационной иллитизации). Для низкотемпературного иллита характерна множественность политипов: «... у сотен образцов глинистой фракции осадочных пород с помощью метода сканирования обратного пространства текстур фиксировалась трехмерная дифракция от всех политипов слюд, а также их 3D смешанослойных образований...» [2]. Понятно, что в осадочных толщах отличить диагенетические гидрослюды от катагенетических нелегко, ибо формирование вторых может замаскировать признаки первых. Поэтому характеристику диагенетических гидрослюд можно получить, изучая либо молодые осадки, либо осадочные толщи, практически не затронутые катагенезом, примером которых может служить укугутская свита нижней юры в Зап. Якутии. Здесь описаны диагенетические смешанослойные минералы по субстрату смектитов сапонит-монтмориллонитовой группы, образованных при выветривании базитов и гипербазитов [3]. Ю. С. Симакова, изучавшая глинистые минералы верхнеюрских сланценосных отложений Республики Коми (Чим-Люптюгское месторождение), установила в них весьма широкое распространение смешанослойных образований, в основном иллит/смектитового типа – до 60 % от глинистой фракции! Поскольку эти платформенные отложения никогда не подвергались сколько-нибудь сильным термобарическим воздействиям, был сделан правдоподобный вывод о том, что доминирующий в разрезе иллит является аллотигенным, но массовое развитие смешанослойных иллит/смектитовых образований (доля которых почти везде гораздо выше, чем доля собственно смектита) – безусловно, продукт диагенеза [5].

2. **Глаукониты.** Поскольку глаукониты в общем – тоже гидрослюды (железистые), для них можно допускать существование таких же генотипов, как и для гидрослюд, но с рядом важных особенностей. Во-первых, почвенных глауконитов, по-видимому, не существует (?). Во-вторых,

трансформационные глаукониты могут формироваться не по любым смектитам, а только по железистым, типа нонтронитов. В-третьих, достоверно известно существование гидротермальных глауконитов (селадонитов). В итоге можно допускать существование не менее трех генотипов глауконитов. (1) Вероятно, преобладающий в природе генотип – *трансформационный смешанослойный диагенетический глауконит*, образующийся по субстрату Fe-смектита, путем внедрения в межслоевые промежутки Fe-смектита ионов  $K^+$ , вытесняющих оттуда молекулы воды, ионы  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$  и  $H^+$ . Такой глауконит может быть важным минеральным индикатором бывшего присутствия в породах железистой пирокластик. Далеко не случайно постоянное присутствие глауконита в мел-палеогеновых толщах Русской платформы в ассоциации с такими бесспорными индикаторами «камуфлированной пирокластик» (по А. Г. Коссовской), как бентониты, цеолиты и даже вполне явной – в виде рогулек вулканического стекла [1]. Можно думать, что именно данный генотип образуется и при подводном выветривании базальтов – гальмиролизе, чему большое значение придает В. Т. Фролов, возродивший воззрения К. Гюмбеля (1886 г.) на генезис глауконита [6]. (2) Более редкий (?) *синтетический* генотип, образующийся при взаимодействии водных коллоидов  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ , вынесенных из кор выветривания на континенте, в сопровождении сорбции  $K^+$  из морской воды. Такой глауконит должен иметь два характерных признака: (а) содержать при сопоставимой степени катагенеза осадочных толщ существенно меньшую долю разбухающих пакетов, поскольку он вообще не имел смектитового предшественника; (б) показывать высокие содержания бора, ибо встраивание  $B^{3+}$  в структуру алюмокремнекислородных тетраэдров на место  $Al^{3+}$  должно при синтезе проходить гораздо легче, чем при крайне медленной твердофазной диффузии сорбированного бора внутрь кристаллической структуры глауконита. Именно по этой причине заведомо аутигенные глаукониты как правило гораздо богаче бором, чем терригенные гидрослюды [8]. (3) *Гидротермальный глауконит-селадонит*. Помимо известных особенностей состава – очень широких вариаций железистости, меньшей доли разбухающих пакетов, и большего содержания K и Mg [9], можно думать, что такой глауконит должен отличаться от диагенетических и

более легким изотопным составом кислорода, однако вопрос этот изучен очень слабо.

**Бертьерины.** В настоящее время можно выделять три генотипа этих железистых слоистых силикатов с каолинитовой (1:1) структурой [9]. (1) *Диагенетический трансформационный*, образующийся по терригенному каолиниту путем внедрения в его структуру Fe, вынесенного вместе с ним из близлежащих кор выветривания на суше. Именно таким путем образовались, по-видимому, все оолитовые железные руды, называемые «лептохлоритовыми» или «шамозитовыми» (устаревшие названия, ибо шамозит – это хлорит, с четырехслойной структурой 2:1:1). Современные аналоги таких руд найдены в мелководно-шельфовых осадках у Западного побережья Африки, куда выбрасываются продукты размыва латеритов [11]. (2) *Диагенетический, вероятно, отчасти синтетический*, образующийся, как и глауконит, по субстрату Fe-пирокластик. Такой бертьерин присутствует в составе широко распространенных в разновозрастных отложениях «шамозит»-кремнистых конкреций, в том числе недавно описанных «Сочинских шариков», и таким образом служит превосходным индикатором «камуфлированной пирокластик». Отличить генотипы (1) и (2) можно, по-видимому, по железистости-магнезиальности, а также по парагенезису [11]. (3) *Катагенетический*, описанный японскими геологами в угленосной толще [9]. Он является продуктом реакции каолинита с железом сидерита. Диагностичен, по-видимому, изотопный состав кислорода, присутствие в составе марганца и, конечно, состав вмещающих пород.

**Смектитоподобные Mg-силикаты сепиолит и палыгорскит.** По данным, сведенным в [9, с. 139], в 1985 г. В. А. Дриц и А. Г. Коссовская выделили три генотипа палыгорскитов и сепиолитов: (1) хемогенно-эвапоритовый (стратиформные и жильные палыгорскит-сепиолиты карбонатных толщ, аридные почвенные и мелководно-озерные калькреды); (2) камуфлированный вулканогенно-осадочный, впервые установленный О. С. Ломовой в мощной толще палеоцен-эоценовых глубоководных красных глин Западной Атлантики; (3) гидротермально-осадочный, описанный Н. С. Скорняковой в глубоководных осадках Индийского океана и Б. И. Юсманом – в эоцен-меловых отложениях Южной Ферганы. Для

последнего генотипа характерна ассоциация палыгорскита и сепиолита со смектитами и клиноптилолитом.

#### Литература

1. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 128 с.
2. Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Структурные преобразования в системе иллит-смектит как индикаторы процессов литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Российск. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). – Сыктывкар: Геопринт, 2011, С. 48–50.
3. Никулин И.И. Эволюция и постседиментационные преобразования отложений укугутской свиты (Западная Якутия) литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Российск. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. С.193–195.
4. Петрова В.В. Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (силикаты, алюмосиликаты, гидроксиды). М.: ГЕОС, 2005, 247 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 525).
5. Салдин В.А., Симакова Ю.С., Бурцев И.Н. Глинистые минералы верхнеюрских пород Чим-Люптюгского месторождения горючих сланцев (Вычегодский сланценосный район) // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Российск. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011, С. 196–198.
6. Фролов В.Т. Литология. Учеб. пособие. Кн. 1. – М.: МГУ, 1992, 336 с.
7. Юдович Я.Э. Минеральные индикаторы литогенеза: Сыктывкарский форум-2011 литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Российск. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 3–19.
8. Юдович Я.Э. Проблемы геохимической диагностики фаций седиментогенеза: Матер. к Школе-семинару (Томск: 20–27 нояб. 2007). – Томск: Дельтаплан, 2007. 188 с.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб: Наука, 2000. 479 с.
11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. О существовании МБГ – минералов бертьериновой группы // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 7. – Сыктывкар, 2009, С. 76–95 (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 124).
12. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Никулова Н.Ю., Соин В.Н. Новые данные о шамозит-кремнистых фосфатсодержащих конкрециях // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона, № 6. – Сыктывкар, 2007, С. 124–132 (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, вып. 121).

## МОБИЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ФЛИШОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

**Р.М. Юркова, Б.И. Воронин**

*Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrmurz@mtu-net.ru*

Обсуждение основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных флишоидных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговых палеозон примитивной дуги представлены в восточной части п-ова Шмидта. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу развития геодинамической пары островная дуга-желоб [2]. Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1-2 мм), среднее (3-5 мм) и толстое (10-25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1–7 до 20-30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0,35 до 2,5 м, реже до 4,0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градационнослоистых. Характерны многослой турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели. В разрезе многократно повторяются прослой измененных тонких кристалло-витрокластических туфов или апопепловых метасоматитов мощностью от 5-10 см до 2,5-3,0 м. По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации

рассматриваемые отложения вполне сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканического, вулканотерригенного и терригенного материала. Присутствие лепешковидных мергелистых конкреций может служить свидетельством условий осадкообразования частично выше уровня карбонатной компенсации. В составе вулканотерригенного и терригенного материала установлены следующие группы обломков пород и минералов. 1) Спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микролитовой и везикулярной структуры. 2) Измененная спилито-базальтовая подводная гиалокластика. 3) Кератофиры, кварцевые кератофиры и плагиограниты. 4) Продукты пропилитизации основных и кислых вулканитов. 5) Туфолавы, часто смешанного спилит-кварц-кератофирового состава и измененные кристалло-витрокластические туфы. 6) Кристаллы: кварца, плагиоклазов (от альбита до андезина), клинопироксенов, роговых обманок, биотита и рудных минералов. 7) Окремненные и монтмориллонитизированные пепловые туфо-аргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а так же яшмоиды и кремни.

Для песчаников характерны высокие (25%) содержания обломков пород. Они отнесены к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым грауваккам [1]. Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями для последней, прослеживаются и узнаются в обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов размерностью 0,2-0,5 мм, а также в дебритах и грейнитах. Однако в контуритах наблюдается тенденция увеличения аркозовости обломочного материала. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидитных потоков установлены повышенные (от 5-7 до 10-12%) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послойные скопления. Замечено частичное замещение магнетита сульфидами железа и меди. С присутствием сульфидов связаны высокие (100г/т) содержания Zn в граувакках.

На основе данных изучения обломочных минеральных ассоциаций песчаных пород установлено, что главным источником обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканиты контрастной спилит-кератофировой серии, формирование которой частично совпадало с этапом

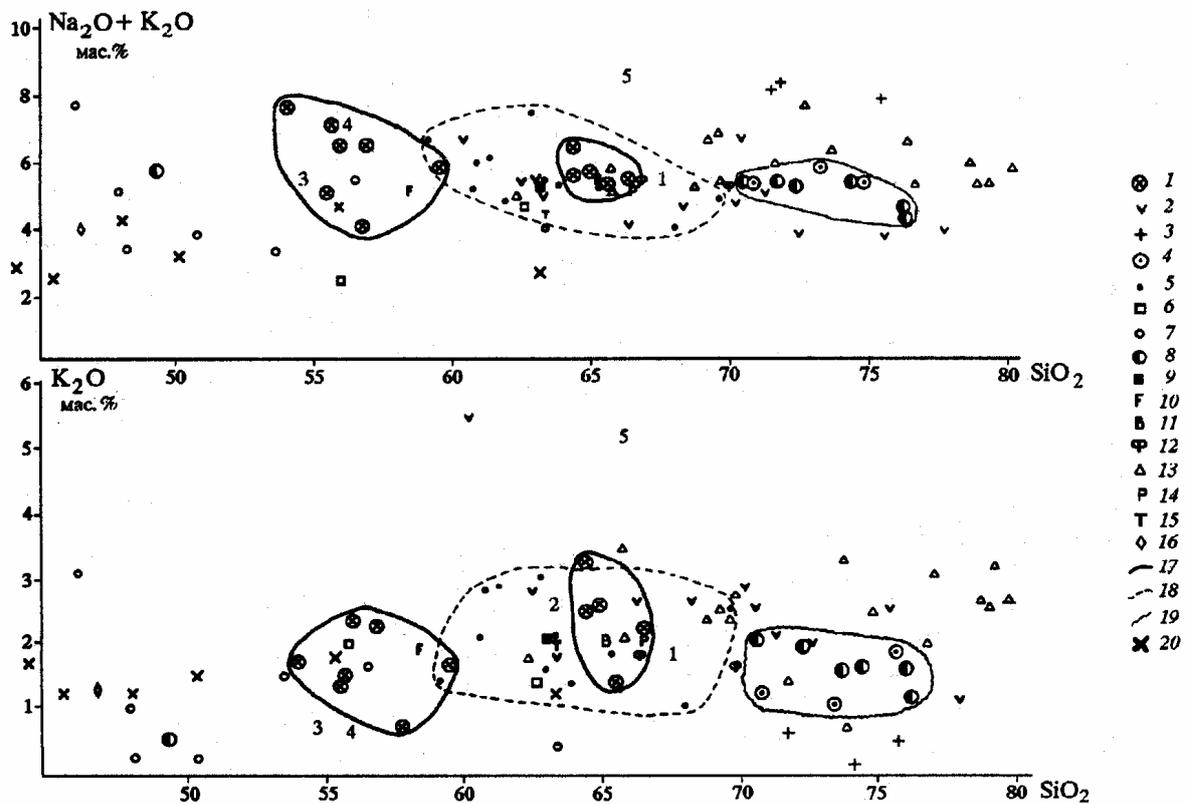


Рисунок. Диаграммы  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2+\text{K}_2\text{O})$  и  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$

Комплексы: 1-5, 8 - флишоидные: 1-3 - п-ова Шмидта Сахалина (сеноман-турон): 1 - песчаники, 2 - пепловые туфы, 3 - туфосилициты, 4,5 - Восточно-Сахалинских гор (коньяк-кампан) (данные: 4 - авторов, 5 - В.М.Гранника), 8 - Вывенско-Ватынской зоны (альб-кампан); б - трахиандезит-трахибазальтовый п-ова Шмидта (коньяк-кампан); 7 - малокурильской свиты (Маастрихт); 9 - угленосный р. Выходной (мезозой); 10, 11 - современные глубоководные пески: 10 - фронтальной части островной дуги (среднее по 9 обр.), 11 - задуговых бассейнов (среднее по 27 обр.); 12, 13, 16 - песчаники: 12 - францисканской формации (среднее по 21 обр.), 13 - Японии, 16 - Филиппинского моря; 14 - граувакки (средний состав по 6 обр.); 15 - турбидиты древние (цифры на диаграмме: 1 - эвгеосинклинальные песчаники, среднее по 21 обр.; 2 - песчаники мела Папуа (среднее по 61 образцам); 3 - вулканогенные граувакки девона Австралии; 4 - плагиоклазовая граувакка карбона Австралии; 5 - аркозы триаса штата Коннектикут США); 17-19 - поля фигуративных точек состава песчаников флишоидных комплексов: 17 - п-ова Шмидта, 18 - Восточно-Сахалинских гор, 19 - Вывенско-Ватынской зоны; 20 - вулканогенные и вулканотерригенные песчаники хребта Кумроч. Используются данные о составе бескарбонатных песчаников из работ, перечисленных в тексте

вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса [2]. Это подтверждается так же составом обвальнo-оползневых горизонтов мощностью от 4-6 до 45-50 м, которые прослеживаются в разрезах внутри алеволито-песчаных ритмических пачек. Они имеют брекчиево-блоковое строение, сформированы, по-видимому, за счет раздробления, брекчирования крутых стенок склона или каньонов, по которым транспортировался обломочный материал. Мобилизация вулканогенного вещества (дробление, разрушение, обвалы, оползни, гальмиролиз) на склонах островодужного поднятия была усилена сейсмической и тектонической активностью областей осадконакопления, которые располагались на внешней части раннеостроводужного поднятия и внутреннем склоне желоба. Наиболее массовое поступление вулканогенного и вулканотерригенного материала в бассейн седиментации происходило в этап формирования верхней пирокластическо-экструзивной части спилит-кератофирового комплекса в мелководной субаэральной обстановке. О подвижной обстановке осадконакопления свидетельствует большая роль нарушенных (конволюнтных) слоистых текстур пород, оползание, подвороты, расщепление, обрывы слоев, микросбросы, проседания, размывы и др.

Контрастность состава вулканотерригенного материала, питающего бассейн седиментации, сказалась на появлении двух типов обломочных ассоциаций граувакк: спилито-базальтовых и плагиогранит-кварц-кератофировых. Граувакки первого типа тяготеют к спилито-диабазам, второго типа имеют состав дацитов. С высокой флюидонасыщенностью исходной магмы связано седиментационно-диагенетическое преобразование слоёв пепла. Апопелловые метасоматиты состоят из альбита с кварцем, гидрослюдой и хлоритом. Влияние вулканизма спилит-кератофировой серии сказалось на контрастности состава апопелловых метасоматитов по количественному соотношению кварца с альбитом и хлорита.

Для флишоидных комплексов развитой палеодуги в составе обломочных компонентов алеволито-песчаных пород характерны основные плагиоклазы

(лабрадор-битовнит) и мегаплагиофировые базальты. Пепловые слои преобразованы в ломонтитовые метасоматиты, что связано с субсинхронным вулканизмом мегаплагиофировой серии. Для флишоидных комплексов зрелой Тайгоносской палеодуги характерны апопепловые метасоматиты с кварцем, высококремнистым кальциевым гейландитом, хлоритом, гидрослюдой.

Таким образом, главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги - альбита, с высоко глинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги - высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима.

#### Литература

1. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975, 107 с.
2. *Юркова Р.М., Воронин Б.И.* Формирование нефтегазоносных бассейнов в предостроводужных палеозонах // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2002, С. 186-220.
3. *Юркова Р.М., Воронин Б.И.* Ксонотлит как индикатор условий биметасоматоза // Теория, история, философия и практика минералогии. Матер. V минер. семинара. Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2006. С. 208-209.
4. *Юркова Р.М., Воронин Б.И.* Подъём и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС. 2006. С. 56-67.

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.В. Яковишина<sup>1</sup>, Е.А. Лыгина<sup>1</sup>, М.Н. Овечкина<sup>2</sup>, А.А. Одинцова<sup>1</sup>,  
О.А. Вожжова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. Ломоносова, Москва, yakovishina@mail.ru

<sup>2</sup>KwaZulu-Natal, Питермарцбург (Южная Африка)

Несмотря на богатый фактический материал, собранный за все время изучения Поволжья, остается много интересных и важных вопросов, касаемых стратиграфии и других областей Саратовского Поволжья, которые пока не изучены. Для решения этих задач нами совместно с геологами Саратовского Университета (А. В. Ивановым и И. А. Яшковым) проводились исследования по изучению литологического состава и уточнению стратиграфии маастрихтских отложений Саратовского Поволжья. Было детально изучено 4 разреза.

Маастрихтские отложения отличаются изменчивостью литологического состава — в одних участках они сложены карбонатными, в других — кремнистыми и глинистыми, в третьих — песчано-глинистыми и песчаными породами.

Изученные нами разрезы находятся в западной периферии Ульяновско-Саратовского прогиба (Рис. 1) и представлены преимущественно глинисто-песчаными и глинисто-карбонатными отложениями. Судя по находкам фауны белемнитов (*Belemnella lanceolata lanceolata* (Schlotheim, 1813), *Belemnella lanceolata angusta* Najdin, 1964,

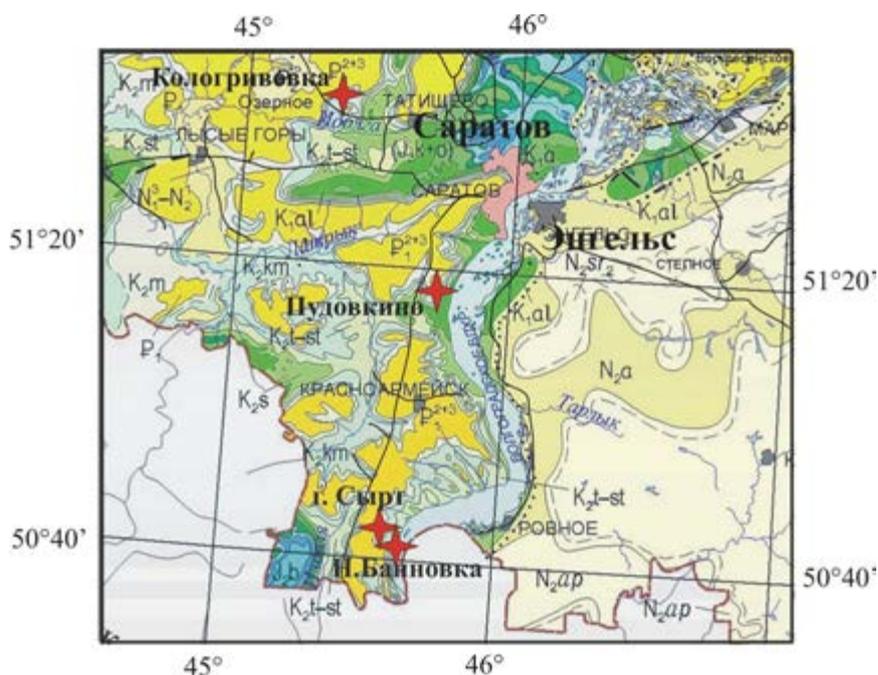


Рис. 1. Геологическая карта Саратовского Поволжья

*Belemnella sumensis sumensis* Jeletzky, 1949), а также данным по определенному нанопланктону изученные отложения, слагающие рассматриваемые разрезы относятся к лохской и николаевской свитам (нижний маастрихт) – по данным биостратиграфической шкалы верхнего мела (Рис. 2) [3].

Детальное изучение маастрихтских отложений позволило выделить 10

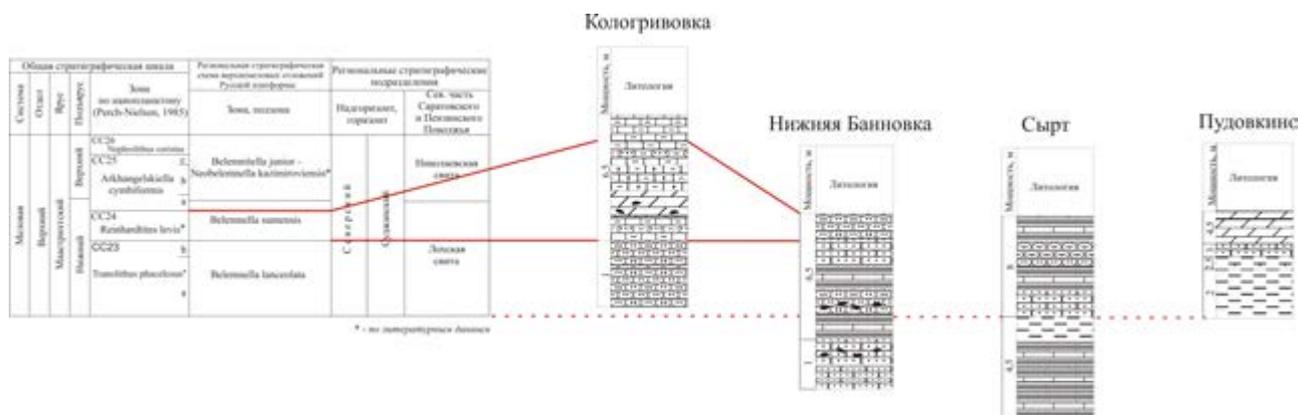


Рис. 2. Сопоставление изучаемых разрезов с подразделениями общей стратиграфической и региональной шкал

литогенетических типов, которые различны по типу и процентному содержанию основной массы, биокластов, терригенной и аутигенной примеси. Учитывая особенности накопления осадков литогенетических типов, каждый из них можно отнести к определенной фации. В результате проведения фациального анализа были построены кривые относительного уровня моря к каждому из изученных разрезов, которые хорошо коррелируются с кривой Хага (Рис. 3).

Изучив состав отложений, а также условия и характер осадконакопления можно сделать следующие выводы: изучаемая территория в маастрихте представляла собой бассейн, относительная глубина которого увеличивается с юго-запада к северо-востоку территории от первых десятков до сотен метров. Соленость бассейна нормальная, о чем свидетельствует наличие кокколитофорид (лишь немногие виды могут жить в пресных водах или в бассейнах с низкой соленостью) [1]. В позднекампан-маастрихтское время наблюдается обмеление бассейна, в верхнем маастрихте, на фоне общей регрессии бассейна, на территории проявлен импульс максимального углубления бассейна, о чем свидетельствуют более глубоководные карбонатно-

глинистые отложения (разрез Кологривовка). Характерное углубление бассейна в терминальном маастрихте происходило и на территории юго-западного Крыма, и на всей Европейской палеогеографической области [5].

Наличие в малозрелых породах полевых шпатов, слюды и хромшпинели как неустойчивых минералов свидетельствуют о приближенном источнике

сноса, с которого сносился материал по мере повышения-понижения уровня моря. Предположительно, источником сноса являлась Воронежская антекклиза.

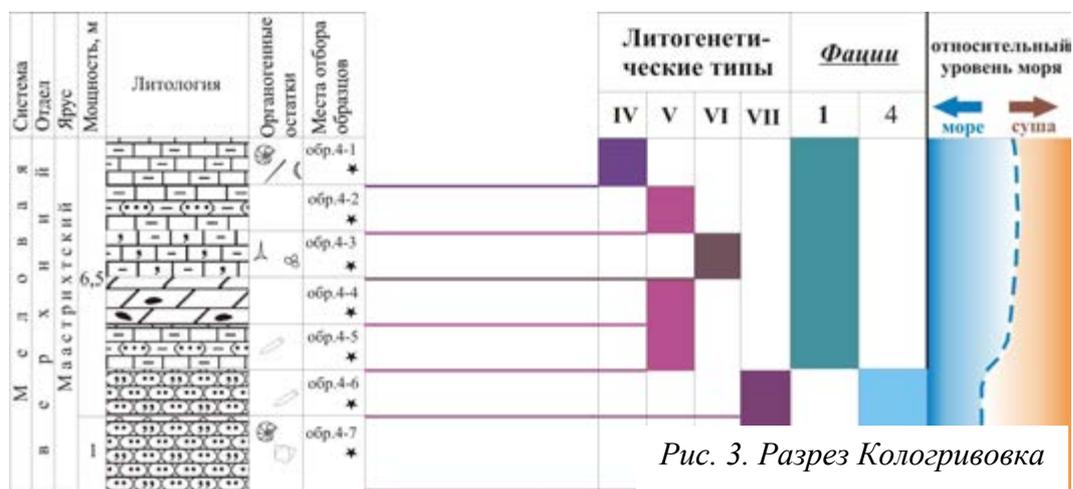


Рис. 3. Разрез Кологривовка

Условные обозначения

- 1. Умеренно-глубоководная фация
- 4. Прибрежно-морская фация

Климат в маастрихте был достаточно теплый, характерны достаточно высокие температуры морского бассейна, в среднем около 14° с сильным потеплением в интервале 65,55 – 65,20 млн. лет [2]. Существенное изменение температуры, связанное с похолоданием фиксируется в раннем маастрихте [4].

#### Литература

1. Овечкина М. Н. Известковый наннопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. Москва, Наука, 2007, с. 350.
2. Овечкина М. Н., Алексеев А. С. Изменения сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М. ПИН РАН, 2004. Вып. 6. С. 57-73.
3. Олферьев А. Г., Алексеев А. С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы: Объясн. зап. Москва: ПИН РАН, 2005. 203 с.
4. Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
5. Яковичина Е. В. Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма, М.: 2006, 21 с.

## ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В БАТ-ПОЗДНЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ

П.А. Ян

*ИНГГ СО РАН, Новосибирск, YanPA@ipgg.nsc.ru*

В составе бат-верхнеюрских отложений Западной Сибири выделены малышевский, васюганский, георгиевский и баженовский стратиграфические горизонты. Малышевский горизонт (верхи верхнего байоса – бат) представлен преимущественно континентальной верхнетюменской подсвитой. Васюганский (келловей – оксфорд) представлен латеральным рядом свит: от континентальных и переходных наунакской и татарской к морским васюганской, абалакской, точинской и сиговской свитам. Георгиевский (кимеридж) и баженовский (волга – низы берриаса) горизонты представлены преимущественно морскими глинистыми отложениями.

Комплексные седиментологические исследования позволили установить, что в среднем бате, в начале формирования нефтегазоносного горизонта Ю<sub>2</sub> (верхняя часть верхнетюменской подсвиты) в центральной и южной части бассейна существовала обширная аллювиальная равнина с относительно большим количеством поступавшего обломочного материала, благодаря чему формировались песчаные тела меандрирующих русел толщиной до 15 м. К концу среднего бата на территории Широкого Приобья фиксируется постепенный подъем уровня моря, появление анастомозирующих речных систем и дельт. В начале позднего бата произошло скачкообразное увеличение площади прибрежно-морского осадконакопления, связанное с затоплением Обь-Иртышской палеоступени. Формирование верхней части горизонта Ю<sub>2</sub> на большей части Широкого Приобья происходило в обстановках мелкого моря с многочисленными островами. На территории Томской области на протяжении всего бата существовала аллювиальная равнина с крупной системой меандрирующих русел, по которым происходило перемещение основного объема обломочного материала, поступавшего в бассейн с юго-востока. Южнее

и западнее располагалась слаборасчлененная, участками заболачивающаяся пойменная равнина с мелкими руслами и озерами.

В конце позднего бата произошло резкое затопление большей части Западно-Сибирского бассейна. Поступление осадочного материала сильно сократилось. Базальная пахомовская пачка, сформировавшаяся на этом этапе, сложена плохосортированными биотурбированными алевропесчаниками, насыщенными диагенетическими минералами железа и остатками морской фауны. Она перекрывается конденсированными тонкоотмученными черными аргиллитами янской пачки [1], формировавшейся в относительно глубоководных обстановках с периодически возникающими аноксидными условиями в придонных слоях воды. В центральных районах Западной Сибири выше залегают алеврито-глинистые отложения верхней части нижневасюганской подсвиты, формировавшиеся в обстановках средне-глубокого шельфа. На юге и юго-востоке бассейна в это время шла импульсная проградация пляжево-баровых систем, которые достигли территории Широтного Приобья лишь в раннем оксфорде и выразились в образовании пластов Ю<sub>1</sub><sup>4</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>3</sup>. На крайнем юге, в Омском и Тебисском структурно-фациальных районах (СФР), условий для формирования пахомовской и янской пачек не было, келловейская трансгрессия здесь выразилась в образовании крупных морских заливов, в которые сразу началась проградация дельт и пляжево-барово-лагунных отложений. В конце раннего оксфорда большую часть центральных и юго-восточных районов Западной Сибири заняла обширная заболачивающаяся равнина со слабо развитой русловой системой, в результате чего сформировался угольный пласт У<sub>1</sub>.

В начале среднего оксфорда последовала обширная трансгрессия. Относительно глубоководные обстановки простирались достаточно широко, однако накапливавшиеся в них глинистые пачки были маломощны и частично переработаны в последовавший за трансгрессией этап активной проградации пляжево-баровых систем. Сформированный в результате песчаный пласт Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> имеет значительную толщину и широкое распространение, что подразумевает

значительные объемы поступавшего в бассейн обломочного материала. В позднем оксфорде произошел еще один трансгрессивный эпизод, по масштабам превосходящий все предыдущие за юрский период. Море затопило практически полностью Ажарминский и Омский СФР. Поступление материала в бассейн было слабым: широкое распространение получили обстановки ракушняковых банок и алевроито-песчаных отмелей в пределах шельфа, образованных за счет переработки материала, привнесенного в бассейн в предыдущий период. Сформировавшийся в это время пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> представлен известковыми песчаниками с двустворками, скафоподами и редкими белемнитами.

В самом конце позднего оксфорда – начале кимериджа произошло событие, которое считается крупнейшей трансгрессией, охватившей всю бореальную область. Барабинская пачка, залегающая в основании кимериджских отложений, представлена глауконититовыми глинисто-алевропесчаными биотурбированными породами, насыщенными аутигенными минералами железа и остатками морской фауны и обычно имеет толщину 1-2 м. Ее формирование происходило в условиях умеренно глубокого шельфа с низкими темпами седиментации. Однако существенного приращения площади морского седиментогенеза в бассейне не было, и говорить о кимериджской трансгрессии, как о процессе наступления моря на сушу, видимо, не совсем правильно. Вероятно, было некоторое углубление морского бассейна при резком сокращении привноса осадочного материала. Залегающие выше аргиллиты георгиевской, нижней части марьяновской свит и верхнеабалакской подсвиты формировались в относительно глубоководных обстановках, на разном удалении от береговой линии, при отсутствии поступления терригенного материала с юга и юго-востока. Единственным периодически активным источником сноса в кимеридже оставалось северо-восточное обрамление Западной Сибири. В волжское время при примерном сохранении положения береговой линии, произошло еще большее углубление бассейна и его стагнация. Региональное поступление обломочного материала в бассейн прекратилось, формировалась битуминозная баженовская свита и ее аналоги.

Рассмотренная эволюция обстановок седиментации в бат-позднеюрское время контролировалась в первую очередь закономерными изменениями бассейнового режима: вариациями в темпе и направлениях поставки обломочного материала и в меньшей степени – колебаниями уровня моря. При этом причины этих изменений до сих пор остаются дискуссионными. Классическая эвстатическая модель развития седиментационного бассейна не в состоянии объяснить совокупность имеющихся фактов. Морская акватория в Западной Сибири не претерпевала значительных площадных изменений, начиная с конца среднего – начала позднего оксфорда, при этом режим седиментации менялся существенно и неоднократно. Единственными изохронными реперами в рассматриваемых отложениях, вероятно, являются пахомовская и барабинская пачки. Как показано выше, трансгрессивными они, по всей видимости, не являются. Ограниченный этими пачками полифациальный васюганский горизонт может рассматриваться, как единый осадочный комплекс, сформированный в течение полного цикла развития осадочного бассейна. Литологические границы осадочных тел в его пределах имеют скользящие возрастные границы и строго подчиняются закону Головкинского и использовать их в качестве региональных корреляционных реперов возможно лишь с долей условности. В качестве основного фактора эволюции осадочного бассейна, видимо, следует рассматривать глобальные геодинамические и климатические перестройки в областях сноса на его периферии [2, 3].

#### Литература

1. Аухатов Я.Г., Бурлева О.В., Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Шурыгин Б.Н., Ян П.А. Выделение янской пачки в васюганском горизонте Западно-Сибирского осадочного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 1-го Всерос. Собрания. Москва: ГИН РАН, 2005. С. 5-7.
2. Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5-6. С. 34–44.
3. Бейзель А.Л., Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В. Основные черты импульсной модели формирования васюганского горизонта Западной Сибири // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2007. Вып. I (17). С. 71-80.

## Содержание

<i>Макаров В. П.</i> Вопросы теоретической литологии. Элементы теории «текстур».....	3
<i>Макаров В. П.</i> Об источниках вещества карбонатов разной природы по изотопно-геохимическим данным.....	7
<i>Малёнкина С. Ю.</i> Условия формирования различных типов построек юрскими микробиальными сообществами.....	11
<i>Малиновский А. И.</i> Химический состав терригенных пород Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь) и его геодинамическая интерпретация.....	16
<i>Маслов А. В., Гражданкин Д. В.</i> Рифей и венд Южного и Среднего Урала: современное состояние литолого-стратиграфических исследований.....	20
<i>Маслов А. В., Мизенс Г. А., Подковыров В. Н., Сорокин А. А., Смирнова Ю. Н., Сокур Т. М.</i> Основные черты литохимии синорогенных псаммитов	24
<i>Матвеев В. П.</i> Системный подход к определению понятия «геологическое тело».....	28
<i>Матухин Р. Г.</i> Пульсации Земли как определяющий фактор седименто- и рудогенеза.....	33
<i>Матухин Р. Г.</i> Условия образования кварцитов палеогена юго-восточной части Восточно-Европейской платформы.....	37
<i>Мизенс Г. А., Кокшина Л. В.</i> Петрографические особенности терригенных толщ доюрского фундамента на юго-западе Западно-Сибирской плиты и возможные источники обломочного материала.....	41
<i>Минькевич И. И., Килин Ю. А., Клёцкина О. В.</i> Особенности литологии карстовых коллекторов.....	45
<i>Миролюбова Е. С.</i> Вещественный состав и условия образования среднедевонско-среднекаменноугольных пород о. Бельковский (Новосибирские о-ва).....	49
<i>Молоштанова Н. Е., Вишняков А. К.</i> К вопросу о минеральном составе галопелитов.....	53
<i>Морозов В. П., Кольчугин А. Н., Королев Э. А., Шмырина В. А., Корчагин А. Г.</i> Связь геофлюидного и геодинамического факторов развития вторичных изменений в бассейнах породообразования.....	56
<i>Московский Г. А., Свидзинский С. А.</i> О концепциях галогенеза (на примере Прикаспийской впадины) .....	59
<i>Муравьев Ф. А., Балабанов Ю. П.</i> Биогенные железистые минералы в красноцветных отложениях нижнего триаса Московской синеклизы.....	62
<i>Муравьев Ф. А., Балабанов Ю. П.</i> Литология и магнетизм пограничных пермо-триасовых отложений разреза «Жуков овраг».....	65
<i>Мурдмаа И. О.</i> Седиментосфера: взгляд из океана.....	68
<i>Мусин Р. Х., Мусина Р. З., Нигматуллина Д. А., Тухватуллина Г. А.</i> О мобилизации вещества стратисферы в ходе подземной ветви гидрологического круговорота воды.....	72

<i>Мухин В. М.</i> Особенности седиментогенеза северо-западной части Черного моря.....	76
<i>Наставкин А. В.</i> Каолинит в среднекарбоновых каменных углях Донецкого бассейна.....	80
<i>Немировская И. А., Сивков В. В., Шельтинг К. С.</i> Углеводороды донных осадков в районе месторождений.....	84
<i>Никулин И. И.</i> Связь рудоносной коры выветривания с материнскими железистыми кварцитами Большетроицкого месторождения, Белгородский район КМА.....	88
<i>Никулова Н. Ю.</i> Закономерности размещения рудопроявлений золота в базальных горизонтах уралид севера Урала.....	91
<i>Новичкова Е. А.</i> История развития Белого моря по данным анализа микрофоссилий и литологического состава осадков.....	94
<i>Нургалиев Д. К., Печерский Д. М., Гильманова Д. М.</i> Космическое вещество в осадочных породах: методы обнаружения и некоторые результаты.....	100
<i>Нургалиева Н. Г., Силантьев В. В., Ветошкина О. С.</i> Вариации отношений стабильных изотопов углерода и кислорода в уржумских и татарских отложениях эталонного разреза.....	103
<i>Нургалиева Н. Г., Хасанов Р. Р., Морозов В. П., Нургалиев Д. К.</i> Литологические исследования в Казанском университете: прошлое, настоящее, будущее.....	107
<i>Овсянникова Е. А.</i> Вещественный состав, условия образования и нефтегазоносность отложений нижнехетской свиты Большехетской структурной террасы Западно-Сибирской плиты.....	114
<i>Оленова К. Ю.</i> Литология и условия образования нижнепермских карбонатных отложений северной части Колвинского мегавала (Тимано-Печорская плита).....	118
<i>Осинцева Н. А.</i> Фации и постседиментационные процессы в фаменских отложениях центральной части Хорейверской НГО.....	123
<i>Осовецкий Б. М.</i> Эволюция мезозойского осадконакопления на востоке Восточно-Европейской платформы и прикладные аспекты.....	128
<i>Печенкин И. Г.</i> Урановый рудогенез в нефтегазоносных бассейнах: литолого-геохимический аспект.....	133
<i>Писаренко В. Ю., Писаренко Ю. А.</i> Особенности строения и формирования девонских отложений зоны сочленения системы Рязано-Саратовских прогибов, Жигулевско-Оренбургского свода и Прикаспийской впадины.....	137
<i>Подковыров В. Н.</i> Эволюция состава терригенных отложений венда юго-востока Сибирской платформы.....	141
<i>Полуфунтикова Л. И.</i> Условия и многостадийность формирования терригенных отложений (Южное Верхоянье, Якутия).....	144
<i>Попков В. И., Соловьев В. А., Соловьева Л. П.</i> Нафтиды и руды (взаимосвязь состава, свойств, формы и структуры).....	148

<i>Попов А. Ю.</i> Литолого-фациальный анализ батских отложений северного склона Хантейской гемиантеклизы (Западная Сибирь).....	152
<i>Постникова О. В., Фомичева Л. Н., Соловьева Л. Н.</i> Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы.....	155
<i>Потапов Е. Г.</i> Особенности литологии верхнеюрских и нижнемеловых отложений региона Кавказских Минеральных Вод.....	158
<i>Пошибаев В. В., Изъюров А. Д., Халиулов А. А.</i> Строение, литологическая характеристика и закономерности распространения позднедокембрийских терригенных продуктивных комплексов Иркиннеево-Чадобецкой рифтовой зоны.....	162
<i>Пустыльников В. В.</i> Зоны окварцевания в песчаных горизонтах венда на юге Восточной Сибири – проявление локального или регионального масштаба?.....	166
<i>Рахимов М. С., Васильев И. В.</i> Прогнозирование геологического разреза по геофизическим данным (на примере Чувашии).....	170
<i>Розен О. М.</i> Наблюдаемые признаки первых осадков и условия раннего литогенеза в истории Земли.....	173
<i>Розен О. М.</i> Типизация осадочных пород раннего докембрия.....	177
<i>Ростовцева Ю. В., Косоруков В. Л.</i> Отражение развития средне-верхнемиоценовых осадочных бассейнов восточного Паратетиса в составе глинистых отложений Таманского прогиба.....	181
<i>Рубан Д. А.</i> Тектонический фактор в формировании палеозойских и мезозойских рифогенных комплексов Большого Кавказа.....	184
<i>Рябинкина Н. Н., Румянцева И. И.</i> Литохимические особенности нижневизейских отложений западного склона Урала.....	187
<i>Савко А. Д., Новиков В. М., Дмитриев Д. А., Крайнов А. В.</i> Каолиниты континентальных обстановок (на примере Воронежской антеклизы).....	190
<i>Савко А. Д., Шевырев Л. Т.</i> Эволюция экзогенного минерагенеза в докембрии.....	195
<i>Савко К. А., Самсонов А. В., Базиков Н. С.</i> Метатерригенные породы воронцовской серии в зоне сочленения Сарматии и Волгоуралии: состав, условия образования и источники сноса.....	199
<i>Садчикова Т. А., Друщиц В. А.</i> Проявления каустобиолитов в кайнозойской толще континентальной окраины Восточной Арктики.....	203
<i>Салдин В. А.</i> Новые представления о структуре верхневизейско-нижнеартинской карбонатной формации на севере Урала.....	207
<i>Сандула А. Н.</i> Обломочные известняки и органогенные образования карбонатных (калейдовых) формаций северо-востока Европейской платформы.....	211
<i>Сараев С. В., Батурина Т. П., Медведев А. Я., Травин А. В.</i> Вулканизм и осадконакопление в карбоне на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы.....	215
<i>Сафронов В. Т.</i> Метаморфизованные железисто-кремнистые отложения (эвлизиты) раннего докембрия Евразии.....	219

<i>Сафронов В. Т.</i> Первичный состав и петрохимические особенности метаосадочных пород большечеремшанской серии Волго-Уральской области.....	222
<i>Свальнов В. Н.</i> Мобилизация, перенос и осаждение вещества в пелагических областях Мирового океана.....	226
<i>Свальнов В. Н., Алексеева Т. Н.</i> Этапы океанского железо-марганцевого рудообразования.....	230
<i>Седаева К. М.</i> Событийные седиментолиты на границе девона-карбона и палеогеодинамическая обстановка их формирования.....	234
<i>Седлецкий В. И., Байков А. А.</i> О времени и скорости формирования латеральных парагенетических систем рифы-эвапориты.....	239
<i>Семенов Г. А.</i> Травертины Альпийского пояса Мира и перспективные направления их использования.....	243
<i>Сенников Н. В., Обут О. Т., Буколова Е. В., Толмачева Т. Ю.</i> К вопросу оценки глубин формирования кремневых пород в алтайских кембродовиковских бассейнах.....	248
<i>Сергеева Э. И., Кошелева В. А.</i> Актуальные проблемы стадияльного и наложенного эпигенеза «экзолитов».....	252
<i>Сивальнева О. В.</i> Литолого-фациальная характеристика турнейских отложений некоторых районов Мелекесской и Бузулукской НГО.....	256
<i>Ситдикова Л. М., Сидорова Е. Ю.</i> Особенности формирования древних кор выветривания в пределах Южно-Татарского свода.....	259
<i>Скибцикая Н. А., Яковлева О. П.</i> Особенности мобилизации биогенного карбонатно-органического вещества продуктивных толщ месторождений углеводородов.....	263
<i>Советов Ю. К.</i> Седиментография - ключ к седиментологии и происхождению осадочных бассейнов.....	267
<i>Созинов Н. А.</i> О варианте стратиформного рудообразования.....	271
<i>Сокур Т. М.</i> Особенности эволюции осадочного процесса в венде на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы.....	274
<i>Сонин Г. В.</i> Лавинная седиментация и образование стилолитовых структур.....	278
<i>Сонин Г. В., Силантьев В. В.</i> Диагенетическая микронеональность Перфильева как причина возникновения слоистости в карбонатных строматолитах.....	282
<i>Сорока Е. И., Анфимов А. Л., Ярославцева Н. С.</i> Некарбонатные девонские фораминиферы рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал).....	286
<i>Столбова Н. Ф., Кринин В. А., Науменко Н. Г.</i> Литолого-геохимические особенности пород палеозоя в районе плато Путорана по данным бурения скважины Кыстыктахская-2.....	290
<i>Стукалова И. Е., Сыкорова И.</i> Лигниты и суббитуминозные угли: качество и петрографический состав.....	295
<i>Суворова Е. Б.</i> Каменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения субаквального продолжения Медынского вала.....	299

<i>Судакова Н. Г., Немцова Г. М.</i> Питающие минералогические провинции как ведущий фактор формирования региональных особенностей состава отложений квартера.....	303
<i>Сухов Е. Е.</i> Пермские фораминиферы как важнейший показатель палеогеографии.....	306
<i>Сухов Е. Е.</i> Пермские агглютинированные фораминиферы Печорской провинции.....	311
<i>Сухов С. С.</i> Проблемы отражения структуры карбонатных осадочных бассейнов в стратиграфических схемах и геисторических реконструкциях (на примере кембрия Сибирской платформы).....	315
<i>Сынгаевский Е. Д.</i> Характеристика битумов рифей-вендских пород палеобассейнов Восточной Сибири.....	321
<i>Сынгаевский Е. Д., Лебедев В. С.</i> Признаки углефикации, содержание и состав глубокосорбированных углеводородов в углях.....	324
<i>Талпа Б. В., Бойко Н. И.</i> Особенности формирования современных комплексных россыпей на Таманском полуострове (Краснодарский край)	327
<i>Тарасенко А. Б.</i> Темпеститовые прослои в ильменских глинах Главного девонского поля.....	331
<i>Твердохлебов В. П.</i> Влияние пермской и раннетриасовой аридизации на изменение седиментационных процессов на востоке Европейской России.....	335
<i>Тибилев И. В.</i> О метасоматическом генезисе обломочных фракций песчаников чукотских мезозойд.....	340
<i>Тугарова М. А.</i> Литохимические признаки флюидного эпигенеза в нефтегазоносных осадочных бассейнах.....	343
<i>Тумашов И. В.</i> Литология и коллекторские свойства венд-нижне-кембрийских отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции.....	346
<i>Тучкова М. И., Соколов С. Д., Вержбицкий В. Е., Худолей А. К.</i> Палеореконструкции триасовых осадочных бассейнов северо-востока Сибири – осадконакопление и деформации.....	350
<i>Тюрин А. Н., Аль-Хадж М. А.</i> Минералого-геохимические особенности фосфоритов Татарстана.....	354
<i>Тюрин А. Н., Бахтин А. И.</i> Литолого-минералогическая классификация цеолитсодержащих пород на примере изучения месторождений Республики Татарстан.....	358
<i>Улановская Т. Е., Зеленичиков Г. В., Калинин В. В.</i> Стратиграфическое расчленение континентальной юры российского сектора Каспийского моря по литологическим данным.....	362
<i>Урманцева Л. Н., Туркина О. М.</i> Метаосадочные породы западной окраины Сибирского кратона как индикаторы роста коры.....	368
<i>Усминская А. В.</i> Эволюция палеогеографических обстановок формирования миоценовых отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.....	372

<i>Фазлиахметов А. М.</i> Состав вулканогенно-обломочных пород улутаусской свиты Южного Урала и особенности его формирования.....	375
<i>Фазлиахметов А. М.</i> Цикличность и особенности строения вулканогенно-осадочных отложений улутауской свиты Южного Урала.....	379
<i>Фигура Л. А.</i> Эволюция силурийского осадконакопления в Днестровском перикратонном прогибе.....	383
<i>Хабаров Е. М.</i> Карбонатная седиментация и некоторые вопросы эволюции и рифообразования в докембрии.....	387
<i>Хардииков А. Э.</i> Генетические типы цеолитов Северного Кавказа.....	391
<i>Хардииков А. Э., Холодная И. А., Астахова А. А.</i> Цеолитонность атканской свиты Аян-Юрхского антиклинория Верхояно-Колымской складчатой области.....	394
<i>Харченко С. Ю.</i> Закономерности распределения кремнистых пород эоцена на территории Восточного Донбасса.....	397
<i>Хасанов Р. Р., Исламов А. Ф., Гафуров Ш. З.</i> Реконструкция условий визейского торфонакопления на территории Волго-Уральского региона на основе распределения редкоземельных элементов.....	399
<i>Хасанов Р. Р., Хусаинов Р. Р.</i> Метапелиты большечеремшанской серии кристаллического фундамента Татарского свода.....	404
<i>Хасанова К. А.</i> К вопросу о применении факторного анализа с целью верификации генетических реконструкций (на примере ачимовских отложений Ямбургского месторождения, Западная Сибирь).....	408
<i>Холодов В. Н.</i> О главном направлении в развитии литологии и работе Межведомственного литологического комитета.....	412
<i>Холодов В. Н.</i> Типы элизионных систем и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.....	414
<i>Храмченков М. Г.</i> О некоторых особенностях уплотнения горных пород... ..	416
<i>Хрусталёва Г. К., Медведева Г. А.</i> Металлогения и металлоносность горючих сланцев России.....	419
<i>Цеховский Ю. Г., Бадамгарав Ж.</i> Осадочные формации и условия осадконакопления в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах (Прибайкалье и Монголия) .....	423
<i>Цеховский Ю. Г., Седаева Г. М.</i> Карбонатные осадочные породы в мезозойских рифтовых впадинах Гобийского Алтая.....	428
<i>Цыганко В. С.</i> Высокоглиноземистые отложения в девоне Пай-Хоя.....	434
<i>Цыганкова В. А., Попова П. Ф., Бурмистрова Л. А.</i> Седиментологические особенности формирования среднеюрских отложений российского сектора акватории Каспия.....	439
<i>Чернова Л. С., Шиганова О. В.</i> Эволюционные бассейновые преобразования в венд-кембрийское время на основе концептуальных моделей по комплексу литологических и гидрогеологических исследований.....	443
<i>Чернова О. С.</i> Иерархия и систематика седиментологических объектов....	447
<i>Чернова О. С.</i> Эволюция юрских палеоландшафтов юго-востока Западной Сибири.....	451

<i>Чефранов Р. М., Коркошко А. В.</i> Некоторые результаты интерпретации данных гамма-каротажа при разведке титан-циркониевых россыпей Умытйинского участка Зауралья.....	455
<i>Чечко В. А.</i> Влияние ледяного покрова на процессы осадкообразования в лагунной обстановке (на примере Вислинского залива Балтийского моря)...	459
<i>Шадрин А. Н., Сандула А. Н.</i> Генетические типы отложений визейской терригенно-карбонатной (платамовой) формации бассейна Верхней Печоры	462
<i>Шакиров Р. Б.</i> Западно-Тихоокеанский газогидратоносный пояс.....	466
<i>Шакиров Р. Б., Сорочинская А. В.</i> Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря.....	469
<i>Шеболкин Д. Н.</i> Литолого-геохимический маркер границы ландовери и венлока на юге гряды Чернышева.....	473
<i>Шевченко В. П.</i> Роль эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении в Арктике.....	476
<i>Шехунова С. Б., Стадниченко С. Н.</i> Особенности изотопного состава серы нижнепермской соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины.....	481
<i>Шишлов С. Б.</i> Современное состояние и перспективы развития осадочной формациологии.....	485
<i>Школьник С. И., Летникова Е. Ф.</i> Геохимические особенности и условия формирования марганцевых пород Западного Прибайкалья (Цаган-Забинское месторождение) .....	489
<i>Шморз Я. С.</i> Литология продуктивных горизонтов нефтегазоносных коллекторов Юльевско-Нарижнянской структурно-тектонической зоны....	493
<i>Щепетова Е. В.</i> Обстановки формирования обогащенных ОВ отложений в морских бассейнах поздней юры и раннего мела Русской плиты.....	497
<i>Щербаков Э. С.</i> Определение динамики среды осадконакопления по терригенным минералам.....	501
<i>Щербакова Т. А., Шевелев А. И.</i> Биогенные аспекты магнетитообразования...	505
<i>Эльшахат О. Р.</i> Минерагенический потенциал свиты Фивы юго-западного Синая, Египет.....	508
<i>Эльшахат О. Р.</i> Особенности минерального состава палеоцен-эоценовых отложений юго-западной части Синая, Египет.....	512
<i>Юдович Я. Э., Кетрис М. П.</i> Конвергентные слоистые силикаты – индикаторы литогенеза.....	515
<i>Юркова Р. М., Воронин Б. И.</i> Мобилизация вещества для формирования предостроводужных флишоидных комплексов.....	520
<i>Яковшина Е. В., Лыгина Е. А., Овечкина М. Н., Одинцова А. А., Вожжова О. А.</i> Некоторые особенности формирования маастрихтских отложений Саратовской области.....	525
<i>Ян П. А.</i> Факторы эволюции Западно-Сибирского осадочного бассейна в бат-позднеюрское время.....	528

**КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
В РОССИИ**

**Материалы**

**8/ Всероссийского литологического совещания**

*(Казань, 26-30 сентября 2011 г.)*

**Том II**

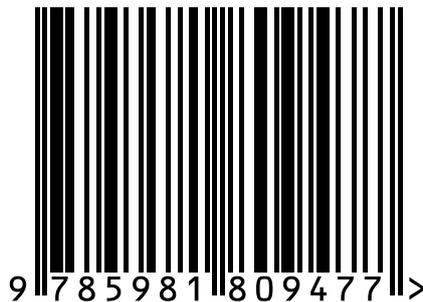
Выходит в авторской редакции

Подписано в печать 8.09.11.  
Бумага офсетная. Печать ризографическая.  
Формат 60x84 1/16. Гарнитура «Times New Roman». Усл.печ.л. 31,39  
Уч.-изд.л. 26,00. Тираж 300 экз. Заказ 6/9

Отпечатано с готового оригинала-макета в типографии  
Казанского (Приволжского) федерального университета

420008, г. Казань, ул. Профессора Нужи́на, 1/37  
Тел. (843) 233-73-59, 292-65-60

**ISBN 978-5-98180-947-7**



9 785981 809477 >